ISSN 0207-4028

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

3

1989

28-я СЕССИЯ МЕЖДУНАРОДНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КОНГРЕССА 1989 г. ВАШИНГТОНЕ – КРУПНЕЙШИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФОРУМ, ПРИЗВАННЫЙ ПОСТАВИТЬ НОВЕЙШИЕ ДОСТИЖЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ МЫСЛИ НА СЛУЖБУ ЧЕЛОВЕЧЕСТВУ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ТЕОРЕТИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

Журнал основан в январе 1982 г. *Выходит 6 раз в год*

МАЙ — ИЮНЬ № 3, 1989

СОДЕРЖАНИЕ

Маслов Л. А., Романовский Н. П. Строение Тихоокеанского подвижного пояса и его динамика по поверхностным и глубинным геолого-геофизическим данным 3

Аргентов В. В., Жигулев В. В., Лущенко В. И. Новые данные о строении осадочного чехла и акустического фундамента Филиппинского моря 25

Злобин Т. К. Строение литосферы в районе о. Итуруп по сейсмическим данным 33

Мельников О. А., Ильев А. Я. О новых проявлениях грязевого вулканизма на Сахалине 42

Лебедев Е. Л., Гурьянов В. А., Рассказов Ю. П., Чепыгин В. Е. Геологическое развитие и вулканизм южной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса 50

Шеймович В. С. О происхождении гранитоидов в вулканических поясах 56

Зинкевич В. П., Константиновская Е. А., Цуканов Н. В. Тектонические покровы северной части Валагинского хребта (Восточная Камчатка) 62

Ставский А. П., Березнер О. С., Сафонов В. Г., Злобин С. К. Тектоника Майницкой зоны Корякского нагорья 72

Малиновский А. И., Тихонова В. И., Трушкова Н. В. О двух типах источников сноса при формировании Олюторского прогиба Восточной Камчатки 82

Мишенькин Б. П., Колмаков Е. А., Мишенькина З. Р., Анненков В. В., Брыксин А. В., Тен Е. Н., Шелудько И. Ф. Результаты глубинного сейсмического зондирования на востоке трассы БАМ 89

Беляева В. Р., Залищак Б. Л. Образование анортитсодержащих грейзенов одного из рудных полей (Верхнее Приамурье) . . . 95

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Ханкишиева Л. М., Карогодина И. П. Осадочный покров и рельеф поверхности акустического фундамента области перехода от возвышенности Шатского к Императорским горам 103

Манилов Ф. И., Иволга Е. Г., Маловицкая Н. Л., Борисенко С. С., Зубехина О. Г., Пугина Л. Т. Физические поля оловорудных районов юга Дальнего Востока . . . 107

Врублевский А. А., Юшманов Ю. П., Кузнецов Д. Н. Структура Красногорского полиметаллического месторождения (Приморье) и морфология рудных тел . . . 112

Бердников Н. В. Термобарогеохимические модели метаморфизма 116

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

Власов Г. М. Тектоника плит, реальные геологические условия и руды металлов . . . 119

ХРОНИКА

Первые результаты нефтепоисковых работ в континентальных впадинах Дальнего Востока 127

НОВОСИБИРСК
«НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

USSR ACADEMY OF SCIENCES
FAR EASTERN BRANCH

PACIFIC GEOLOGY

ALL-UNION SCIENTIFIC AND ENGINEERING JOURNAL

Appears from January 1982 *Periodicity 6 issues in a year*

MAY — JUNE N 3, 1989

CONTENTS

Maslov L. A., Romanovsky N. P. Structure of the Pacific mobile belt and its dynamics from surface and deep geologic-geophysical data 3
Argentov V. V., Zhigulev V. V., Lushchenko V. I. New data on the structure of the sedimentary cover and acoustic basement of the Philippine Sea 25
Zlobin T. K. Lithosphere's structure in the Iturup Island region from seismic data 33
Melnikov O. A., Iliyev A. Ya. On new manifestations of mud volcanism on Sakhalin . . . 42
Lebedev Ye. L., Guryanov V. A., Rasskazov Yu. P., Chepygin V. Ye. Geologic development and volcanism of the southern part of the Okhotsk-Chukotka volcanogenic belt . . . 50
Sheimovich V. S. On the origin of granitoids in volcanic belts 56
Zinkevich V. P., Konstantinovskaya Ye. A., Tsukanov N. V. Tectonic nappes of the northern part of the Valaginsky Range (East Kamchatka) 62
Stavsky A. P., Berezner O. S., Safonov V. G., Zlobin S. K. Tectonics of the Mainitskaya zone of the Koryak upland 72
Malinovsky A. I., Tikhonova V. I., Trushkova N. V. On two types of the sources of removal during the Olyutorsky trough formation in East Kamchatka 82
Mishenkin B. P., Kolmakov Ye. A., Mishenkina Z. R., Annenkov V. V., Bryksin A. V., Ten Ye. N., Sheludko I. F. Results of deep seismic probing in the east of the BAM railroad 89
Belyayeva V. R., Zalishchak B. L. Formations of anorthite-bearing greisens of one of the ore fields (Amur upper reaches region) . . . 95

BRIEF COMMUNICATIONS

Khankishiyeva L. M., Karogodina I. P. Sedimentary cover and relief of the surface of the acoustic basement in the transition region of the Shatsky Rise — Emperor Mountains 103
Manilov F. I., Ivolga Ye. G., Malovitskaya N. L., Borisenko S. S., Zubekhina O. G., Pugina L. T. Physical fields of tin ore regions of the Far East South 107
Vrublevsky A. A., Yushmanov Yu. P., Kuznetsov D. N. Structure of the Krasnogorsky polymetallic deposit (Primorie) and morphology of ore bodies 112
Berdnikov N. V. Thermobarogeochemical models of metamorphism 116

CRITICISM AND DISCUSSIONS

Vlasov G. M. Plate tectonics, real geological conditions and ores of metals 119

CHRONICLES

First results of oil prospecting in the continental basins of the Far East 127

© Издательство «Наука»,
«Тихоокеанская геология», 1989

NOVOSIBIRSK
«NAUKA»
SIBERIAN BRANCH

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

№ 3 1989

УДК 550.331 : 551.24

Л. А. Маслов, Н. П. Романовский

СТРОЕНИЕ ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА И ЕГО ДИНАМИКА ПО ПОВЕРХНОСТНЫМ И ГЛУБИННЫМ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Исследованы закономерности строения Тихоокеанского подвижного пояса (ТПП) на основе изучения отображения его структурных элементов в некоторых поверхностных и глубинных геолого-геофизических характеристиках. Впервые эти признаки представлены на картах, приведенных к одному масштабу и единой картографической проекции. Рассмотренные особенности позволили выработать представление о ТПП как о единой глобальной структуре. Показана роль ротационных сил как механизма крупномасштабных блоковых движений. Деформация Тихоокеанского полушария Земли представлена в виде суммы двух компонент: субширотного сдвига и вращения против часовой стрелки. Выдвинутая концепция связывает воедино движущий механизм литосферных плит, определяемый ротационным режимом Земли и ее фигурой, с геофизическими полями ТПП и Тихоокеанского супергеоблока, а также с особенностями их строения и эволюции.

ВВЕДЕНИЕ

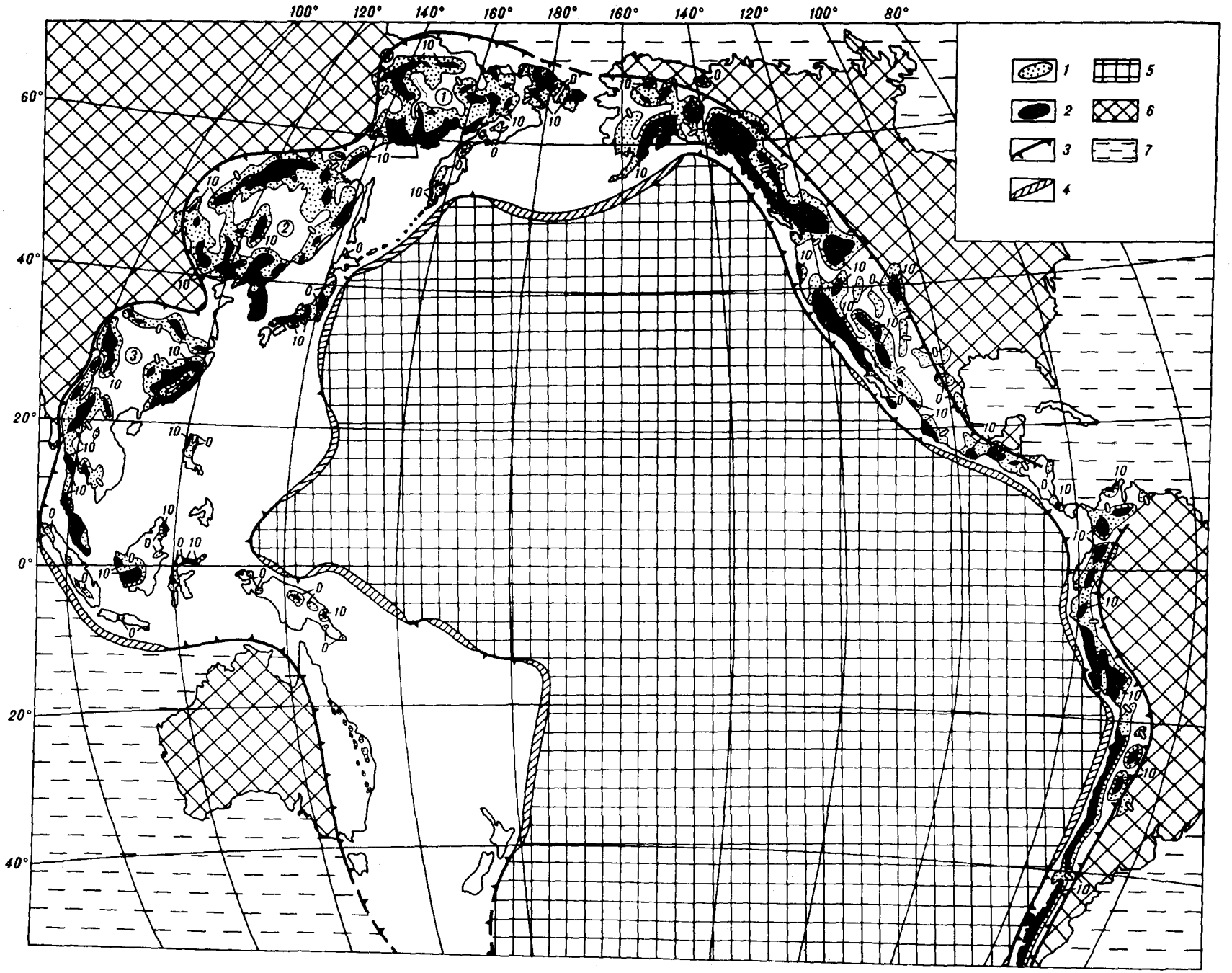
Тихоокеанский подвижный пояс (ТПП) как глобальная структура, опоясывающая Тихий океан, характеризуется древним заложением и сложным развитием во времени и в пространстве. Грандиозные проявления кислого и среднего магматизма, связанного с ним оруденения, достигавшие апогея на рубеже мезозоя и кайнозоя, вероятнее всего, тесно сопряжены здесь с глубинными преобразованиями тектоносферы в специфических условиях длительного и активного сочленения «очень жесткой Тихоокеанской плиты» [16], по нашему мнению — Тихоокеанского супергеоблока, с не менее жесткими супергеоблоками Азиатского, Австралийского и Американского материков [3, 25, 32, 47]. Несмотря на очевидную гетерогенность каждого из таких супергеоблоков, их общей отличительной чертой, в значительной степени обосновывающей правомерность дальнейших построений, можно считать «их жесткость и пренебрежимо малую деформируемость» [37] по отношению к подвижным зонам, их сочленяющим.

Возможности уверенной фиксации рассматриваемой планетарной структуры достаточно очевидны лишь с океанической стороны (рис. 1): здесь ее границы практически однозначно определяются по системе сменяющих друг друга по простиранию глубоководных желобов [36, 54]. Поскольку естественные тектонические, магматические и металлогенические границы в пределах континентальных частей ТПП не всегда совпадают [25], авторы были поставлены перед необходимостью априорного выбора таких ограничителей. Мезозойско-кайнозойский магматизм и металлогения Тихоокеанского пояса уникальны, они «...представляются настолько специфическими, что кажется преждевременным их обобщение с аналогичными явлениями земного шара во всех геологических эпохах» [26]. Поэтому нами за ограничители пояса со стороны континентов приняты ареалы гранитоидов мезозоя — кайнозоя и комагматичных им вулканитов, установленные путем формализации карт их распространенности в пределах орогенных поясов внешней части пояса [28, 29].

Этот выбор границ субъективен, как и многие ему предшествовавшие. Однако подчеркнем, что во всех таких построениях внешние — со стороны континента — ограничители пояса в его американском сегменте практически совпадали, в то время как в Азиатско-Австралийском сегменте нередко существенно различались [23, 25, 28, 54].

Правомерность включения палеозойских орогенных сооружений Восточной Австралии в состав внешней части ТПП определяется не столько малочисленными и разрозненными проявлениями мезозойского гранитоидного магматизма, сколько широким развитием кайнозойских базальтовых полей, прослеживающихся вдоль Тихоокеанского побережья от 10° ю. ш. до южного окончания материка и далее на о. Тасмания и неизвестных в других районах Австралии [65].

Расхождения в оценках истории развития и формирования ТПП и его структурных элемен-


100°
120°
140°
160°
180°
160°
140°
120°
100°
80°
60°
40°
20°
0°
20°
40°
1
2
3
4
5
6
7

тов значительны. Анализировались ситуации, преимущественно обусловленные периодической тектономагматической активностью областей сочленения континентальных и океанических структур [3, 17, 25], сменой режимов сжатия — растяжения [13, 27], влиянием фиксированной или мигрирующей сети сквозных коромантийных разломов, в том числе зон Беньоффа [8, 40], формированием молодых геосинклинально-складчатых областей [7], развитием систем вулканических поясов на границах континентальных и океанических блоков [9, 45, 48], субдукцией литосферных плит [11, 12] и т. д. В таких условиях особую значимость приобретают возможности решения проблемы на основе «...установления структурно-оформленных корней глубинных структур» [16]. Выделение и изучение объектов такого класса целесообразно прежде всего с позиций исследования мезозойско-кайнозойских тектономагматических сооружений, которые в качестве реальных геологических тел формируют верхнюю часть земной коры, в то время как их опосредованно диагностируемые геофизикой глубинные корни уходят в низы коры и могут достигать верхней мантии [29].

Приступая к анализу столь сложной проблемы, авторы сочли необходимым использовать не только современные характеристики тихоокеанских активных окраин (особенности рельефа, вулканизма, сейсмической активности, геофизических полей и др.), но и некоторые диагностические признаки их отмерших элементов (интрузивных комплексов, вулканических поясов и т. д.), хотя и утративших признаки активности, но сохранивших главные характеристики элементов всей рассматриваемой системы [47]. Представления [30] о региональных и планетарных геолого-геофизических особенностях мезозойско-кайнозойских гранитоидных рудно-магматических систем внешней части Тихоокеанского пояса явились отправной точкой настоящей работы, в которой основное внимание уделено анализу гравитационного поля Земли, представленного его глобальными моделями [58, 59, 66], а также анализу данных сейсмической томографии [1, 64].

Учитывая общую информационную обеспеченность проблемы, авторы считают целесообразным и возможным создание в перспективе объемной модели ТПП путем наращивания ее от уровня дневной поверхности до глубин 250—400 км, достаточно уверенно фиксируемых по скоростным [31, 52] или близко отвечающим им плотностным неоднородностям [2, 5]. Для решения этой суперпроблемы необходимо привлечение значительно большего, чем используется в настоящей статье, материала — характеристик сейсмофокальных, палеосейсмофокальных, палеоэвгеосинклинальных зон, геологических данных по строению дна окраинных морей, по тепловому потоку и т. д. Цель же настоящей работы — исследование закономерностей строения ТПП и его динамики на основе изучения его поверхностных и глубинных геолого-геофизических характеристик. Впервые эти характеристики представлены на картах, приведенных к одному масштабу и к единой картографической проекции.

ЭЛЕМЕНТЫ ПОВЕРХНОСТНОГО ОТОБРАЖЕНИЯ ПОЯСА

Гранитоидные рудно-магматические системы орогенных сооружений Востока Азии формируют четко обособляющееся в структурном плане звено внешней части Тихоокеанского пояса, которое протягивается почти на 10 тыс. км от Чукотки на севере до Малайского полуострова на юге (см. рис. 1). Отличительной особенностью этих тектономагматических сооружений является цепочечный характер их проявления: относительно изометричные «кольцевые» гранитоидные мегаструктуры с поперечником 1,5—2 тыс. км (Яно-Колымская, Амурская, Восточно-Китайская) и другие, более мелкие, как бы нанизаны на единую ось север-северо-восточного простирания [30]. В отличие от Азиатского сегмента гранитоидные сооружения мезозоя и кайнозоя в американской части пояса представлены линейными, часто кулисообразно сменяющими друг друга цепочками аномалий повышенной распространенности интрузивных пород, которые протягиваются почти непрерывно от Аляски до Огненной Земли на 18 тыс. км.

Для внешней части пояса устанавливаются от трех до пяти эпох наиболее интенсивного развития гранитоидных систем, главными из которых следует считать поздний триас — юру, юру — ранний мел, поздний мел — палеоген и неоген. Структурные планы каждой эпохи гранитообразования различны, на рис. 1 представ-

Рис. 1. Мезозойско-кайнозойские гранитоидные системы Тихоокеанского подвижного пояса, по [30].

1, 2 — ареалы гранитоидов с концентрацией в приповерхностном слое: до 10 % от площади элементарной ячейки (*1*), более 10 % (*2*); *3* — здесь и на рис. 2—6 — границы Тихоокеанского подвижного пояса (прерывистые — предположительные); *4* — глубоководные желоба; *5* — «жесткая» мегаструктура (мегаблок) Тихого океана: *6* — «жесткие» мегаструктуры (мегаблоки) континентов, обрамляющих подвижный пояс; *7* — мегаструктуры (мегаблоки) Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов. Цифры обозначают распространенность гранитоидов на дневной поверхности, % от площади. Цифры в кружках обозначают гранитоидные системы: Яно-Колымскую (*1*), Амурскую (*2*), Восточно-Китайскую (*3*).

лено их аппроксимированно формализованное отображение.

В пространстве и во времени с телами гранитоидов, состав которых варьирует от лейкократовых гранитов до кварцевых диоритов, тесно ассоциируют вулканические постройки кислого, умеренно кислого, реже среднего, состава [20]. Существенное повышение основности магматитов в Азиатском сегменте пояса контролируется так называемой «андезитовой линией», соответствующей положению островодужных систем.

Тихоокеанский пояс гетерогенен: его звенья подстилаются корой как континентального, так и океанического типа [47]. По мнению авторов [47], устанавливаются кардинальные структурные перестройки: начало среднего рифея — заложение пояса; поздний палеозой — начало функционирования пояса как системы активных окраин; граница мезозоя и кайнозоя — время наиболее крупных тектономагматических событий.

Внутри Тихоокеанского кольца можно полагать наличие в целом достаточно жесткого мегаблока с корой океанического типа, характеризующейся меньшей мощностью, примитивной — нескладчатой и слабоскладчатой — структурой (см. рис. 1). По внешнему обрамлению пояса устанавливаются фрагменты мегаблоков материковой части: Канадский, Бразильский, Алданский, Индо-Китайский, Австралийский и другие докембрийские щиты, их платформенные области, складчатые сооружения позднепалеозойской и раннемезозойской консолидации. Здесь развита кора континентального типа с присущими ей особенностями: большей мощностью, очень сложной и неоднородной структурой, преимущественно гранитоидным составом обнажающихся комплексов.

Собственно ТПП приурочен к зоне стыка океанической и континентальной коры — арене многократной тектономагматической активности и вследствие этого концентрирующей здесь подавляющее количество мезозойско-кайнозойских гранитоидов и сложных по составу вулканитов.

Грандиозные тектономагматические события позднего мезозоя — кайнозоя не могли не отразиться на динамике формирования дневной поверхности пояса в целом, создающей контрастные геоморфологические аномалии по отношению к его континентальному и океаническому обрамлению [30]. Максимальные батиметрические и высотные отметки позволяют оценить общий размах колебаний рельефа в североамериканской части ТПП более чем в 10 км (впадина о. Седрос 6225 м — гора Элберт 4399 м), а в южно-американской части — почти в 15 км (Чилийский желоб 8050 м — вулкан Льюльяйльяйко 6723 м). Далее на восток рельеф обоих континентов резко выполаживается при средних отметках высот 200—500 м и менее. Поверхность океанического ложа в восточной части Тихого океана относительно ровная, батиметрические отметки обычно превышают 4 км.

Тихоокеанский пояс в своей азиатской части геоморфологически выражен очень сложно: его западные краевые части отмечаются системой сменяющихся по простиранию или сложно пересекающихся горных сооружений. Яно-Колымская, Амурская и Восточно-Китайская гранитоидные мегаструктуры (суперрегиональные гранитоидные рудно-магматические системы [29, 30]) в плане близко отвечают одноименным «кольцевым» мегаморфоструктурам, выделенным Г. И. Худяковым и его соавторами [44]. От береговой линии с запада на восток прослеживаются «клавишные» [29] элементы тихоокеанской активной окраины: краевой вулканический пояс — окраинное море — островная вулканическая дуга — глубоководный желоб. Максимальный перепад высот здесь на коротких расстояниях может достигать 12—15 км (вулкан Ключевской 4750 м — Курило-Камчатский желоб 9717 м, гора Фудзияма 3776 м — Японский желоб 8412 м). Дно океана представляет собой относительно ровную поверхность со средними глубинами порядка 4—6 км и редко более. Австралийская часть циркумтихоокеанской структуры, которая контролируется горными системами Большого Водораздельного хребта, имеет сложный рельеф, напоминающий рельеф азиатской части пояса. Максимальный перепад высот здесь примерно 13 км (гора Косцюшко 2230 м — желоб Тонга 10 882 м).

Таким образом, на уровне поверхности твердой земли положение, размеры и структура ТПП достаточно однозначно устанавливаются по непосредственно диагностируемым геологическим и геоморфологическим признакам.

ЭЛЕМЕНТЫ КОРОВО-ВЕРХНЕМАНТИЙНОГО ОТОБРАЖЕНИЯ ПОЯСА

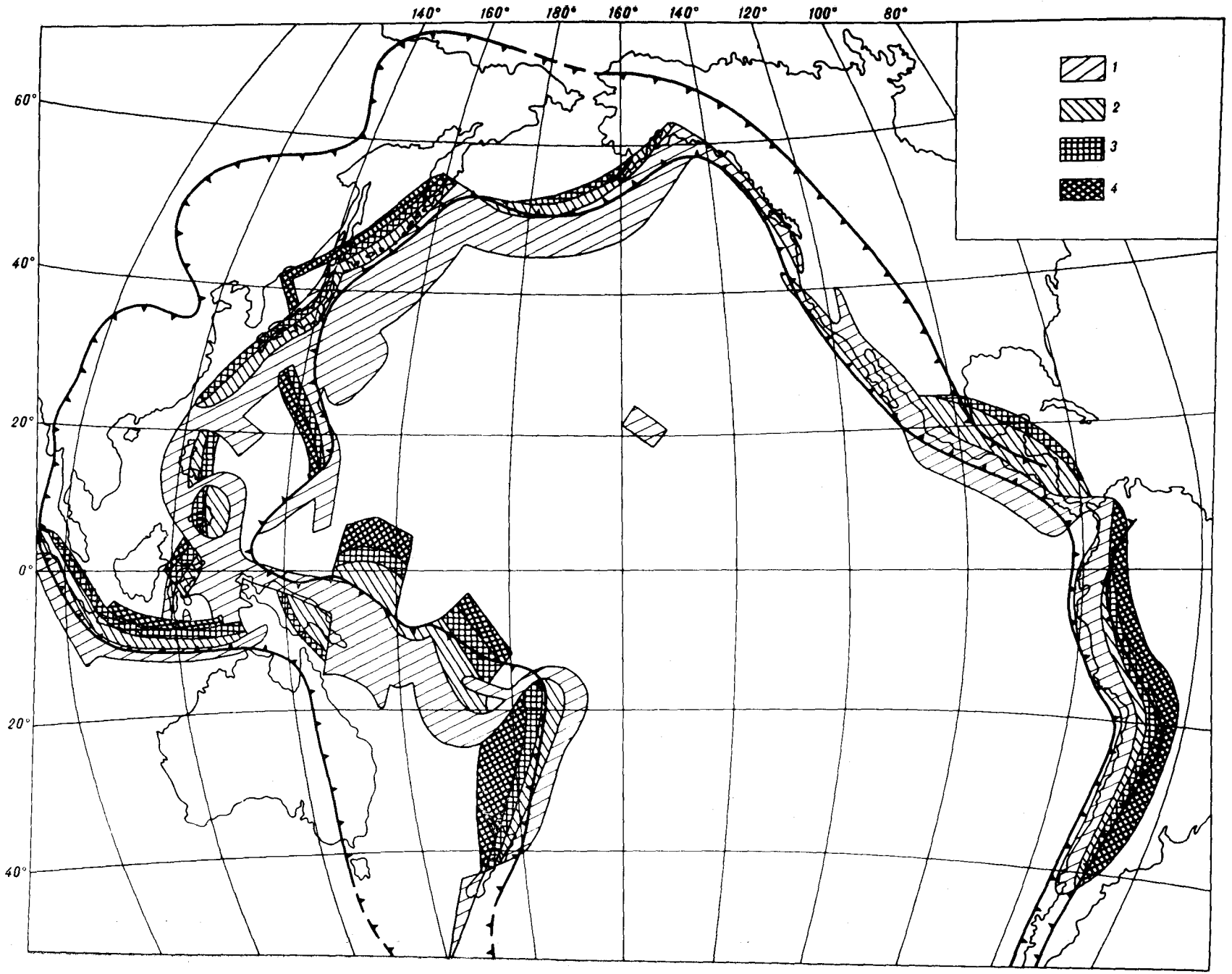
Несмотря на кажущуюся многочисленность исследований о геолого-геофизических особенностях коровых и верхнемантийных уровней Тихоокеанского пояса, оказалось сложным найти работу, которая описывала бы одни и те же характеристики пояса в целом. Поэтому обусловленность и характер размещения магматических комплексов на дневной поверхности в связи с глубинными факторами рассматриваются нами только применительно к орогенным гранитоидным сооружениям внешней части ТПП.

Ранее [28—30] показано, что гранитоидные рудно-магматические системы планетарного и

Таблица 1

Комплексная геолого-геофизическая характеристика гранитоидных мегаструктур (рудно-магматических систем) внешней части Тихоокеанского подвижного пояса [30]

Геолого-геофизические характеристики	Контрастность проявления характеристик в сегментах пояса	
	Азиатском	Американском
1. Орография		
Морфологические особенности	Цепочка разобщенных сложнопересекающихся хребтов и нагорий	Выдержанные линейные горные системы Анд и Кордильер
Средние высоты рельефа	Около 1 км	Около 2—3 км
Максимальные отметки	2—4 км	5—7 км
2. Аномалии Буге		
Морфологические особенности	Цепочки разобщенных региональных минимумов	Протяженные суперрегиональные минимумы
Относительная интенсивность	Меньшая	Бóльшая
Плановый рисунок	Сложный, от линейного до кольцевого	Линейный
3. Сейсмическая характеристика		
Морфологические особенности	Зоны аномально низких скоростей в низах коры и в верхах мантии	
Скорость по кровле мантии	7,8—8 км/с	7,4—7,8 км/с
4. Зоны глубинного разуплотнения		
Соотношение поверхностных и глубинных неоднородностей	Инверсионное	Инверсионное
Величина разуплотнения в зонах	0,05—0,15 г/см^3	0,02—0,20 г/см^3
Расчеты глубин нижних кромок	20—85 (220?) км	60—300 (500?) км
5. Современная тектоническая активность	Повышенная сейсмичность, термальные источники, зоны глубинного плавления по данным МТЗ и других методов, вулканическая деятельность и т. д.	
6. Глубинные разломы	Более четко выражены со стороны Тихого океана	
7. Рудно-магматические системы (РМС) и зоны Беньоффа	РМС располагаются в висячем боку зон Беньоффа	
8. Геологические характеристики РМС		
Профилирующий рудоносный магматизм	Гранитоидный и комагматичный вулканогенный	
Возраст магматизма и оруденения	Мезозойско-кайнозойский	
Профилирующее оруденение	Лито- и халькофильное	В основном халькофильное
Морфология мегаструктур	Сложная (до «кольцевой»)	Простая («линейная»)
Расстояние: желоб — край материка	600—2500 км	100—200 км
Ширина пояса в целом	2500—4500 км	400—1500 км
Структура пояса	Сложная (клавишная): глубоководный желоб — островная дуга — окраинное море — краевой вулканический пояс (гранитоидные постройки)	Простая: глубоководный желоб — краевой вулканический пояс (гранитоидные постройки)
Интенсивность разрядки глубинных геодинамических напряжений	Меньшая, рассредоточенная в элементах широкой зоны клавишного строения	Бóльшая, сфокусированная в узкой зоне простого строения


140°
160°
180°
160°
140°
120°
100°
80°
60°
40°
20°
0°
20°
40°
1
2
3
4

суперрегионального классов, консолидированные в мезозое — кайнозое в качестве верхнекоровых тел, в своих глубинных частях (низы коры — верхняя мантия) по геофизическим признакам сохраняют повышенную тектоническую и магматическую активность и в настоящее время. Достаточно информативными среди геофизических данных оказались результаты гравиметрических, сейсмических и электромагнитных исследований [4, 6, 10, 21, 22, 39, 43, 49, 51, 55, 60, 67]. По этим данным представилось возможным сформулировать ряд критериев для последующего объемного моделирования внешней части ТПП. Среди них могут быть выделены следующие.

1. Наличие зон разуплотнения в земной коре, отмечаемых региональными гравитационными минимумами в редукции Буге, и корреляция этих зон с участками низкоскоростной коры. Оба признака обеспечивают внутрикоровую локализацию наиболее значительных масс гранитоидов и близких им по физическим характеристикам гранитизированных вмещающих пород.

2. Нахождение под внутрикоровыми «гранитоидными батолитами» зон глубинного (нижнекорового и верхнемантийного) разуплотненного вещества, коррелирующихся с зонами низкоскоростной верхней мантии, что позволяет экстраполировать корни орогенных гранитоидных структур на более глубокие литосферные уровни. Особенно отчетливо эти признаки проявляются в Американском сегменте пояса.

3. Связь зон разуплотнения и низкоскоростной литосферы с участками (горизонтами) повышенной электропроводности, фиксирующими очаги активного современного магмообразования в астеносферном слое и в вышележащих (промежуточных) магматических камерах. Использование этого признака способствует определению нижних кромок современных магматически активных корней мезозойско-кайнозойских гранитоидных структур.

4. Устойчивая корреляция геофизических признаков с геоморфологическими (разломы, морфоструктуры и т. д.), обеспечивающая локализацию структурно оформленных тектономагматических построек с позиций их геолого-геоморфологической конформности по всему интервалу глубин: дневная поверхность — глубинные корни.

5. Повышение современной тектонической и энергетической активности в областях (сегментах, зонах и т. д.) максимального развития мезозойско-кайнозойского магматизма, характеризующих геодинамические особенности Тихоокеанского пояса в целом.

Суммированная информация о глубинных геофизических характеристиках гранитоидных мегаструктур Американского и Азиатского сегментов пояса проиллюстрирована табл. 1, данные которой свидетельствуют о достаточно тесной пространственной связи гранитоидных мегаструктур с зонами современного разогрева и разуплотнения на глубоких горизонтах тектоносферы под орогенными сооружениями Притихоокеанья. Вероятнее всего, это можно связывать с периодической активизацией эндогенных процессов в областях сочленения океанического и континентальных мегаблоков от позднего мезозоя до настоящего времени.

Данные табл. 1 свидетельствуют и о том, что при определенном сходстве американское и азиатское звенья ТПП различаются по морфологическим особенностям, глубине заложения мезозойско-кайнозойских магматических систем, их петрохимической и металлогенической специализации, а также по контрастности проявления их геофизических признаков. Предполагалось [30], что это обусловлено различиями в строении областей сочленения океанской и континентальных мегаструктур: широкой сложного клавишного строения со стороны Азии и узкой простого строения со стороны Америки.

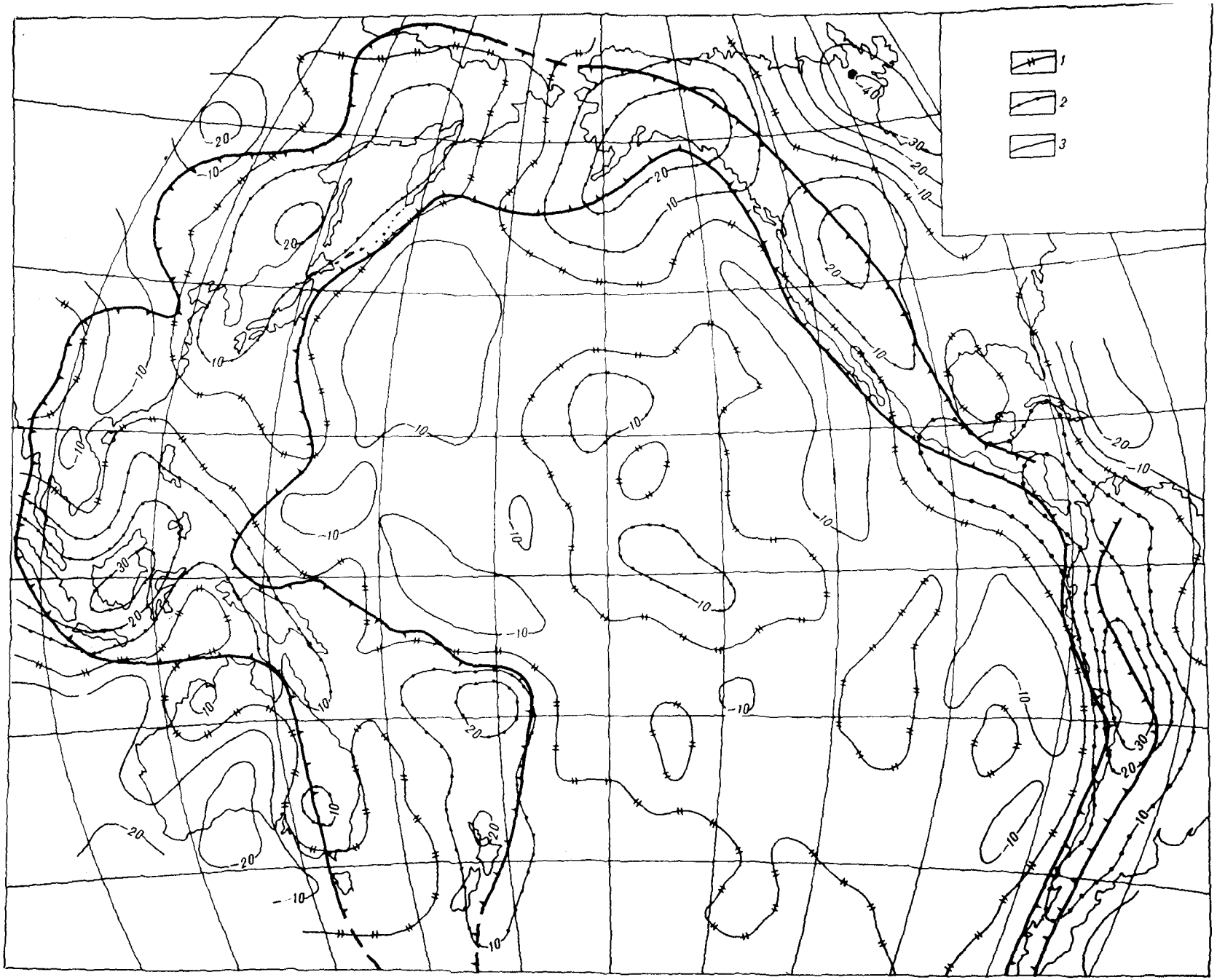
Признаками современной тектонической и магматической активности ТПП являются его повышенная сейсмичность и современный вулканизм. Достаточно напомнить, что в пределах Тихоокеанского кольца сосредоточено 2/3 действующих на Земле вулканов и подавляющее большинство сложно сочетающихся зон мелко-, средне- и глубокофокусных землетрясений (рис. 2).

Несколько предрешая вопросы, связанные с особенностью геодинамики развития циркумтихоокеанской структуры, обратим внимание на два момента: повышение энергетических классов (магнитуды) землетрясений и полноту профиля (наличие четырех классов глубинности) сейсмичных зон, которые проявились лишь в северо-западной части Азиатского и юго-восточной части Американского сегментов, что позволяет отождествлять их с наиболее напряженными участками пояса.

ОТОБРАЖЕНИЕ ГЛУБИННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ПОЯСА В ГЛОБАЛЬНЫХ ГРАВИТАЦИОННЫХ И СЕЙСМОСКОРОСТНЫХ МОДЕЛЯХ ЗЕМЛИ

Поскольку изученность нижнекоровых и верхнемантийных уровней ТПП разными методами неодинакова и фрагментарна по объекту исследований, особый интерес представляют

Рис. 2. Схема сейсмоактивности Тихоокеанского подвижного пояса, по [14].
1—4 — зоны сейсмоактивности с глубинами гипоцентров землетрясений (км): 0—60 (*1*), 60—150 (*2*), 150—320 (*3*), более 320 (*4*).


1
2
3

глобальные модели гравитационного и волнового (скоростного) полей Земли, освещающие наиболее глубокие уровни пояса и обрамляющих его структур с позиций однородности и соразмерности их описания.

Проанализированы аномалии гравитационного поля Земли в редукции в свободном воздухе, построенные по следующим моделям: 1) GEM-8 [66] с суммированием гармоник с 8-й по 18-ю, «шагом наблюдений» (определяемым наименьшей полудлиной волны) около 1000—1200 км; 2) GEM-10 [58] с суммированием гармоник со 2-й по 22-ю, «шагом наблюдений» около 900 км; 3) GEM-10 C [59] с суммированием гармоник с 4-й по 22-ю, «шагом наблюдений» около 900 км.

На рис. 3 показаны аномалии силы тяжести, построенные по модели GEM-10 C.

Расчет аномалий силы тяжести производился по формуле

$$\Delta g(r, \theta, \varphi) = \frac{GM}{r^2} \sum_{n_1}^{n_2} (n-1) \left(\frac{a}{r}\right)^n \sum_{m=0}^{n} \times$$

$$\times (\overline{C}_{nm} \cos m\varphi + \overline{S}_{nm} \sin m\varphi) \overline{P}_{nm} (\sin \theta), \qquad (1)$$

где G — гравитационная постоянная; M — масса Земли; r — внешний геоцентрический радиус; φ — долгота; θ — широта; $0 \leqslant \theta \leqslant \pi$; $0 \leqslant \varphi \leqslant 2\pi$; a — средний радиус Земли; $\overline{C}_{nm}$ и $\overline{S}_{nm}$ — полностью нормализованные коэффициенты разложения поля $\overline{P}_{nm}$ — нормированные функции Лежандра; n и m — степень и порядок разложения; n_1, n_2 — наименьший и наибольший номера зональных гармоник при синтезе поля. Здесь протяженными гравитационными аномалиями положительного знака достаточно отчетливо выражены Южно- и Североамериканское звенья пояса и его Суматра-Новозеландская часть. В Азиатском сегменте, так же как и на двух других моделях, Яно-Колымская и Амурская мегаструктуры коррелируются преимущественно с положительными, а Восточно-Китайская мегаструктура — с отрицательными аномалиями силы тяжести. Не исключено, что это может быть связано с резким (до 160—180 км) погружением кровли астеносферы на юге [60] по сравнению с более северными районами, где кровля астеносферы приближена к поверхности до 60—80 км [33, 60]. Правомерность отнесения палеозойского, активизированного в мезозое — кайнозое, орогенного пояса Австралии к внешней части ТПП подтверждается сменой уровня поля силы тяжести, аномально высоким здесь тепловым потоком и некоторыми другими глубинными геофизическими характеристиками [53].

На всех гравитационных картах докембрийские щиты материков контролируются отрицательными значениями гравитационного поля. Собственно океанический мегаблок выражен очень четко: цепочкой понижений уровня поля вдоль внутренних границ пояса и знакопеременным относительно повышенным гравитационным полем над центральной частью Тихого океана.

Структурное подобие поверхностного (границы пояса) и глубинного (аномалии силы тяжести) планов выражено с высокой степенью корреляции: в Американском сегменте — по экстремумам аномалий в центральной части пояса и его характерным изгибам границ и изолиний, в Азиатском сегменте — главным образом по экстремумам аномалий, в Австралийском звене — в основном по изгибам границ пояса и изолиний гравитационного поля (см. рис. 3).

Рассмотренные данные свидетельствуют о высокой разрешающей способности глобальных моделей гравитационного поля Земли при изучении глубинных корней крупнейших структурных сооружений типа ТПП. В то же время анализ таких моделей затрудняет привязку к конкретным глубинам. Можно лишь предположить [50], что гармоники со 2-й по 3-ю отражают плотностные неоднородности на уровне границы нижняя мантия — ядро, с 4-й по 10-ю — в интервале глубин 600—1200 км (граница верхней и нижней мантии, нижняя мантия), гармоники более высоких порядков — на уровне земной коры — верхней мантии. Аномалии силы тяжести, рассчитанные в широком диапазоне составляющих (в частности, по GEM-10 C гармоники взяты с 11-й по 180-ю), приобретают хаотически мозаичный характер, структуры тихоокеанского кольца на них не прослеживаются.

С использованием гармоник (4-22), по коэффициентам гравитационной модели GEM-10 C нами построена карта высот геоида (рис. 4), которые рассчитывались по формуле

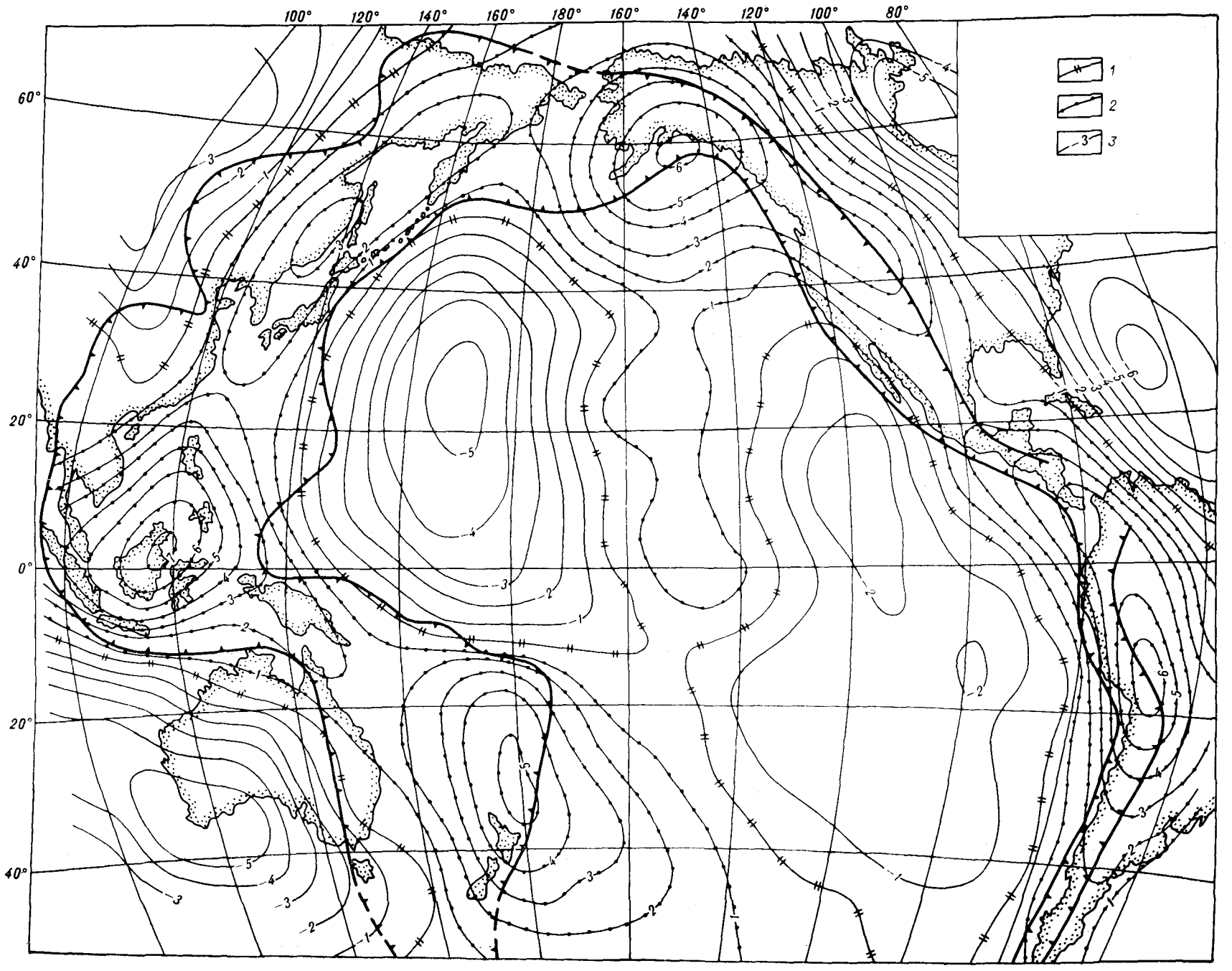
$$H(r, \theta, \varphi) = \frac{GM}{g_0 r} \sum_{n_1}^{n_2} \left(\frac{a}{r}\right)^n \sum_{m=0}^{n} \times$$

$$\times (\overline{C}_{nm} \cos m\varphi + \overline{S}_{nm} \sin m\varphi) \overline{P}_{nm} (\sin \theta). \qquad (2)$$

Анализ аномалий высот геоида показывает, что экстремумы аномалий достигают значений 7,1 м в положительной и 5,9 м в отрицатель-

Рис. 3. Карта аномалий силы тяжести в свободном воздухе, построенная по гармоникам с 4-й по 22-ю глобальной гравитационной модели GEM-10C [59].

1—3 — изолинии аномалий (мГал): нулевой (*1*), положительных (*2*) и отрицательных (*3*) значений.


100°
120°
140°
160°
180°
160°
140°
120°
100°
80°
60°
40°
20°
0°
20°
40°
1
2
3

ной областях значений. Весьма характерно практически полное «кольцо» положительных аномалий, испытывающее нарушение сплошности лишь в антарктической части пояса. В его Австралийско-Азиатском сегменте положительные аномалии высот геоида почти на всем своем протяжении (исключая Восточно-Китайскую мегаструктуру) вписываются в границы циркумтихоокеанской структуры. Аналогичные аномалии в пределах Американского сегмента выходят за границы пояса: наибольшие смещения устанавливаются в центральной части Южной Америки (к востоку) и в районе Аляски (к югу). Наибольшие (порядка 6 м) превышения высот геоида во внешней части ТПП характерны для Южно- и Североамериканского звеньев, в то время как на востоке Австралии они составляют 2 м. Самой интенсивной является аномалия Океании (+7,1 м). Достаточно очевидна в целом и в деталях корреляция структурных планов Тихоокеанского пояса и кольца положительных аномалий геоида.

Собственно океанический мегаблок характеризуется пониженными значениями высот геоида: более интенсивная (−5,3 м) аномалия охватывает северо-западные районы Тихого океана, менее интенсивная (−2,7 м) — его юго-восточные районы. Почти по меридиану на юг от Аляски до экватора протягивается полоса незначительных (+1 ÷ +2 м) по интенсивности аномалий положительного знака. Континентальные области по внешнему обрамлению Тихоокеанского кольца отмечаются устойчиво пониженными (−3 ÷ −5 м) значениями высот геоида.

Изменения высот геоида происходят даже при незначительном отклонении диапазона учитываемых гармоник. Например, введение в расчет двух гармоник самого низкого порядка (расчет по 2—22) резко исказило характер пространственных соотношений между поверхностными геологическими структурами и аномалиями геоида: увеличилась не только амплитуда аномалий (+11,6 ÷ −8,7 м), но и изменились соотношения «океан — отрицательные высоты», «континентальная часть пояса — положительные высоты». За счет значительного увеличения размеров положительных аномалий «сокращена» юго-западная часть океанического мегаблока — от Австралии до Чукотки протянулась единая положительная аномалия высот геоида, а Североамериканское звено пояса «ушло» в область отрицательных значений высотных отметок.

Данные сейсмической томографии, основанные на специальном анализе результатов регистрации множеств сейсмических волн, пересекающихся своими трассами, обеспечивают выявление трехмерной структуры проницаемых сред [1]. В частности, изучение скоростей продольных и поперечных волн приводит к созданию карт, точнее — разноглубинных срезов, распределения «медленных» (низкоскоростных) и «быстрых» (высокоскоростных) областей с достаточно точной привязкой к уровням глубинности. Авторы [19] полагают, что различия в скоростях упругих волн особенно контрастны в верхнем слое мантии толщиной до 200 км (6—10 % от средней скорости, характерной для данного уровня), на глубинах порядка 600 км они не превышают 2 %, а в нижней мантии на глубинах 1700—2000 км достигают минимума. В этой связи интересна оценка степени проявленности поверхностных геологических структур Тихоокеанского пояса в аномалиях скорости сдвиговых волн на разных глубинах.

На сейсмической карте, соответствующей уровню 150 км [1], наиболее контрастными аномалиями повышенных или пониженных скоростей выделяются мегаблоки, обрамляющие ТПП, в то время как сам пояс представляет собой своеобразную, неоднородную по структурному рисунку и интенсивности поля, переходную зону между океанической и континентальной областями. Высокоскоростной или повышенноскоростной является верхняя мантия под всеми, без исключения, докембрийскими щитами. Глубинный срез под мегаблоком Тихого океана представлен в основном пониженноскоростной верхней мантией, где две обширные области наиболее низкоскоростной мантии устанавливаются на юго-востоке под Срединно-Тихоокеанским хребтом и на северо-востоке в приаляскинской части акватории.

С увеличением глубин до 350 км [1] корреляция между поверхностными структурами и сейсмическими аномалиями существенно ухудшается. Общая особенность скоростной картины в рассматриваемом интервале глубин — уменьшение аномалий низкоскоростной («медленной», «горячей») мантии как по размерам, так и по интенсивности. На глубине 550 км происходит дальнейшее, еще более резкое уменьшение интенсивности и размеров низкоскоростных аномалий под тихоокеанским мегаблоком и некоторое их смещение к востоку. Обширные области слаборазогретой «медлен-

Рис. 4. Карта аномалий высот геоида, построенная по гармоникам с 4 по 22 глобальной гравитационной модели GEM-10C [59].

1—3 — изолинии высот геоида (м): нулевой (*1*), положительных (*2*) и отрицательных (*3*) значений.

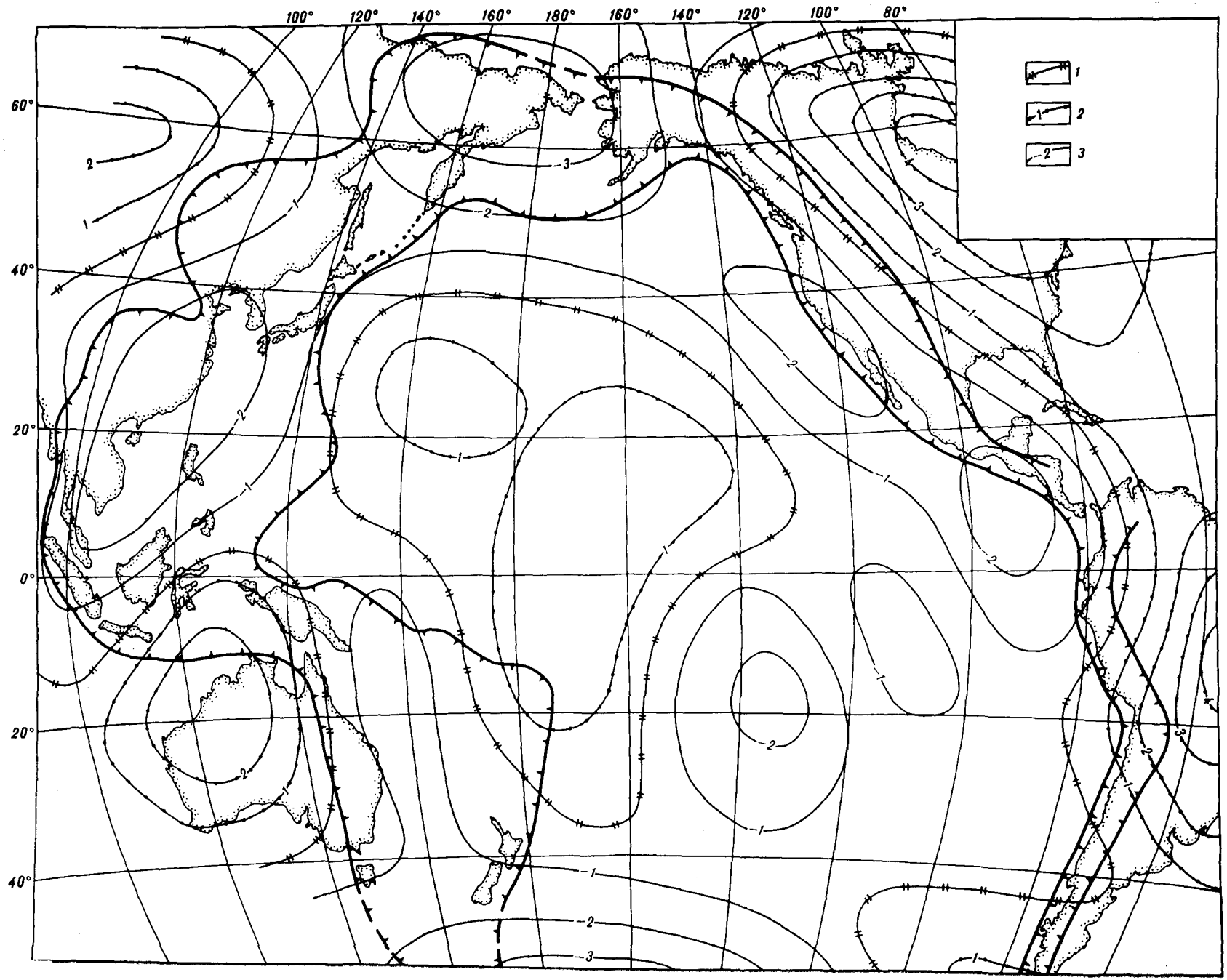

100°
120°
140°
160°
180°
160°
140°
120°
100°
80°
60°
40°
20°
0°
20°
40°
1
2
3

Таблица 2

Характер отображения Тихоокеанского подвижного пояса в скоростных аномалиях разной глубинности, по [64]

Глубина, км	Четкость отображения структур в аномалиях					
	ТПП как «кольцо» аномалий пониженной скорости	Материки как области высокоскоростной мантии				Мегаблок Тихого океана как концентрически-зональная структура
		ЮА	СА	Аз.	Ав.	
113	+	+	+	+	+	+
216	+(?)	+	+	—	+	—
318	—	+	+	—	+	—
421	—	+	+	+	+	—
546	—	+	+	+	+	—
671	+(?)	+	—	—	+	+
758	—	+	—	—	+	+
888	—	+	—	—	—	—

Примечание. Знак (+) означает четкое отображение, знак (—) — отсутствие такой корреляции; Южная Америка (ЮА), Северная Америка (СА), Азия (Аз.), Австралия (Ав.).

ной» мантии возникают под Азией и Северной Америкой, оставляя «холодной» мантию под всей территорией Австралии и Южной Америки. Тектонически активные с поверхности и достаточно активные («разогретые») на глубине 150 км структуры ТПП на уровне 550 км в скоростных аномалиях практически не выражены.

Трехмерная скоростная структура глубинных недр Земли была получена Т. Танимото [64] в результате анализа радиальной компоненты сдвиговых волн от землетрясений. Им получены восемь срезов, охватывающих интервал глубин от 113 до 888 км в верхней и нижней мантии, в том числе на границе раздела между ними на глубине 670 км. Распределение скоростных аномалий на глубине 113 км приведено на рис. 5. Некоторые характерные особенности изменения соотношений «быстрых» и «медленных» аномалий с увеличением глубины в пределах Тихоокеанского пояса и обрамляющих структур иллюстрируются табл. 2.

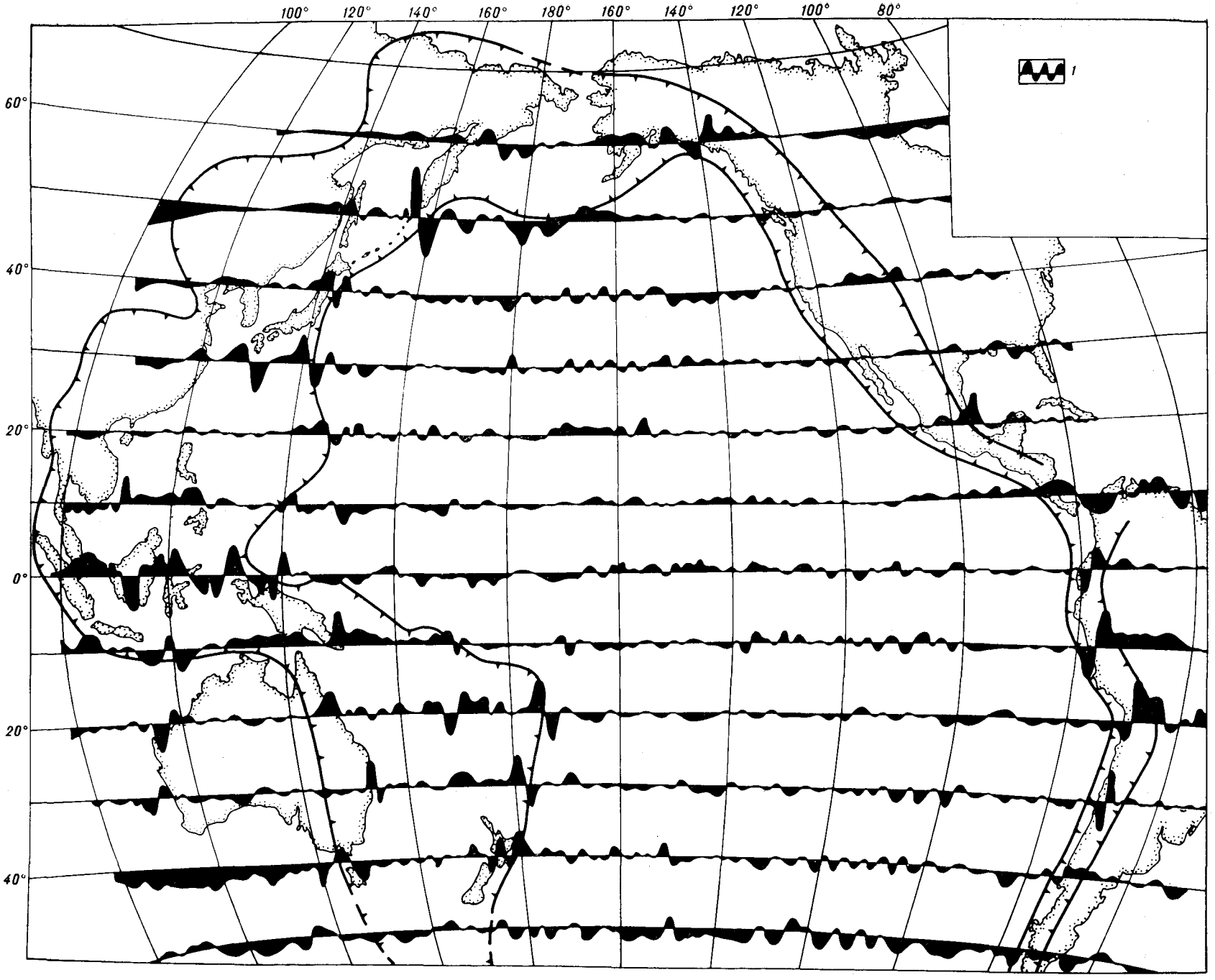
Распределение аномалий скорости на глубине 113 км заметно отличается от такового на глубине 150 км, по Д. Андерсону и А. Дзевонскому [1]. Последнее может быть обусловлено как особенностями исходных данных и методикой их интерпретации, так и физическими различиями среды на этих двух глубинах. В общем случае модель Т. Танимото ближе отвечает структуре рассмотренных выше аномалий гравитационного поля. В ней более четко отражаются поверхностные элементы циркумтихоокеанской структуры. Собственно ТПП в его азиатско-австралийской части соответствуют экстремумы низкоскоростных аномалий, подчеркивающие в целом и в деталях особенности структуры этого сегмента пояса. Североамериканское звено пояса «соструктурно» низкоскоростным аномалиям верхней мантии, но экстремумы аномалий несколько смещены к западу, в сторону океанического мегаблока. Южно-американское звено пояса в аномалиях сдвиговых волн выражено наименее отчетливо.

Верхняя мантия под всеми материками высокоскоростная: относительные превышения в американском сегменте достигают 4 %, а Азиатско-Австралийском составляют 2 % от среднего значения скорости поперечных волн. Мегаблок Тихого океана, четко оконтуренный зоной низкоскоростной (понижение 1—2 %) мантии, контролируется знакопеременным полем и некоторым преобладанием слабоповышенных значений скорости в его северо-западной половине.

Данные табл. 2 свидетельствуют о том, что характер отображения поверхностных структур в скоростных аномалиях многократно изменяется как в пределах верхней мантии (113—546 км), так и ниже слоя Голицына (671—888 км). Тихоокеанский подвижный пояс контролируется «кольцом» низкоскоростных аномалий уверенно на глубине 113 км, менее уверенно, с некоторыми отклонениями — на глубинах 216 и 671 км, на остальных пяти глубинных срезах пояс как кольцевая структура практически не выражен. Среди докембрийских структур континентального обрамления пояса устойчиво высокоскоростным разрезом мантии отличаются кратоны Южной Америки и Австралии, наибольшей изменчивостью — аналогичные структуры Азиатского материка. Собственно мегаблок Тихого океана отчетливо выражен в аномалиях сдвиговых волн лишь на глубине 113 км и в верхах нижней мантии (671, 758 км).

Д. Андерсон и А. Дзевонский [1] полагают, что различия в скоростях упругих волн на глубинах 150—200 км столь велики, что не могут быть объяснены только влиянием температуры: на указанных глубинах должны быть (и уже обнаружены) горизонтальные вариации либо участков изменения минерального состава пород, либо зон плавления вещества. При этом достаточно контрастные аномалии прослеживаются до глубин порядка 400 км. Нередко места проявления низкоскоростных зон фазового преобразования вещества часто смещены на большие расстояния по латерали от их более глубинных источников. Следова-

Рис. 5. Скоростные характеристики верхней мантии на глубине 113 км, по [64].
1—3 — изолинии относительных значений скорости сдвиговых волн: нулевой (*1*), повышенных (*2*) и пониженных (*3*), цифры — отклонение от средних значений (%).


100°
120°
140°
160°
180°
160°
140°
120°
100°
80°
60°
40°
20°
0°
20°
40°
1

тельно, можно предположить, что система «горячих» зон в коре и верхней мантии не есть результат простого восхождения теплового потока: она питается за счет и горизонтальных перемещений горячего материала из нескольких обширных более глубинных температурных аномалий. Эти предположения в определенной степени подтверждаются результатами исследований глобальных моделей Земли с позиций сейсмической томографии на срезах 150, 670, 1200 и 2300 км.

О ГЛУБИНЕ ЗАЛЕГАНИЯ И ВОЗМОЖНОЙ ПРИРОДЕ «КОРНЕЙ» ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Характер аномалий силы тяжести и аномалий геоида (см. рис. 3, 4) указывает на то, что Тихоокеанский пояс представляет собой довольно регулярную кольцевую область. Это позволяет принять для расчетов сравнительно простую форму глубинного тела как источника аномалий и на этой основе определить искомые глубины.

Пусть требуется найти глубину d залегания эквивалентного тела в виде кольцевого шнура. Радиус кольца R_0, линейная плотность ρ. Наблюдения производятся на плоскости S в точке $M(r, \varphi)$. Нами были рассчитаны потенциал и аномалия силы тяжести, создаваемые телом в точке M. Так как размерность потенциала $[\Phi] = L^2/c^2$, а размерность $[\Delta g] = L/c^2$, где L — единица длины, c — единица времени, то отношение $\Phi/\Delta g$ имеет размерность длины и отражает глубину залегания тела.

Опуская промежуточные выкладки, запишем окончательный результат

$$\frac{d}{R_0} = \frac{H \cdot 9{,}8 \cdot 10^5}{\Delta g R_0} \cdot \frac{E(d/R_0)}{F(d/R_0)}, \qquad (3)$$

где H — высота геоида, м; Δg — аномалия силы тяжести, мГал; F и E — эллиптические функции первого и второго рода [24]. Зная отношение $H/\Delta g$, можно найти решение уравнения (3), т. е. значение d/R_0. Для рассчитанных нами значений поля аномалии высот геоида ТПП изменяются от 2 до 10 м (см. рис. 4), а аномалии силы тяжести — от 10 до 30 мГал (см. рис. 3). Пусть радиус кольца R_0 фиксирован. Тогда для указанных интервалов изменения H и Δg с помощью уравнения (3) можно следующим образом оценить глубину d залегания аномалообразующего объекта: а) при $H = 10$ м, $\Delta g = 10$ мГал, $R_0 = 5 \cdot 10^6$ м, $d/R_0 \approx \approx 0{,}04$, таким образом d составляет 200 км; б) при $H = 2$ м, $\Delta g = 30$ мГал, $R_0 = 5 \cdot 10^6$ м оценить d с достаточной достоверностью не удается из-за крайне малых значений аргумента d/R_0 (расчеты приводят к самым верхним горизонтам земной коры).

Напомним, что в молодых складчатых областях глубина распространения гравитирующих масс при интерпретации аномалий в свободном воздухе оценивается в 40—100 км [19], а глубина аномалий в редукции Буге для Азиатского сегмента пояса, по данным около 15 работ,— в 20—220 км [30, табл. 17], для Американского сегмента пояса — в 60—200 км [55] и т. д. Учитывая результаты сейсмологических исследований [1, 64], когда Тихоокеанский пояс контролируется «кольцом» низкоскоростных аномалий на глубинах 113 и 150 км при неуверенной его фиксации на глубине 216 км и более, можно предположить, что наиболее надежно корни циркумтихоокеанской структуры диагностируются геофизическими методами в интервале глубин 60—150 км.

Значительный интерес представляют результаты оценки геологической природы глубинных корней ТПП. С одной стороны, положительный знак аномалий силы тяжести и аномалий геоида в пределах ТПП свидетельствует об избыточной плотности аномальных масс, создающих это поле [19, 41, 57]. С другой стороны, отрицательный знак аномалий силы тяжести в редукции Буге над внешней, орогенной, частью ТПП, наличие здесь же низкоскоростных зон в кровле верхней мантии и зон пониженной скорости на глубинах 113—150 км, вероятнее всего, могут указывать на существенное разуплотнение вещества на тех же глубинах [1, 2, 30, 49, 64]. Предполагается, что указанные различия объясняются влиянием рельефа и компенсирующих масс. К примеру, расчет по формуле для плоского слоя $\Delta g = 2\pi G \rho h$ при $\rho = 2{,}67$ г/см^3 и $h = 1$ км показывает, что нескомпенсированный рельеф Американского сегмента ТПП может создавать аномалии силы тяжести в сотни миллигал, для компенсации которых требуется разуплотнение нижележащего слоя в 1 % его плотности до глубины около 100 км.

В пределах внутренней части Азиатского сегмента ТПП распространены главным образом отрицательные формы рельефа, связанные с окраинными морями. Однако поверхность дна окраинных морей располагается существенно выше поверхности дна Тихого океана, что в первом случае и создает положительный гравитационный эффект. Для его компенсации,

Рис. 6. Схема аномалий силы тяжести в свободном воздухе, построенная по гармоникам со 2-й по 180-ю модели GEM-10C.

1 — графики аномалий (масштаб относительный).

очевидно, также требуется компенсационное разуплотнение нижележащих слоев литосферы, о чем, кстати, свидетельствуют результаты гравитационного моделирования вдоль геотраверсов Берингова, Охотского, Японского и Филиппинского морей [18].

Таким образом, ТПП в своей корневой части, скорее всего, должен быть представлен сложной системой кулисообразно сменяющих друг друга, нередко параллельных линейных зон или цепочечных центров современной активной разрядки эндогенных процессов, наиболее активно протекающих на глубинах 60—150 км. Именно эти глубины на современном этапе могут быть в максимальной степени ответственны за высокую сейсмичность, повышенную скорость современных движений, интенсивный вулканизм, повышенный тепловой поток и другие проявления геологической активности ТПП.

К ВОПРОСУ О ГЕОДИНАМИКЕ ТИХООКЕАНСКОГО СЕКТОРА ЗЕМЛИ

Общие представления о напряженном состоянии литосферы в пределах ТПП дает специальный анализ гравитационного поля Земли. На рис. 6 показаны аномалии силы тяжести в свободном воздухе вдоль широтных профилей, рассчитанные нами по всем коэффициентам модели GEM-10C, когда суммирование в формуле (1) велось со 2-й по 180-ю гармонику. Такое представление поля соответствует его осреднению по одноградусным трапециям. В отличие от приводившихся ранее «обобщенных» гравитационных аномалий (см. рис. 3, 4), где суммирование ограничивалось низкими гармониками, здесь мы можем наблюдать «тонкую» структуру гравитационного поля. Особенностью этой структуры является наличие осцилляций поля с амплитудами свыше 100 мГал в пределах северо-западной и юго-восточной частей пояса, в то время как в Северной Америке таких осцилляций нет. Слабо меняется поле также в австралийской части пояса.

Согласно существующим реологическим представлениям, литосферу можно рассматривать как гибкую оболочку, способную деформироваться под действием приложенных латеральных и вертикальных нагрузок. Так, под действием продольного сжатия возможны периодические волнообразные деформации литосферы, которые легко могут быть зафиксированы с помощью аномалий силы тяжести в свободном воздухе. Если наблюдающиеся на северо-западном и юго-восточном участках пояса осцилляции гравитационного поля вызваны сжатием литосферы, а на северо-востоке отсутствие таковых отражает существующий

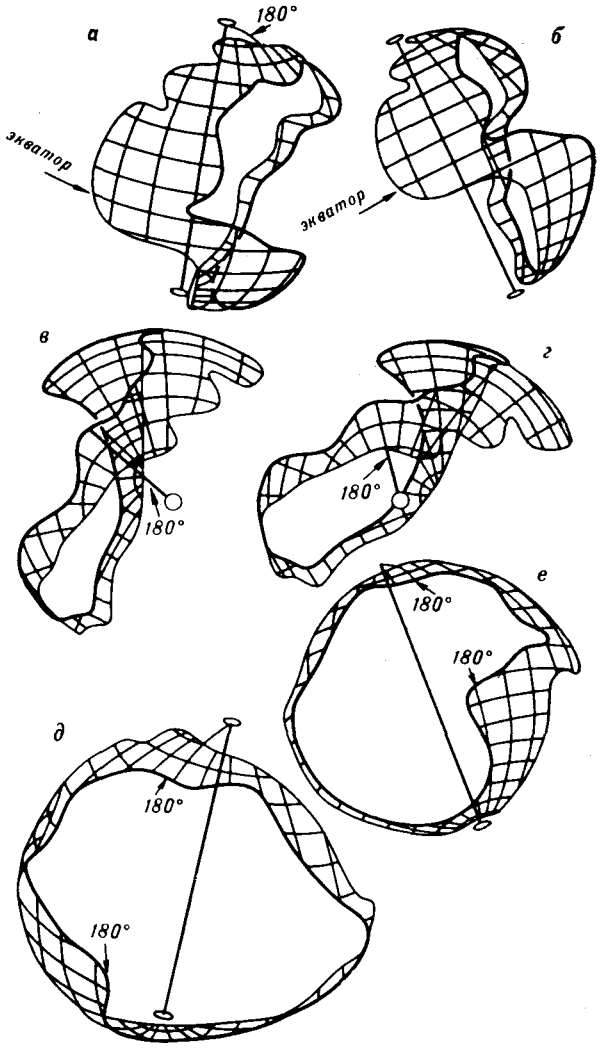


Рис. 7. Трехмерная модель Тихоокеанского подвижного пояса. Пояснения в тексте.

здесь сдвиг, то такое поведение поля можно было бы считать связанным с геодинамическим состоянием литосферы ТПП, определяемым движением литосферы Тихоокеанского сектора Земли. Рассмотрим эту проблему подробнее. Здесь важен взгляд на Тихоокеанский сектор планеты как на единую структуру.

Поскольку любые двумерные (картографические) проекции не дают истинного представления о формах и соотношениях глобальных тектонических структур, нами с помощью глобуса была построена модель Тихоокеанского подвижного пояса, фото которой в разных ракурсах показаны на рис. 7, *а — е*. Внутренняя граница пояса здесь выделена утолщенной линией. Длина границы менее чем на 2 % отличается от длины окружности большого круга. Это позволяет предполагать, что ТПП представляет собой деформированную в ходе тектонических движений относительно узкую

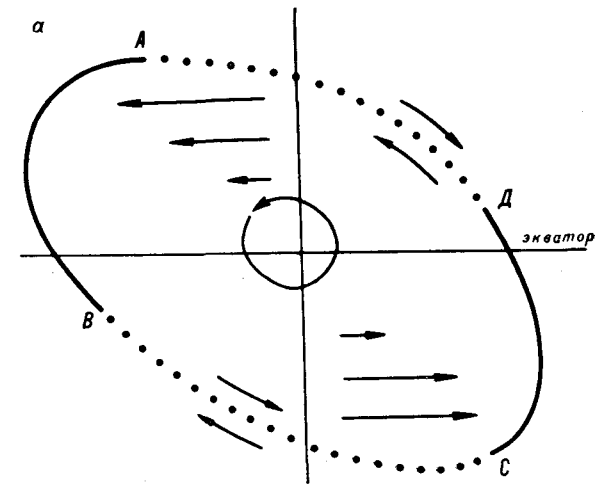
область — окружность большого круга, некогда разделявшую два правильных полушария Земли.

Основываясь на данных, представленных в предыдущих разделах, а также на результатах геометрического моделирования (см. рис. 7), *деформацию Тихоокеанского полушария Земли можно представить в виде суммы двух компонент: субширотного сдвига и вращения против часовой стрелки.* Последнее показано на рис. 8. Субширотные смещения в северном полушарии направлены к западу, а в южном — к востоку. Такое направление смещений согласуется с направлением сдвигов вдоль крупнейших разломов Тихого океана: разломы Мендосино, Пайонир, Молокаи и другие являются левосторонними [42]. Их простирание близко к широтному; смещение по разлому Мендосино превышает 1100 км.

Анализируя рис. 7, сдвиг в районе экватора можно оценить следующими величинами: в западной части примерно в 40° или (в линейных единицах) в 4500 км, в восточной части — соответственно в 20° или 2250 км. Отметим, что при скорости 7 см/год на такой сдвиг потребуется 30 млн лет.

Таким образом, отмечавшиеся нами повышенную сейсмичность северо-западного и юго-западного участков ТПП и интенсивные осцилляции гравитационного поля на этих же участках пояса можно рассматривать как следствие устанавливаемой кинематики литосферы Тихого океана.

Другая компонента литосферной кинематики — вращение против часовой стрелки — достаточно четко проявляется в трансконтинентальной системе сдвиговых дислокаций, окружающих Тихий океан. Особенно отчетливо эти дислокации видны в северной части пояса: разломы Сан-Андреас, Тинтина, Денали, Калтаг в Северной Америке, Тань-Лу, Андаманский и другие в Азии (рис. 9). Направление этих главнейших сдвигов является правосторонним, а их наличие в виде упорядоченной системы показывает связь между указанными дислокациями и общим движением литосферы



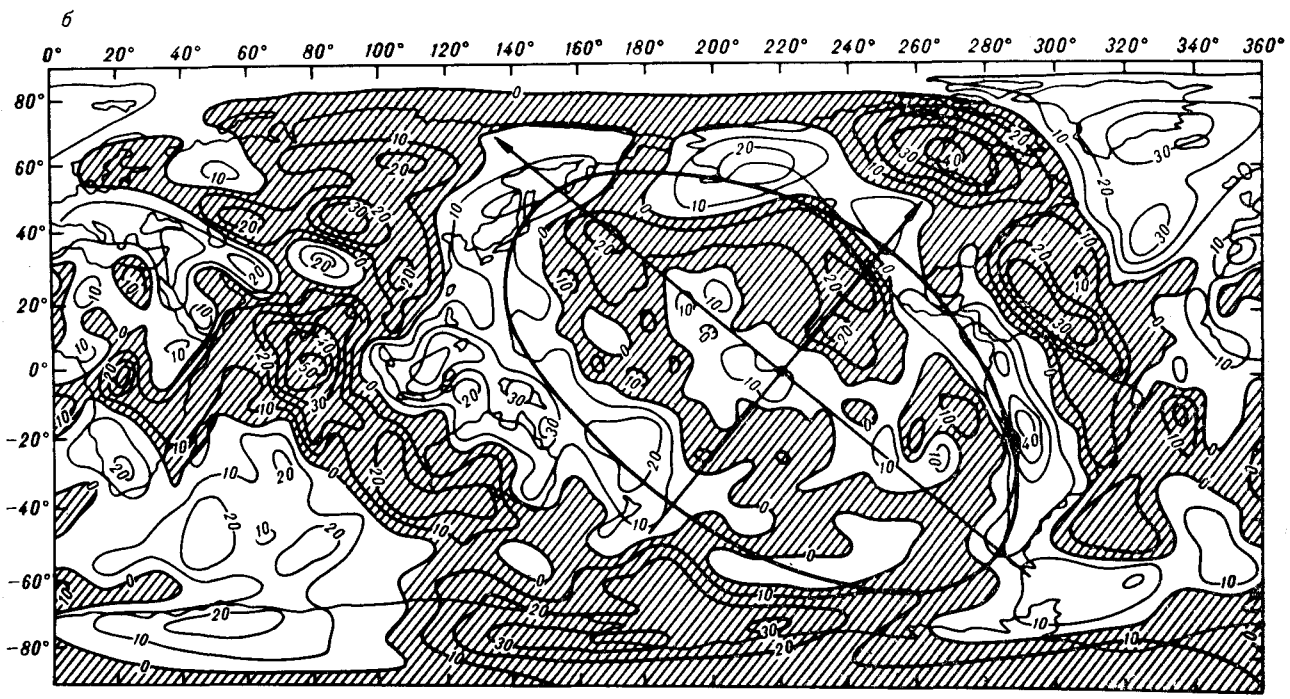
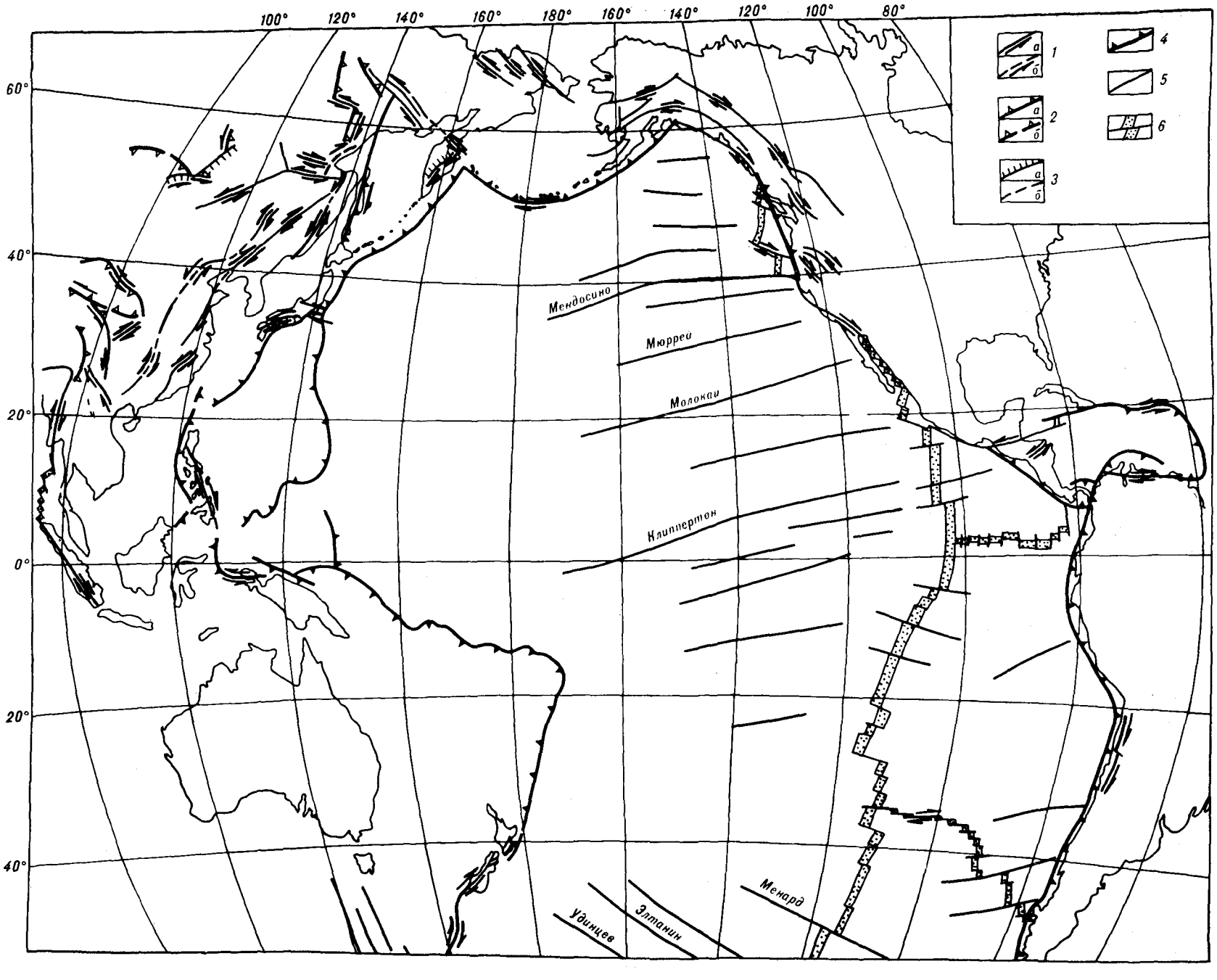


Рис. 8. Схема деформаций Тихоокеанского сектора Земли под действием кориолисовых сил.
а — направление действия латеральных компонент Кориолисова момента в Северном и Южном полушариях; *б* — отражение деформации Тихоокеанского сектора Земли в гравитационном поле, построенном по модели GEM-10 (см. рис. 7).


100°
120°
140°
160°
180°
160°
140°
120°
100°
80°
60°
40°
20°
0°
20°
40°
1
а
б
2
а
б
3
а
б
4
5
6
Мендосино
Мюррей
Молокаи
Клиппертон
Удинцев
Эльтанин
Менард

Тихого океана. Идеи о таких связях отмечал еще П. Фурмарье [42]. В частности, Сент-Аманд и Беньофф (цит. по П. Фурмарье) в 1959 г. высказывали мнение, что «...область Тихого океана в целом испытала ротационные движения относительно окружающих его континентов, и разломы или сдвиги отмечают контакт между перемещавшимися блоками». В 1965 г. А. Холмс отмечал, что дно Тихого океана испытывает вращение против часовой стрелки.

Возникает вопрос о причинах, вызывающих подобное движение. О скручивании земной поверхности писал Г. Н. Каттерфельд [15]. Относительный сдвиг полушарий он связывал со знаком радиальных перемещений вещества в разных частях планеты: при радиальном опускании массы во вращающемся теле возникает дополнительная тангенциальная сила, смещающая эту массу на восток, при поднятии вещества эта же сила смещает массу на запад. Доказательство реальности глобальных радиальных смещений вещества полушарий Г. Н. Каттерфельд видит в асимметрии зонального распределения суши и моря на планете: северное полушарие — «континентальное», южное — «морское».

В настоящее время проблема взаимосвязи ротационного режима Земли и ее геодинамики наиболее полно рассмотрена в работах Ч. Пана [62]. Автор показал, что геодинамические процессы и ротационный режим Земли тесно связаны и взаимно обусловливают друг друга. В неравномерно вращающейся трехосной Земле возникают внутренние моменты, способные создавать большие тектонические перемещения. В частности, возникает Кориолисов момент, определяемый трехосностью планеты, который является квадрупольным. Его латеральные компоненты направлены параллельно экватору, но противоположно в северном и южном полушариях, а радиальные компоненты — либо к центру Земли, либо от него. Направление действия латеральной компоненты Кориолисова момента показано на рис. 8. Возможно, что действием именно этих сил объясняется относительный субширотный сдвиг полушарий.

Действием Кориолисовых сил можно объяснить также и поворот Тихоокеанского полушария против часовой стрелки относительно своего начального положения. Очевидно, при этом движении Тихоокеанский подвижный пояс следует рассматривать как границу, вдоль которой происходит относительный поворот западного и восточного секторов Земли. При таком повороте, с учетом также и широтного сдвига, Североазиатская (АВ) и Южно-американская (СД) части пояса должны испытывать сжатие, а Североамериканская (ДА) и Австралийская (ВС) области — сдвиг (см. рис. 8).

Таким образом, рассмотренные особенности отображения Тихоокеанского подвижного пояса в поверхностных и глубинных геолого-геофизических признаках позволили выработать представление о ТПП как о единой глобальной структуре, разделяющей два полушария Земли. Тектонические деформации и геофизические поля ТПП определяются не только его строением, но и, возможно, в большей степени тектоническими деформациями разделяемых им полушарий. При этом выявляется роль ротационных сил как механизма крупномасштабных блоковых движений.

Выдвинутая нами геодинамическая концепция связывает воедино движущий механизм, определяемый ротационным режимом Земли и ее фигурой, с геофизическими полями ТПП и Тихоокеанского супергеоблока, а также с особенностями их тектонического строения и тектонической эволюцией.

Объем настоящей статьи не позволил рассмотреть целую серию проблемных вопросов: глубинное строение и динамика ТПП как единой глобальной структуры с позиций геосинклинальной теории, тектоники плит или новой глобальной тектоники, роль сейсмофокальных и палеосейсмофокальных зон в развитии циркумтихоокеанских сооружений, положение и значение эвгеосинклинальных (а не только гранитоидных) вещественных ассоциаций в пределах ТПП, глубинную геологическую природу многих геофизических аномалий и многие другие. Представляется, что результаты выполненных систематизаций и анализа геологических и геофизических данных будут не только способствовать решению поставленных вопросов, но и вызовут интерес к исследованиям, направленным на создание количественно обоснованной объемной модели ТПП.

Авторы благодарят Т. И. Петухову, Н. С. Зиновчук и О. С. Комову за помощь в подготовке материалов; Ч. Б. Борукаева, Л. И. Брянского, Г. М. Власова и Б. А. Натальина — за замечания, способствовавшие улучшению работы.

Рис. 9. Схема активных разломов. Составлена по данным работ [25, 38] и других.
1 — сдвиги (*а* — достоверные, *б* — предполагаемые); *2* — надвиги (*а* — достоверные, *б* — предполагаемые); *3* — сбросы (*а* — достоверные, *б* — предполагаемые); *4* — глубоководные желоба; *5* — трансформные разломы; *6* — Восточно-Тихоокеанский рифт.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Андерсон Д., Дзевонский А.* Сейсмическая томография // В мире науки.— 1984.— № 12.— С. 16—25.
2. *Артюшков Е. В.* Геодинамика.— М.: Наука, 1979.— 327 с.
3. *Белоусов В. В.* Об упорядоченности в расположении зон диастрофизма на материках // Геотектоника.— 1977.— № 5.— С. 54—55.
4. *Брянский Л. И., Подгорный В. Я.* Гравитационная модель глубинного строения земной коры по профилю Свободный — Комсомольск — мыс Сюркум // Тихоокеан. геология.— 1984.— № 5.— С. 76—81.
5. *Бурьянов Б. В., Гордиенко В. В., Кулик С. М. и др.* Комплексное геофизическое изучение тектоносферы континентов.— Киев: Наук. думка, 1983.
6. *Ващилов Ю. Я., Зимникова Т. П., Шило Н. А.* Петрофизика поверхностных и глубинных образований Северо-Востока Азии.— М.: Наука, 1982.
7. *Власов Г. М., Борисов О. Г. и др.* Общие условия магматизма и рудообразования в геосинклиналях.— М.: Наука, 1978.
8. *Власов Г. М.* Значение проблемы палеозон Беньоффа // Древние сейсмофокальные зоны/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1981.— С. 5—34.
9. *Вулканические* пояса Востока Азии/А. Д. Щеглов.— М.: Наука, 1984.
10. *Гравиметрическая* карта Тихого океана и Тихоокеанский подвижный пояс. Масштаб 1 : 10 000 000.— М.: Аэрогеология, 1976.
11. *Дьюи Дж., Берд Дж.* Горные пояса и новая глобальная тектоника // Новая глобальная тектоника.— М.: Мир, 1974.— С. 191—219.
12. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Марялев В. М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения.— М.: Недра, 1976.
13. *Ициксон М. И.* Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли.— М.: Недра, 1979.
14. *Карта* сейсмичности Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана (1896—1968). Масштаб 1 : 10 000 000.— Л.,— 1976. (Тр./ВСЕГЕИ; СахКНИИ).
15. *Каттерфельд Г. Н.* Лик Земли.— М.: ГИГЛ, 1962.
16. *Косыгин Ю. А.* Тектоника.— М.: Недра, 1983.
17. *Красный Л. И.* Основы геолого-структурного районирования Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана // Закономерность размещения полезных ископаемых. Т. 10.— М.: Наука, 1973.— С. 7—18.
18. *Красный М. Л., Косыгин В. Ю., Исаев В. И.* Оптимальная плотностная модель тектоносферы вдоль геотраверса о. Сахалин — о. Итуруп — Тихий океан // Тихоокеан. геология.— 1985.— № 6.— С. 36—48.
19. *Кропоткин П. Н., Ефремов В. Н., Маеев В. П.* Напряженное состояние земной коры и геодинамика // Геотектоника.— 1987.— № 1.— С. 3—24.
20. *Ломизе М. Г.* Тектоническая обстановка геосинклинального вулканизма.— М.: Недра, 1983.
21. *Малышев Ю. Ф., Подгорный В. Я.* Системы глубинных разломов // Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока.— М.: Наука, 1984.— С. 44—46.
22. *Мастюлин Л. А., Малышев Ю. Ф. и др.* Роль и место электромагнитных методов при решении некоторых проблем глубинного строения Восточно-Азиатской материковой окраины и прилегающих акваторий // Глубинные электромагнитные зондирования Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1980.
23. *Металлогеническая* карта Тихоокеанского рудного пояса. Масштаб 1 : 10 000 000/Е. А. Радкевич/Мингео СССР; АН СССР.— Л., 1979.
24. *Прудников А. П., Брычков Ю. А., Маричев О. И.* Интегралы и ряды.— М.: Наука, 1981.
25. *Пущаровский Ю. М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли.— М.: Наука, 1972.
26. *Раген Э.* Геология гранита.— М.: Недра, 1979.
27. *Радкевич Е. А.* Металлогенические индикаторы особенностей развития Тихоокеанского подвижного пояса // Тихоокеан. геология.— 1984.— № 6.— С. 14—23.
28. *Романовский Н. П.* Петрофизика гранитоидных рудно-магматических систем орогенных сооружений Притихоокеанья // Там же.— 1984.— № 5.— С. 52—62.
29. *Романовский Н. П.* Рудно-магматические системы притихоокеанских орогенных сооружений Азии, их связь с зонами и центрами глубинной разрезки эндогенных процессов // Там же.— 1985.— № 2.— С. 26—32.
30. *Романовский Н. П.* Петрофизика гранитоидных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса.— М.: Наука, 1987.
31. *Рябой В. З.* Структура верхней мантии территории СССР по сейсмическим данным.— М.: Недра, 1979.
32. *Смирнов А. М.* Докембрий северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса.— М.: Наука, 1976.
33. *Соловьев В. В., Рыжкова В. М.* Морфоструктурный метод изучения глубинного строения литосферы // Тр. Ленингр. о-ва естествоиспытателей.— 1983.— № 2, вып. 77.— С. 25—33.
34. *Тараканов Ю. А.* Влияние крупнейших плотностных неоднородностей на избыточное сжатие Земли // Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1983.— № 4.— С. 3—6.
35. *Тараканов Ю. А, Камбаров Н. Ш., Трубицын В. П. и др.* Отклонение от гидростатического равновесия Земли и Луны // Там же.— 1985.— № 8.— С. 3—27.
36. *Тектоническая* карта Тихоокеанского сегмента Земли. Масштаб 1 : 10 000 000/Ю. М. Пущаровский, Г. Б. Удинцева/ГУГК.— М., 1970.
37. *Трифонов В. Г.* Неотектоника и современные тектонические концепции // Геотектоника.— 1987.— № 1.— С. 25—38.
38. *Трифонов В. Г.* Проблемы голоценовой тектоники // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность.— М.: Наука, 1987.— С. 37—48.
39. *Туезов И. К.* Геоэлектрическая модель по профилю оз. Байкал — Тихий океан // Тихоокеан. геология.— 1987.— № 2.— С. 125—127.
40. *Фаворская М. А., Баскина В. А. и др.* Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений.— М.: Наука, 1974.
41. *Фотиади Э. Э.* О связи глобального гравитационного поля по спутниковым данным с элементами структуры материков и дна океанов // Геология и геофизика.— 1980.— № 10.— С. 3—12.
42. *Фурмарье П.* Проблемы дрейфа континентов.— М.: Мир, 1971.
43. *Херрин Ю.* Региональные изменения скорости волн *P* в верхней мантии под Северной Америкой // Земная кора и верхняя мантия.— М.: Мир, 1972.— С. 198—201.
44. *Худяков Г. И., Кулаков А. П., Тащи С. М., Никонова Р. И.* Система гигантских геоморфоструктур западной окраины Тихого океана // Тихоокеан. геология.— 1982.— № 1.— С. 43—48.
45. *Шило Н. А., Бабкин П. В., Белый В. Ф., Сидоров А. А.* Восточно-Азиатская система краевых вулканогенных поясов — особенности строения, магматизма и металлогения // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1978.— № 2.— С. 24—31.

46. *Штилле Г.* Избранные труды.— М.: Мир, 1964.
47. *Шульдинер В. И., Высоцкий С. В., Ханчук А. И.* Фундамент тихоокеанских активных окраин.— М.: Наука, 1987.
48. *Щеглов А. Д.* Интересная книга о металлогении Охотско-Чаунской провинции // Тихоокеан. геология.— 1988.— № 1.— С. 118—122.
49. *Allenby R. I., Schnetzler C. C.* United States crustal thickness // Tectonophysics.— 1983.— V. 93.— P. 13—31.
50. *Bowin C.* Depth of principal mass anomalies contributing to the Earth's geoidal undulations and gravity anomalies // Marine Geodesy.— 1983.— V. 7, N 1—4.— P. 61—100.
51. *Cheng Gia Yin, Xiong Shouging, Yin Chunxia.* Geological and geophysical interpretation of the Bouguer gravity map of China // Geol. Rev. China.— 1983.— V. 29, N 2.— P. 181—189.
52. *Cormier V. F.* Deep Earth structure // Rev. Geophys. and Space Phys.— 1983.— V. 21, N 6.— P. 1277—1284.
53. *Cull J. P.* An appraisal of Australian heat-flow data // BMR Journal of Australian geology and geophysics.— 1982.— V. 7, N 1.— P. 11—21.
54. *Hoshino M.* Origin of trenches // Bulletin de la Societe Franco-Japanaise d'oceanographic.— 1978.— V. 16, N 3.— P. 111—123.
55. *Jacoby W. R.* Velocity-density sistematics from seismic and gravity data // Veroff. Zentralinst. Phys. Erde.— 1975.—V. 31, N 2.— P. 323—333.
56. *Katsudata K. Megumi B., Sadato U.* Earthquake swarms on mount Erebus. Antarctica // J. Geodin.— 1986.— V. 6, N 1—4.—P. 391—404.
57. Khan M. A. Comparative evaluation of recent global representations of Earth's gravity field // Geophys. J. R. Astron. Soc.— 1976.— V. 46, N 3.— P. 535—553.
58. *Lerch F. J., Klosko S. M.* et al. Gravity model improvement using Geos 3 (GEM 9 and 10) // J. Geophys. Res.— 1979.— V. 84.— P. 3897—3916.
59. *Lerch F. J., Wagner C. A. et al.* Goddart Earth models for oceanographic applications (GEM 10B and 10C) // Marine Geodesy.— 1981.—V. 5, N 2.— P. 2—43.
60. *Ma Xingyuan, Wu Daning.* Cenozoic extensional tectonic in China // Tectonophysics.— 1987.— V. 133.— P. 243—255.
61. *Moritz H.* Geodetic reference system // Bulletin Geodesique.— 1980.—V. 54.— P. 395—405.
62. *Pan Ch.* Polar instability, plate motion and geodynamics of the mantle // J. Phys. Earth.— 1985.— V. 33, N 5.— P. 411—434.
63. *Sugimura A., Uyeda S.* Island and its environs.— Amsterdam: Elsevier, 1973.
64. *Tanimoto T.* The three-dimensional shear wave structure in the mantle by overtone wave form invesion. 1. Radial seismogram inversion // Geophys. J. Roy Astron. Soc.— 1987.— V. 89, N 2.— P. 713—740.
65. *Tectonic* map of Australia and New Guinea. Scale 1 : 5 000 000.— Sydney, 1971.
66. *Wagner C. A., Lerch F. J.* Improvement in the potential derived from satellits and surface data (GEM 7 and GEM 8) // J. Geophys. Res.— 1977.— V. 82, N 5.
67. *Wang Maoji.* Gravity and magnetic investigation of granite in South China and its geological imlications // Scientific papers on geol. for internat. exchage.— 1985.— V. 6.— P. 106—117.

ИТиГ ДВО АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
21 июня 1988 г.

ДИСКУССИЯ

Авторы приведенной выше статьи взялись за решение благодарной задачи — выявить и обобщить геолого-геофизические признаки Тихоокеанского подвижного пояса (ТПП). Благодарной потому, что, по-видимому, никто до них такую работу на современном материале не выполнял.

Геолого-геофизическая постановка вопроса о ТПП в целом возражений не вызывает. Следовало четче сформулировать и описать важнейший признак ТПП — асимметрию строения и развития американского и австрало-азиатского звеньев пояса, идея которой нашла свое наиболее яркое отражение в работах Г. Штилле, а также других исследователей, в том числе советских (П. Н. Кропоткина, Ю. М. Пущаровского, Л. И. Красного, Н. А. Шило и др.). Требуют пояснения некоторые положения табл. 1. Например, твердо установленное инверсионное соотношение поверхностных и глубинных плотностных неоднородностей имеет место лишь для некоторых не вскрытых процессами эрозии гранитных тел, причем последнее относится лишь к первым километрам разреза.

Изучение глубинного строения ТПП с помощью методов гравиметрии выполняется авторами посредством качественной (описательной) и количественной интерпретации аномалий с редукцией в свободном воздухе. «Аномалии с редукцией в „свободном воздухе" по существу непригодны для изучения строения глубоких частей земной коры, так как действие масс наружного рельефа и внутренних почти компенсирует одно другое. Однако если из аномалий исключить эффект масс наружного рельефа, то оставшаяся часть аномалий будет зависеть только от притяжения внутренних возмущающих масс» [Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли.— М.: Недра, 1965.— С. 230]. Поэтому результаты интерпретации в данной статье или тривиальны, или некорректны. Тривиальны в том случае, когда авторы описывают прямую корреляцию аномалий в редукции Фая с высотами рельефа, как повышенные значения поля отмечают всегда и повсеместно воздымание твердой земной поверхности, пониженные — опускание. Они ошибочны в той части, которая относится к аналитическим расчетам параметров аномальных масс. Не спасает положение и комбинирование разнообразных гармоник поля, поскольку одни и те же гармоники могут быть связаны как с поверхностными, так и с глубинными факторами. Например, низкие гармоники могут участвовать и в формировании аномалий планетарного типа, связанных с рельефом и глубинными неоднородностями материков и океанов.

Следует отметить, что вопрос об использовании тех или иных редукций поля силы тяжести для изучения глубинного строения уже давно принципиально закрыт, в частности, работами советских геофизиков Е. Н. Люстиха, В. А. Магницкого, М. С. Млоденского, Л. В. Сорокина, В. В. Федынского и других в конце 30-х — начале 50-х гг. Имевшие ранее место попытки возобновить споры о геологическом значении редукций в свободном воздухе вызваны либо незнанием указанных работ, либо их игнорированием.

Вызывает возражения использование для расчетов глубин плотностных неоднородностей ТПП формулы (3), публикуемой впервые, но без теоретического обоснования. В этой формуле определяется глубина

до аномальных масс, экзотически представленных материальной линией в виде окружности, что возвращает нас ко времени зарождения методики интерпретации аномалий силы тяжести, когда широко использовались расчеты глубин до аномальных тел в виде материальной точки, горизонтальной линии и т. д. Кроме того, этот способ предполагает, что аномалия поля силы тяжести повсюду является вектором, перпендикулярным к плоскости, в которой расположена окружность. Между тем указанные векторы на австрало-азиатском и американском звеньях ТПП могут располагаться под углом свыше 90° по отношению друг к другу.

Имеется и целый ряд других, менее принципиальных замечаний. Так, двусмысленно название рис. 7, который можно понимать (имея в виду принятую терминологию) и как трехмерную, объемную модель структуры ТПП. Субширотные смещения к западу в северном полушарии могут быть результатом и правосдвиговых перемещений. На установленных по магнитным наблюдениям квазиширотных сдвигах в северо-восточной акватории Тихого океана отмечаются и правосторонние смещения. Обоснование гипотезы вращения Тихого океана против часовой стрелки авторы видят в преобладании правосторонних сдвигов в Тихоокеанском кольце. Это утверждение справедливо для американской части ТПП, но противоречит фактическому материалу по азиатской части. Например, на магаданском отрезке Генерального разлома Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, отделяющего внешнюю, материковую часть пояса от внутренней, приокеанической, достаточно уверенно устанавливается левостороннее смещение.

СВКНИИ ДВО АН СССР

Ю. Я. Ващилов

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

№ 3 1989

УДК 550.834.05.551.24

В. В. Аргентов, В. В. Жигулев, В. И. Лущенко

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА И АКУСТИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ФИЛИППИНСКОГО МОРЯ

Методом НСП установлено, что структуры Центрального разлома не затухают в пределах Западно-Филиппинского бассейна (как предполагалось ранее), а прослеживаются в бассейне Паресе-Вела. Тектоническая активность фундамента в зоне сочленения Центрального разлома с хр. Кюсю-Палау (полигон II) и в осевой части рифта Паресе-Вела (полигон I) прекратилась до начала осадкообразования.

Делаются предположения о характере формирования структуры дна исследованных районов.

Филиппинское море является одним из наиболее изученных окраинных морей мира, однако несмотря на это среди исследователей нет единого мнения относительно его происхождения и эволюции. Суть современных взглядов на геологическое строение и развитие дна Филиппинского моря заключается в попытках объяснить сложное сочетание крупных котловин (Западно-Филиппинской, Сикоку, Паресе-Вела, Марианской) и разделяющих эти котловины хребтов различного возраста и простирания (группы хребтов Дайто, Кюсю-Палау, Западно-Марианского). По мнению большинства советских и зарубежных исследователей, развитие котловин происходило по механизму спрединга, эпизодически возникавшего здесь начиная с палеогена [1—12]. На основании проведенных геолого-геофизических исследований для всего бассейна Филиппинского моря установлены следующие закономерности:

1. Возраст базальтового фундамента глубоководных котловин увеличивается от океана к континенту [5].

2. Глубина до базальтового фундамента в котловинах увеличивается с возрастом коры: в Западно-Марианском прогибе она составляет 3,3—4,0 км (0—6 млн лет), в бассейне Паресе-Вела — 4,5—5,0 км (16—30 млн лет), в Западно-Филиппинском бассейне — 5,6 км (35—45 млн лет) [3]. По данным [1], наиболее древние осадки первого слоя Филиппинского моря встречены в пределах Западно-Филиппинской котловины и датируются верхами мела.

3. Состав пород на хребтах дает основание считать их островными дугами, прежде активными [5].

4. На западных, более пологих, склонах остаточных островных дуг залегают мощные шлейфы вулканических осадков, на восточных, более крутых, они отсутствуют, что свидетельствует о тектонической эрозии фронтальных зон этих островных дуг [2, 5].

5. Периоды интенсивной вулканической деятельности и периоды раскрытия бассейнов сменяют друг друга [1, 2].

6. Особенность хр. Кюсю-Палау заключается в том, что он разделяет весь бассейн на две примерно равные части с различной ориентировкой форм рельефа и магнитных линейных аномалий. По данным гидромагнитных съемок [4, 12], в Западно-Филиппинском бассейне магнитные линейные аномалии симметричны относительно осей сегментов Центрального разлома, тогда как в бассейне Паресе-Вела осью их симметрии является рифт субмеридионального простирания [4, 6, 8, 12].

Одна из наиболее интересных структур данного региона — Центральный разлом, пересекающий Западно-Филиппинскую котловину в северо-западном направлении. Период активности разлома оценивается от 50 до 38 млн лет (средний эоцен — эоцен) [1, 2] или от 60 до 35 млн лет (палеоцен — ранний олигоцен) [4]. Вдоль южной стороны осевой части разлома в настоящее время наблюдаются низкая сейсмическая активность [4], повышенный тепловой поток, обнаружены базальты с возрастом около 10 млн лет [7, 10]. Все это свидетельствует хотя и о слабой, но несомненной активности разлома. Основываясь на данных о линейных магнитных аномалиях [4, 12], составе и возрасте фундамента [10, 11], большинство исследователей признает спрединговый характер разлома. По мнению одних авторов, участок За-

падно-Филиппинского бассейна образовался путем «захвата» нормальной океанической коры Тихоокеанской плиты около 45 млн лет назад субдукцией меридионального простирания вдоль трансформного разлома на месте хр. Кюсю-Палау [4, 11]. Другие исследователи объясняют раскрытие Западно-Филиппинского бассейна результатом спрединга в тылу островной дуги. На этот счет существуют две кинематические модели: 1) бассейн образовался в результате спрединга позади зоны субдукции, которая вызывает этот спрединг, а новые островные дуги и зоны субдукции мигрируют в сторону океана — модель «отступающего» желоба [10, 11]; 2) погружающаяся плита и линия желоба фиксированы, а плита Западно-Филиппинского бассейна отступает в сторону суши и вызывает спрединг позади островной дуги — модель «заякоренной пластины» [11].

Несмотря на различие гипотез относительно возникновения Филиппинского моря, все они сходятся на том, что его зарождение началось в Западно-Филиппинском бассейне от Центрального разлома. Тем не менее район сочленения этого разлома с хр. Кюсю-Палау до недавнего времени оставался практически не исследованным геолого-геофизическими методами.

В 1985 г. Институтом морской геологии и геофизики ДВО АН СССР в рассматриваемом регионе были организованы геолого-геофизические исследования на НИС «Морской геофизик» и НИС «Пегас». Исследования проводились на двух полигонах (рис. 1). Один расположен в Западно-Филиппинском бассейне в зоне сочленения Центрального разлома с хр. Кюсю-Палау, другой — в осевой части рифта Паресе-Вела. Комплекс исследований включал в себя сейсмопрофилирование отраженными и преломленными волнами, гравиметрию, магнитометрию, эхолотный промер и драгирование. В результате проведенных работ была получена новая информация о геолого-геофизическом строении региона. В данной статье приводится информация о результатах интерпретации сейсмических данных на обоих полигонах.

Сейсмические исследования проводились по стандартной методике одноканального профилирования НСП. Наиболее оптимальная глубина исследований во временном масштабе на обоих полигонах составила 1 с, что при средней скорости в осадках 2 км/с составляет около 1000 м. Разрешающая способность по вертикали оценивалась в 20—30 м.

Рассмотрим результаты сейсмических исследований, выполненных в 1985 г. Несмотря на довольно сложную геологическую картину, на обоих полигонах в строении осадочного чехла обнаруживаются определенные закономерности. По характеру записи отраженных внутри осадочного чехла волн выделяются три сейсмоакустических комплекса: акустически прозрачный, слабостратифицированный слоистый и сильностратифицированный тонкослоистый. Для Западно-Филиппинского бассейна эти комплексы коррелируются с разрезом осадочного чехла, полученным по данным глубоководного бурения скв. 448. Акустически прозрачный комплекс тяготеет к верхней части разреза и соответствует пелагическим осадкам, имеющим возраст не более 25 млн лет. Слабостратифицированный слоистый комплекс идентифицируется с прослоями пепла в илах и залегает обычно в середине осадочного чехла (возраст от 32 до 25 млн лет). Ниже по разрезу он сменяется сильностратифицированным комплексом, залегающим непосредственно на акустическом фундаменте. Осадки, соответствующие этому комплексу, представлены вулканогенными, туфогенными турбидитами. Их образование связано с началом вулканической активности хр. Кюсю-Палау приблизительно 40 млн лет назад.

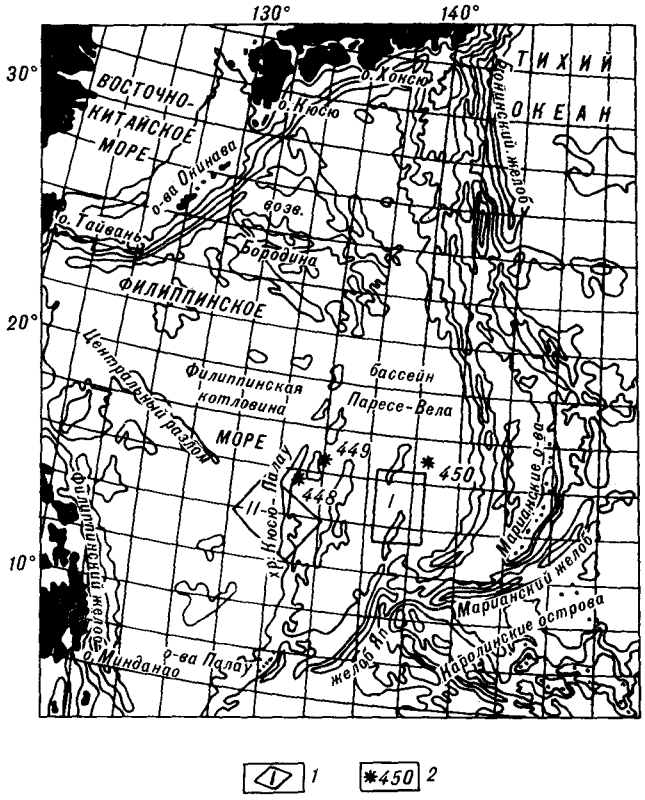


Рис. 1. Обзорная карта района исследований.
1 — контуры и номера полигонов; *2* — скважины глубокого бурения.

В восточной части Западно-Филиппинского бассейна и на западном склоне хр. Кюсю-Палау осадки представлены тремя перечисленными выше комплексами (рис. 2, *а*). В пределах

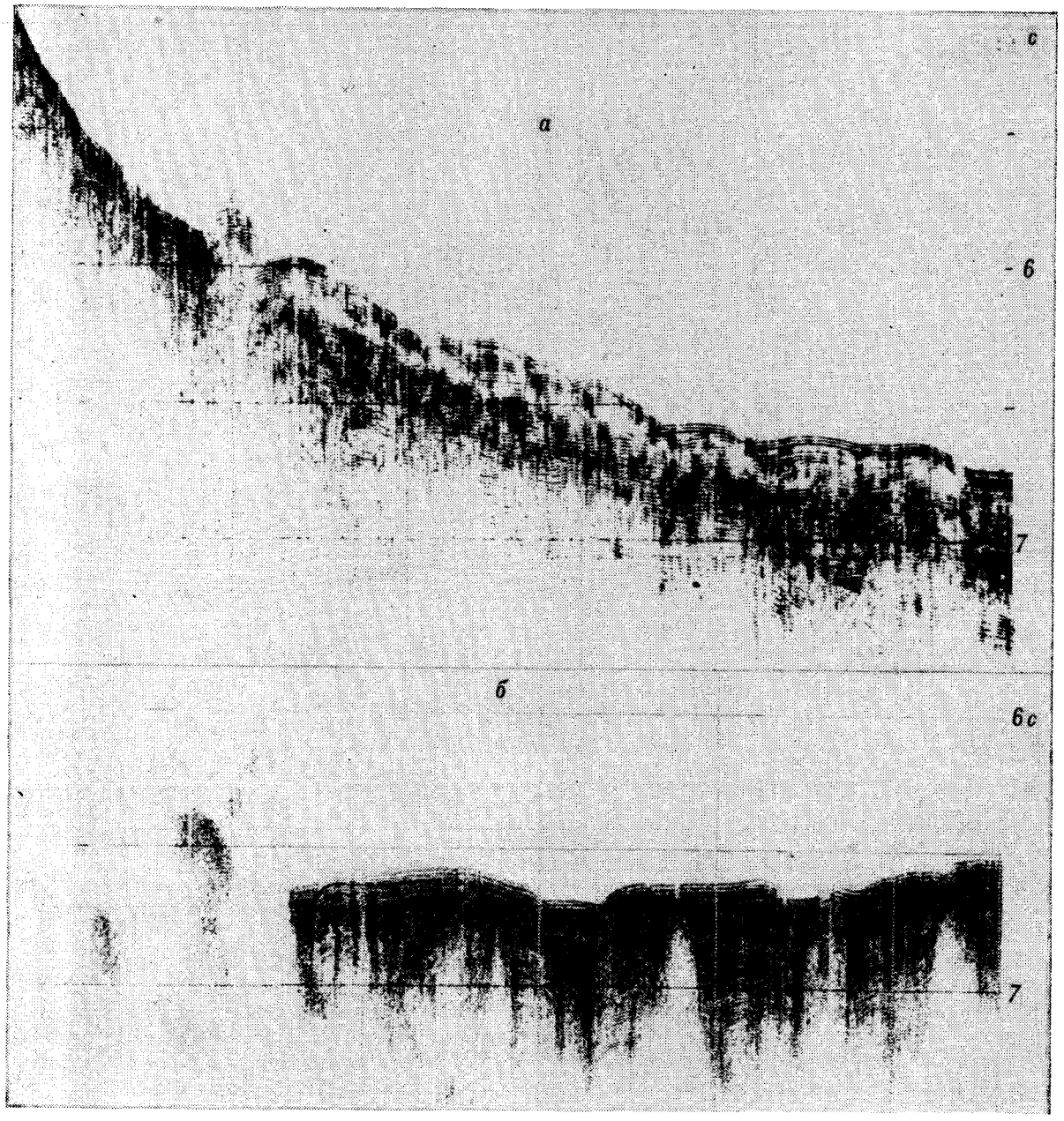


Рис. 2. Фрагменты временных резрезов НСП.
а — западный склон хр. Кюсю-Палау (полигон II, профиль 5); *б* — сочленение рифта с восточным бассейном Парасе-Вела (полигон I, профиль 18).

Западно-Филиппинской котловины наблюдается конформность отражающих границ осадочного комплекса с рельефом акустического фундамента. Мощность осадков достигает 1000 м. По мере приближения к структурам хр. Кюсю-Палау происходит плавное утонение их мощности до полного выклинивания. Совсем иной характер взаимодействия осадочного чехла с рельефом фундамента отмечен в зоне Центрального разлома. Здесь наблюдается четкое примыкание всех сейсмоакустических комплексов к границе рельефа акустического фундамента. Слабая дислоцированность осадков отмечается в осевой части разлома. Мощность их незначительна и не превышает 100 м, но по мере приближения к хр. Кюсю-Палау мощность постепенно увеличивается и достигает максимального значения (500—700 м) в зоне сочленения Центрального разлома с хребтом (рис. 3).

Восточный склон хребта не имеет мощного вулканогенно-обломочного шлейфа, осадки

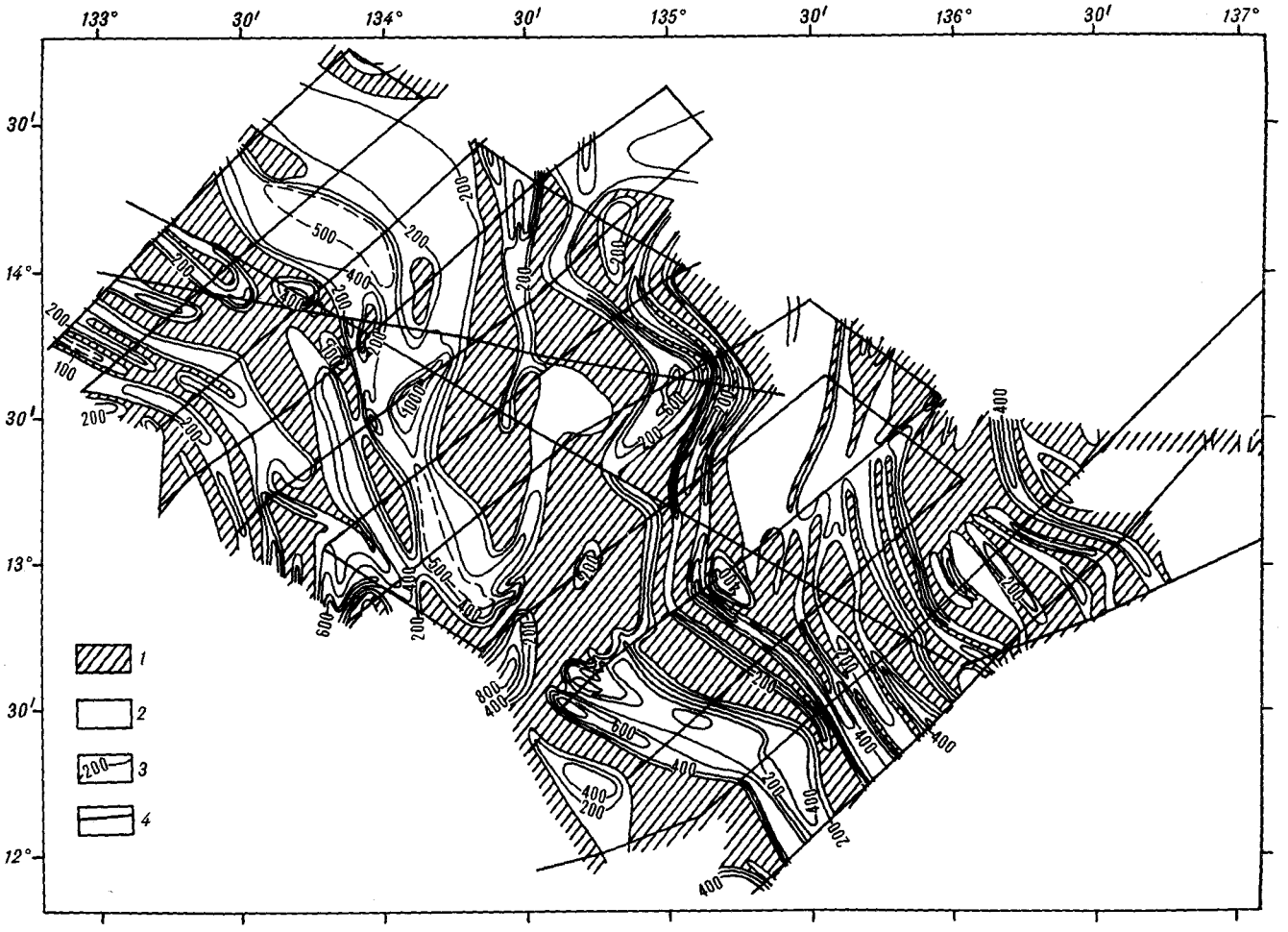


Рис. 3. Схема мощности осадочного слоя (полигон II).
1 — области выхода на поверхность дна акустического фундамента; *2* — области распространения осадочных отложений; *3* — изопахиты; *4* — линии сейсмических профилей.

представлены только двумя сейсмоакустическими комплексами: акустически прозрачным и слабостратифицированным. По данным глубоководного бурения (скв. 449), они соответствуют пелагическим глинам, илам среднемиоценового — позднеолигоценового возраста. Общая мощность их значительно меньше, чем в котловине, и составляет 200—400 м. Далее к востоку, по мере удаления от хребта, мощность осадков постепенно уменьшается до полного выклинивания.

В западной части бассейна Паресе-Вела — между рифтом Паресе-Вела и хр. Кюсю-Палау — практически нет постоянного осадочного чехла (по данным НСП 1985 г. на связывающих полигоны профилях). Вблизи рифтовых структур осадочные отложения незначительной мощности встречаются эпизодически, заполняя депрессии в фундаменте.

Совсем иной характер залегания осадочного чехла наблюдается восточнее рифта. На расстоянии 30—50 км от его центральной оси сильнорасчлененный фундамент почти полностью перекрыт осадками (см. рис. 2, *б*). Мощность их в зависимости от рельефа фундамента меняется от 0 до 900 м. При этом поверхность осадочного чехла прослеживается примерно на одной глубине (на уровне изобаты 5000).

Таким образом, сильнорасчлененный рельеф фундамента в восточной части бассейна Паресе-Вела ниже изобаты 5000 полностью нивелируется осадками и не отображается в морфологии морского дна.

На всем протяжении полигона выявлено несогласное залегание осадков с кровлей акустического фундамента. По волновой картине наблюдается резкое отличие разрезов НСП данного участка от временного разреза осадочного чехла Западно-Филиппинской котловины. Прежде всего в ее пределах отсутствует прозрачный сейсмоакустический комплекс (см. рис. 2, *б*). Сильностратифицированный комплекс, приуроченный к верхней части разреза,

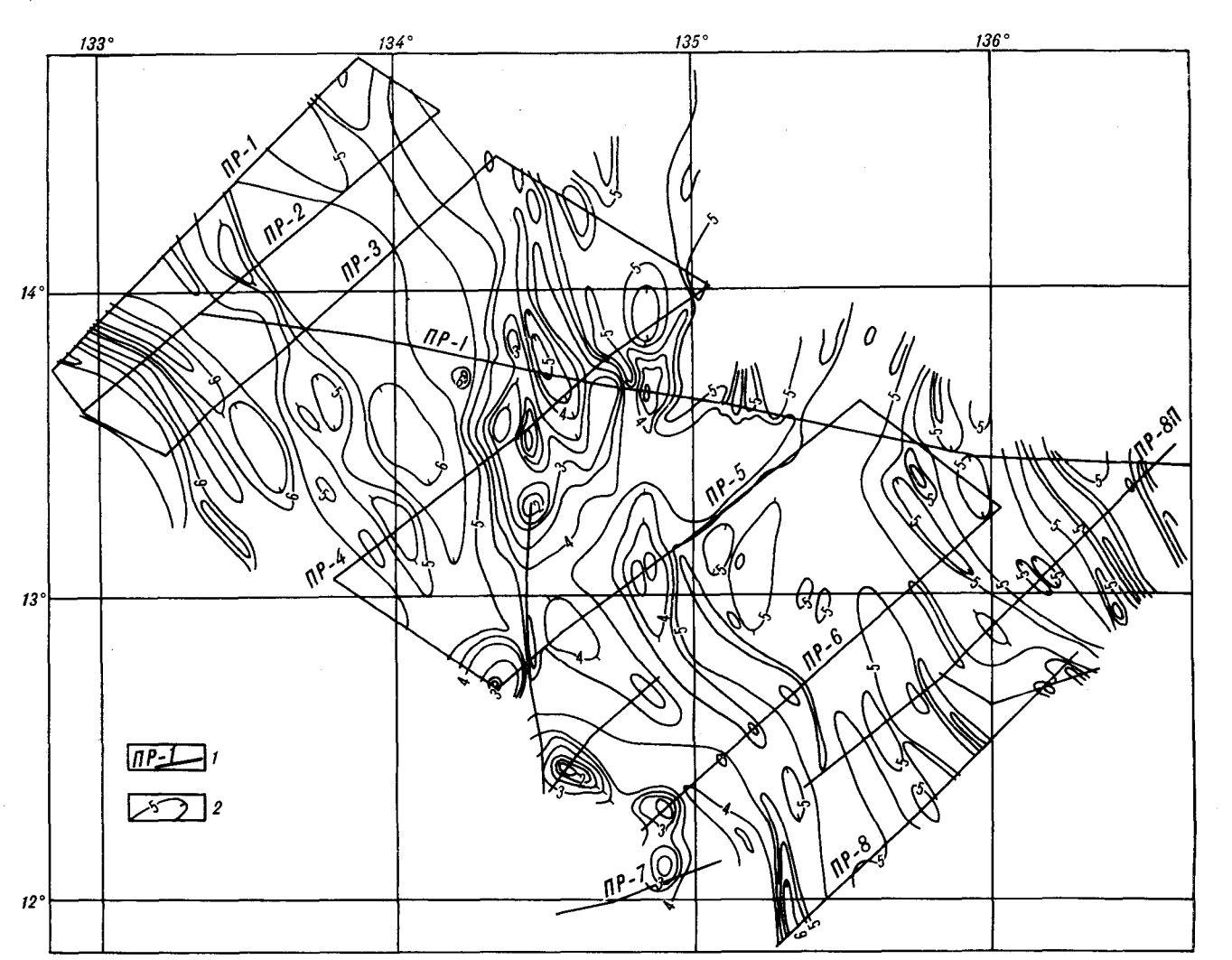


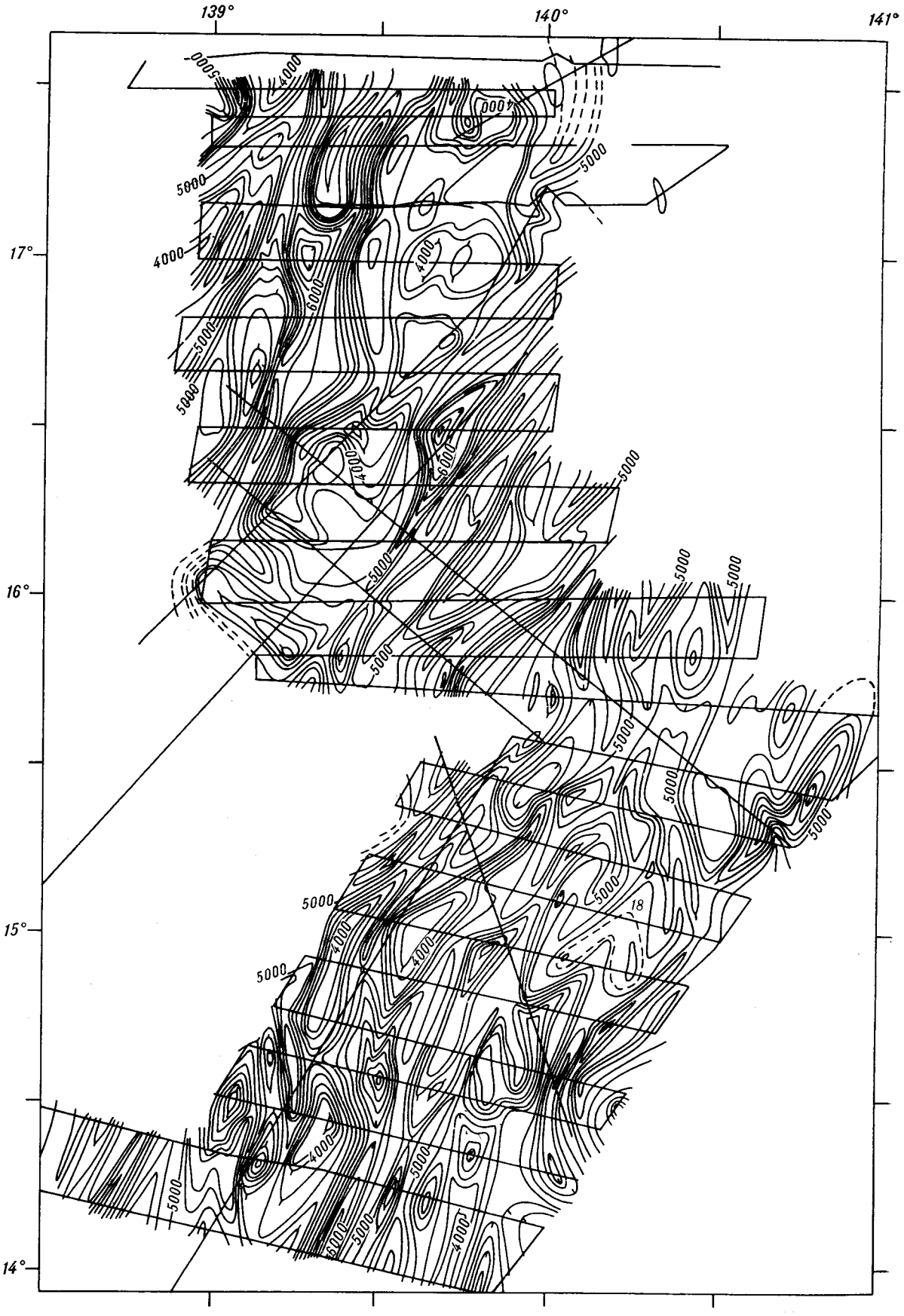
Рис. 4. Схема рельефа акустического фундамента (полигон II).
1 — линии сейсмических профилей; *2* — изолинии глубин до поверхности акустического фундамента, км.

по данным глубоководного бурения (скв. 450), соответствует вулканогенным турбидитам [9]. По всей вероятности, начиная с миоцена источником их сноса был Западно-Марианский хребет. По этим же данным были выделены три крупных периода вулканической активности хребта. Последний завершился 5 млн лет назад, но на временных разрезах границы перерыва осадконакопления выделены не были, что, вероятно, связано с малой скоростью пелагического осадконакопления во время перерыва тектонической активности Западно-Марианского хребта. Слабостратифицированный комплекс встречается эпизодически между сильностратифицированным и акустическим фундаментом. На участке расположения скважин глубоководного бурения он отсутствует. Поэтому нет возможности провести корреляцию данного комплекса с литологией.

Обобщая результаты интерпретации данных НСП о структуре осадочного чехла на обоих полигонах, необходимо отметить, что в нем отсутствуют признаки крупных деформаций, характерных для рельефа акустического фундамента. Повсюду наблюдается резко дисконформное залегание осадков на кровле фундамента. Эти данные могут свидетельствовать о том, что фундамент котловин не подвергался каким-либо значительным деформациям в период осадконакопления, т. е. в это время бассейны Западно-Филиппинский и Паресе-Вела представляли собой жесткие плиты.

Рассмотрим особенности строения акустического фундамента, выявленные в результате интерпретации данных НСП.

Наибольший интерес представляет рельеф акустического фундамента на участке сочленения Центрального разлома с хр. Кюсю-Палау (рис. 4). Центральный разлом хорошо выражен морфологически линейными структурами запад-северо-западного простирания. Положительные структуры в виде горных соору-


139°
140°
141°
17°
16°
15°
14°
5000
4000
18

жений отличаются плавностью форм рельефа и асимметрией склонов, которые частично покрыты осадками. Вариации высот рельефа не превышают 2 км. По мере удаления от осевой части разлома чередование положительных и отрицательных структур становится более разреженным, при этом уровень фундамента имеет тенденцию к плавному погружению. В среднем его глубина составляет 5—5,5 км. Хребет Кюсю-Палау выделяется положительными структурами, вытянутыми в меридиональном направлении в виде горного хребта. Отдельные горные вершины достигают 3—4-километровой высоты над уровнем дна. Отчетливо наблюдается асимметрия в структуре всего хребта. Наклон границ восточного склона более крутой, чем западного. Осадки небольшой мощности заполняют межгорье впадины. В зоне сочленения Центрального разлома с хр. Кюсю-Палау наблюдается резкое отличие рельефа акустического фундамента по отношению к прилегающим участкам. На фоне пологого рельефа дна выделяется цепь отдельных гор конусообразной формы высотой до 3 км, вероятно, вулканического типа. Эта горная цепь имеет приблизительно то же простирание, что и хр. Кюсю-Палау. Акустический фундамент разбит сплошной сеткой мелких разрывных нарушений преимущественно вертикального смещения, амплитуда которых не превышает 200—300 м. Эти участки торошения почти везде покрыты осадочным чехлом, который полностью нивелирует сильнорасчлененный рельеф фундамента. Хорошо сохранившиеся следы тектонической активности зоны сочленения свидетельствуют о том, что она оставалась активной и в более позднее время, чем было установлено ранее для Центрального разлома [2, 10]. Вероятно, усиление тектонической активности происходило в период формирования хр. Кюсю-Палау в позднеолигоценовое время (30 млн лет назад). Аналогичный вывод можно сделать и при анализе карты рельефа акустического фундамента (см. рис. 3), на которой отчетливо прослеживаются линейные структуры северо-западного простирания в пределах бассейна Паресе-Вела, совпадающие с направлением простирания структур Центрального разлома и имеющие такую же морфологическую структуру. В морфологии морского дна эти структуры прослеживаются слабо или почти не прослеживаются, поскольку они почти полностью покрыты осадками.

К сожалению, по причине ограниченности полигона, мы еще не можем определить, на какое расстояние упомянутые структуры протягиваются в юго-восточном направлении. Тем не менее можно с уверенностью сказать, что Центральный разлом не угасает в пределах Западно-Филиппинского бассейна вблизи хр. Кюсю-Палау, а пересекает его и прослеживается далее в бассейне Паресе-Вела.

Участок рифта Паресе-Вела (полигон I) морфологически выражен в основном рельефом акустического фундамента, так как осадочный чехол здесь полностью отсутствует (см. рис. 2, *б*). Рельеф фундамента характеризуется структурами северо-восточного простирания в центральной и северной частях полигона и более меридиональными — в южной части. Центральная часть рифта представлена грабенообразным сооружением, протягивающимся в северо-восточном направлении. В местах, где структуры рифта носят эшелонированный характер, центральный грабен разбивается на несколько ответвлений. Глубина моря достигает в рифтовых депрессиях максимальных значений и превышает 6,0 км.

Основные выводы, полученные в результате интерпретации данных НСП по обоим полигонам, сводятся к следующему.

1. Центральный разлом не затухает в пределах Западно-Филиппинского бассейна, а пересекает структуры хр. Кюсю-Палау и прослеживается в пределах бассейна Паресе-Вела.

2. В зоне сочленения Центрального разлома с хр. Кюсю-Палау морфология фундамента свидетельствует о более поздней тектонической активности в этом месте, чем на прилегающих участках полигона.

3. Осадочный чехол имеет различное сочленение с восточным и западным склоном хр. Кюсю-Палау — плавное выклинивание на западном склоне и крутое примыкание на восточном.

4. В распределении осадочного чехла в бассейне Паресе-Вела наблюдается явная диспропорция — мощный осадочный чехол в восточной части и почти полное его отсутствие в западной.

5. В бассейне Паресе-Вела выражена четкая дисконформность отражающих границ осадочного чехла с границей акустического фундамента, а также отсутствуют признаки крупных деформаций в осадочном чехле.

Заключения, сделанные в результате интерпретации проведенных исследований, вносят некоторые коррективы в ранее существовавшие схемы образования Западно-Филиппинской котловины. Полученный нами вывод о

Рис. 5. Схема рельефа акустического фундамента (полигон I). Усл. обозн. см. на рис. 4 (здесь глубины в метрах).

том, что Центральный разлом пересекает «насквозь» хр. Кюсю-Палау, противоречит двум основным схемам образования Филиппинского бассейна, согласно которым субдукция под хр. Кюсю-Палау существовала после формирования структур Центрального разлома. В таком случае она должна была бы уничтожить структуры Центрального разлома в бассейне Паресе-Вела. По нашим же данным, эти структуры отчетливо выделены, следовательно, можно предположить, что субдукция существовала восточнее хр. Кюсю-Палау (за пределами полигона исследований), или активность Центрального разлома проявлялась и в более позднее время, после формирования хр. Кюсю-Палау. Для уточнения этого предположения необходимы более детальные исследования в рассматриваемом регионе.

Что касается бассейна Паресе-Вела, то наши данные согласуются с мнением большинства исследователей, согласно которому этот бассейн был образован в миоценовое время по механизму интродугового спрединга. Однако морфология акустического фундамента и характер его взаимодействия с осадками несколько отличаются от классической модели рифтовой структуры. Особенностью является то, что в рифтовой зоне Паресе-Вела отсутствует рифтовая долина (рис. 5), а вулканические постройки, подвергавшиеся на краях сбросообразованию, выступают в виде горстов. Отсюда следует, что развитие спрединга происходило путем наращивания океанической коры в результате вулканизма, не концентрирующегося в узкой океанической зоне, как в срединных хребтах, а рассеянного по площади шириной 10—15 км и интерпретируемого как неорганизованный спрединг.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Геология* дна Филиппинского моря.— М.: Наука, 1980.
2. *Шараськин А. Л.* Строение и тектономагматическая эволюция дна Филиппинского моря // Докл. 27-го Международного геол. конгресса. Т. 6. Ч. II.— М.: Наука, 1984.— С. 44—57.
3. *Хэйс Д.* Окраинные моря Юго-Восточной Азии, их геофизические характеристики и структура // Там же.— С. 30—44.
4. *Hilde T. W. C., Lee C.-S.* Origin and evolution of the West Philippine Basin: a new interpretation // Geodynamics of back-arc regions. Tectonophysics.— 1984.— V. 102.— P. 85—104.
5. *Karig D. E.* Basin genesis in the Philippine Sea // Initial reports of the deep sea drilling Project.— Washington: US Govern. Print. Office.— 1975.— V. 31.— P. 857—879.
6. *Kobayashi K., Isezaki N.* Magnetic anomalies in the Sea of Japan and Shikoku Basin: possible tectonic implications // The geophysics of the Pacific Ocean basin and its margin.— Washington (D. C.).— 1976.— P. 235—253. (Amer. Geophys. Union; Geophys. Monogr.; N 19).
7. *Lewis S. D., Hayes D. E.* The structure and evolution of the Central basin fault, West Philippine basin // The tectonic and geologic evolution of South-east Asian seas and islands.— Washington (D. C.).— 1980.— P. 77—89. (Amer. Geophys. Union; Geophys. Monogr.; N 23).
8. *Mrozowski C. L., Hayes D. E.* The evolution of the Parece-Vela Basin, East Philippine Sea // Earth and Planet. Sci.— 1979.— V. 46.— P. 49—67.
9. *Scott R. B., Kroenke L.* Evolution of the South Philippine Sea: deep sea drilling Project, Leg 59 Results // Initial reports of the deep sea drilling Project.— Washington: US Govern. Print. Office.— 1980.— V. 59.— P. 803—814.
10. *Seno T., Maruyama S.* Paleogeographic reconstruction and the origin of the Philippine Sea // Geodynamics of back-arc regions. Tectonophysics.— 1984.— V. 102.— P. 53—54.
11. *Shiki T., Uyeda S.* Fundamental problems in the future studies of the Philippine Sea // Geology of the Northern Philippine Sea.— Tokai University Press.— 1985.— P. 281—285.
12. *Tai-Chang Shin.* Marine magnetic anomalies from the West Philippine Sea: implications for the evolution of marginal basins //: The tectonic and geologic evolution of South-east Asian seas and islands.— Washington (D. C.). 1980.— P. 49—77. (Amer. Geophys. Union; Geophys. Monogr.; N 23).

ИМГиГ ДВО АН СССР
Новоалександровск

Поступила в редакцию
4 февраля 1988 г.

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

№ 3 1989

УДК 551.241 : 571.64

Т. К. Злобин

СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ В РАЙОНЕ О. ИТУРУП ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Выполнены глубинные сейсмические исследования МОВЗ и ГСЗ на о. Итуруп. Установлено строение земной коры и верхней мантии под островной дугой до глубин 90 км. Выделены блоки литосферы и основные структурные элементы земной коры. Установлены сейсмические разделы в литосфере, отождествляемые с границей в осадочно-вулканогенном слое, основанием островодужного комплекса, кровлей «гранитно-метаморфического» и «базальтового» слоев, подошвой земной коры. Рассмотрены некоторые особенности регионального поля напряжений, распределения скорости упругих волн и сейсмодислокаций.

Глубинные сейсмические исследования уникальных геологических структур — активных вулканических островных дуг — как в СССР, так и за рубежом до настоящего времени выполнены в ограниченных масштабах. Это в определенной степени связано со своеобразием их поверхностного строения — дискретностью участков суши, представленных островами в океане с труднодоступным для постановки наблюдений рельефом. Последнее ограничивает возможности выполнения таких глубинных сейсмических исследований, как ГСЗ, которые требуют протяженных (до 200—400 км) систем наблюдений и связаны с производством трудоемких буровзрывных работ, применением сложных комплексов аппаратуры.

В пределах СССР имеется лишь одна полно представленная островная дуга — Курильская (рис. 1). Острова Курильской гряды имеют размеры от нескольких километров до десятков и лишь некоторые из них достигают в длину 100 км и более. Остров Итуруп является самым крупным, его протяженность составляет 203 км, максимальная ширина — 46 км, площадь — 3200 км^2 [7].

Постановка глубинных сейсмических исследований вдоль о. Итуруп позволяет охватить наземными наблюдениями максимально протяженный непрерывный участок Курильской островной дуги, провести на этом участке корреляцию сейсмических границ, рассмотреть основные особенности внутренней структуры литосферы и изменения ее строения по латерали, выполнить сопоставление глубинного строения и приповерхностных структур, изученных непосредственным наблюдением, рассмотреть вопросы геодинамики и глубинной тектоники островной дуги.

До настоящего времени о глубинной структуре острова можно было судить лишь по отдельным сейсмологическим данным, полученным В. Н. Бичевиной [3], по определениям глубин залегания границ обмена, выполненным Н. К. Булиным в двух точках острова (пункты Курильск и Рейдовое), по данным сейсмологических станций региональной сети [4], а также косвенно по материалам ГСЗ [6, 19, 22], полученных вдоль морских профилей ГСЗ, расположенных на прилегающих к острову акваториях Тихого океана (профили 23, 1-О) и Охотского моря (ПР. 1-М).

Сейсмологические наблюдения позволили оценить в целом параметры земной коры в нескольких отдельных точках острова. Более детальная информация о строении коры получена с помощью ГСЗ. К сожалению, эти исследования освещали строение акваторий и не позволяли однозначно установить структуру литосферы и ее строение непосредственно под геоантиклинальным поднятием островной дуги и, тем более, проследить особенности ее изменения вдоль острова в районах развития различных вулканотектонических структур.

Институтом морской геологии и геофизики ДВО АН СССР выполнены глубинные сейсмические исследования методом обменных волн землетрясений (МОВЗ) и ГСЗ вдоль о. Итуруп. Наблюдения МОВЗ проведены в 24 точках острова от его юго-западной оконечности (подножие влк. Берутарубе) до северо-восточной (влк. Медвежий). При этом станции наблюдений устанавливались в среднем через 8,5 км.

Краткая геологическая характеристика. В плане остров имеет очень сложную форму и состоит из нескольких горных групп, соединенных перешейками.

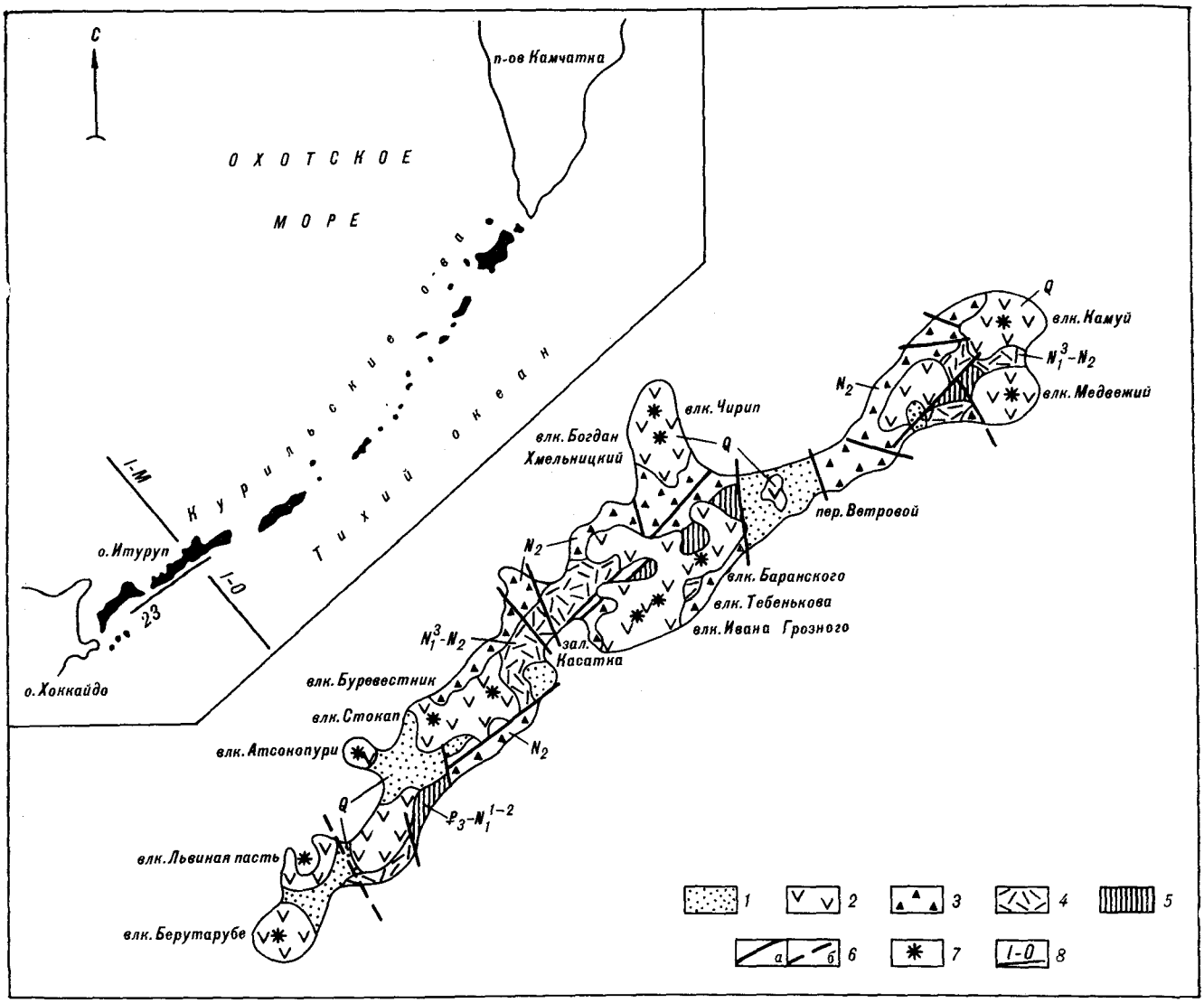


Рис. 1. Геологическая карта о. Итуруп, по Б. Н. Пискунову [12], с дополнениями, по М. И. Стрельцову [18]. *1* — четвертичные осадочные образования; *2—5* — верхнекайнозойские вулканические комплексы: *2* — четвертичный андезитовый, *3* — верхнеплиоценовый базальтоидный, *4* — верхнемиоцен-плиоценовый вулканогенно-кремнисто-диатомовый, *5* — олигоцен-среднемиоценовый «зеленотуфовый»; *6* — тектонические нарушения: *а* — по [12], *б* — по [18]; *7* — вулканы; *8* — профили ГСЗ, по [6, 22]. На врезке — обзорная схема района работ.

На о. Итуруп насчитывается 40—48 вулканов, из которых 8 — действующих [7]. Здесь представлены все генетические типы четвертичных вулканов Курильской островной дуги, выделяемые В. И. Федорченко и Р. И. Родионовой [23], а именно: простые стратовулканы (Атсонопури); «кустовые» (многовыходные стратовулканы), как изолированные (Берутарубе), так и в системе хребтов Богатырь (вулканы Стокап, Буревестник) и Грозного (Тебенькова, Ивана Грозного, Баранского и др.); кальдерные стратовулканы (Львиная Пасть, Медвежий); кальдерные пемзово-пирокластические вулканы (кальдера Ветровая); вулканы-экструзии регионального типа.

В строении острова принимают участие вулканогенно-осадочные образования неогена (мощностью до 5000—7000 м), перекрытые четвертичными образованиями (см. рис. 1) [15]. Согласно Б. Н. Пискунову [12], здесь выделяется четыре верхнекайнозойских комплекса: 1 — четвертичный андезитовый; 2 — верхнеплиоценовый базальтоидный; 3 — верхнемиоцен-плиоценовый вулканогенно-кремнисто-диатомовый; 4 — олигоцен-среднемиоценовый «зеленотуфовый». При этом породы андезитовой формации (комплексов) слагают вулканические постройки, развитые на протяжении всего острова. Образования кремнисто-диатомовой формации выделяются в центральной части остро-

ва в виде линейно вытянутого тела от влк. Буревестник до влк. Чирип. Образования «зеленых туфов» предположительно выделены с охотоморской стороны острова в районе хр. Богатырь. Помимо вышеназванных формаций (комплексов) в пределах острова распространены рыхлые осадочные и вулканогенно-осадочные отложения четвертичного возраста и неогеновые образования. Первые выполняют поперечные грабены, расположенные в районе перешейка Ветровой и между вулканами Львиная Пасть и Атсонопури.

В тектоническом отношении, согласно [18], в пределах о. Итуруп выделяются Южно-Итурупский и Северо-Итурупский горсты, разделенные Итурупским грабеном. Простирание этих структур северо-восточное.

По геологическим данным, здесь выделяется и предполагается ряд разломов. Важнейшие из них — ограничивающие поперечные грабены, выполненные четвертичными отложениями, а также продольные разломы, расположенные в средней части острова и простирающиеся предположительно от зал. Касатка до зал. Простор.

Методика исследований. Исследования МОВЗ выполнялись в основном согласно ранее описанной методике [8—11]. Для регистрации колебаний землетрясений применялись пять передвижных автономных сейсмических станций АСС-3 «Черепаха», укомплектованных трехкомпонентными сейсмографами СМ-3, позволяющими регистрировать вертикальную и две горизонтальные составляющие колебаний. Последние устанавливались взаимно перпендикулярно и были ориентированы на север — юг и запад — восток. Период регистрации на одной стоянке составлял 14—15 сут. Всего было отработано пять стоянок.

Интерпретация полученных сейсмограмм (выделение и корреляция обменных волн, построение временных и глубинных разрезов, структурных схем) осуществлялась в соответствии с критериями, изложенными в работах [5, 13, 14]. Значения скоростей сейсмических волн, использованных при построениях МОВЗ, были получены из наблюдений ГСЗ, выполненных нами непосредственно на островах Итуруп — Кунашир.

Помимо общеизвестных разрезов (временно́го и глубинного) по стандартной методике нами построен разрез вариационного типа [8] для количественной оценки внутренней структуры литосферы, выявления ее вертикальных и латеральных неоднородностей.

Глубинный разрез. В результате исследований МОВЗ построен глубинный разрез литосферы о. Итуруп до 90 км (рис. 2). На разрезе выделены семь (восемь?) границ обмена, из которых шесть установлены в земной коре, включая ее подошву. При этом пять границ прослежены повсеместно по разрезу, две границы выделены в верхней мантии.

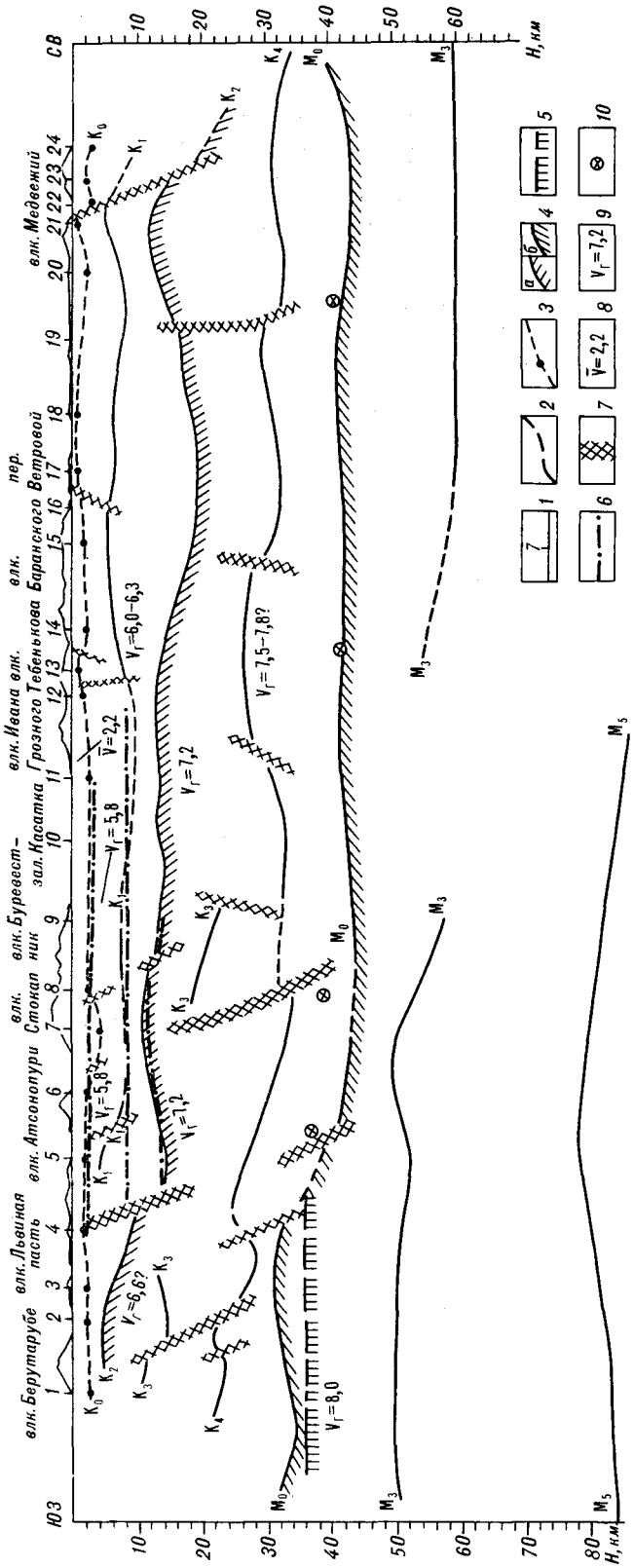
Первая сверху поверхность обмена K_0 залегает в среднем на глубинах около 2 км. При этом максимальная величина ее погружения составляет 3 км и приурочена к вулканам Стокап (ПК7) и Медвежий (ПК22), а минимальная — 0,5 км — зафиксирована в районе кальдеры Ветровой (пикеты 17, 18).

Ниже по разрезу выделена граница обмена K_1. На пикетах 6—12 она образует четко выраженный прогиб, соответствующий на дневной поверхности влк. Атсонопури, хр. Богатырь, зал. Касатка. Здесь раздел K_1 прогибается до глубин 8—9 км при средней глубине залегания 5—6 км. Юго-западный борт этой структуры опущен по разлому, амплитуда перемещения крыльев по которому составляет 2—3 км. Северо-восточнее ПК13 раздел K_1 залегает на глубинах 5—7 км. Под влк. Медвежий эта граница приподнята под внешним юго-западным склоном кальдеры и резко сброшена на 3—4 км по разлому, приуроченному к краю кальдеры.

Положение в разрезе границы обмена K_2 также существенно отлично от горизонтального. Залегая на аномально малой глубине (5 км) в районе пикетов 1, 2 под влк. Берутарубе, она резко погружается до 14 км, образуя в районе ПК5 между вулканами Атсонопури и Львиная Пасть мульдообразный прогиб (см. рис. 2). Таким образом, юго-западное крыло границы (пикеты 1—4) является приподнятым, а северо-восточное — сброшенным на 3—4 км по мощному разлому. В центральной части острова (пикеты 6—12), где граница K_1 погружается, образуя депрессионную ванну, раздел K_2, наоборот, воздымается, залегая относительно K_1 дисконформно. Вследствие этого слой $K_1 - K_2$ в районе хр. Богатырь, зал. Касатка и влк. Ивана Грозного резко утоняется в 3—3,5 раза.

Северо-восточнее на общем фоне погружения раздела в этом направлении выделяются еще два локальных прогиба. Первый — обширный и протяженный (до 40—50 км) — расположен в районе перешейка Ветровой, второй связан с мощным разломом, устанавливаемым в районе пикетов 21, 22. Здесь граница K_2 резко опускается под кальдерой влк. Медвежий на 5—10 км, залегая на глубине 20—24 км против 12 км в приподнятом юго-западном борту, образуя, как и вышележащие границы, характерную для вулканических кальдер обрушения структуру рифтового грабена.

Граница K_3 прослеживается дискретно в районе влк. Берутарубе и кальдеры влк. Львиная Пасть (пикеты 1 — 3), а также под



влк. Буревестник в блоке, ограниченном разломами (пикеты 8, 9). Глубина залегания раздела K_3 составляет на указанных участках соответственно 10—14 и 19—22 км. В обоих случаях устанавливается тенденция погружения раздела на северо-восток. При этом между ПК1 и ПК2 происходит разрыв границы и смещение ее по мощному разлому, выявленному в средней части коры.

Раздел K_4 прослеживается на всем протяжении профиля, глубина его залегания 22—28 км. В юго-западной части острова на пикетах 1 — 4 устанавливается резкая деформация этой границы. Блоки размером 5—10 км смещены (приподняты и опущены) относительно друг друга, образуя клавишную структуру чередующихся горстов и грабенов. Амплитуда их перемещения составляет 2—5 км. Под хр. Грозного поверхность K_4 воздымается на 3—5 км относительно среднего уровня залегания. К северо-востоку и юго-западу от этого поднятия она опущена, вероятно, по системе разломов, имея максимальные глубины (32—34 км) под проливом Уруп и в районе влк. Стокап (пикеты 7, 8). На северо-восточном окончании профиля под влк. Медвежий раздел K_4 погружается до 33—34 км. Обращает на себя внимание резкая дисконформность разделов K_4 и K_2 на пикетах 20, 21. Вследствие резкого сводового поднятия вышележащей границы K_2 и прогибания раздела K_4 мощность слоя K_2 — K_4 по разрезу увеличивается в этом блоке до 20 км против 10—12 км в соседних блоках.

Самой нижней из выделенных сейсмических границ обмена и относимых нами к земной коре является раздел M_0. В юго-западной части профиля эта поверхность куполообразно воздымается в районе кальдеры влк. Львиная Пасть, залегая здесь на минимальной глубине 31—35 км. К северо-востоку граница погружается под хр. Богатырь до 42 км, где она сброшена (в районе ПК4) по мощному разлому с амплитудой перемещения крыльев до 3—5 км. На остальной части профиля раздел M_0 залегает полого. Максимальный прогиб границы M_0 приурочен к влк. Медвежий и хр. Богатырь.

Ниже раздела M_0 по разрезу устанавливаются две границы обмена, обозначенные M_3 и

Рис. 2. Глубинный разрез литосферы о. Итуруп.

1 — пикеты установки станций записи; *2* — границы обмена; *3* — граница обмена, связываемая с кровлей консолидированной коры; *4* — границы обмена, связываемые с кровлей «базальтового» слоя (*а*) и подошвой земной коры (*б*); *5* — положение преломляющей сейсмической границы с $V_г$= = 8,0 км/с, отождествляемой с поверхностью Мохоровичича, по данным ГСЗ; *6* — сейсмические границы согласно профилю ГСЗ 23, по [22]; *7* — глубинные разломы и тектонические нарушения; *8, 9* — средняя (*8*) и граничная (*9*) скорости; *10* — положение подошвы земной коры по сейсмологическим данным В. Н. Бичевиной [3].

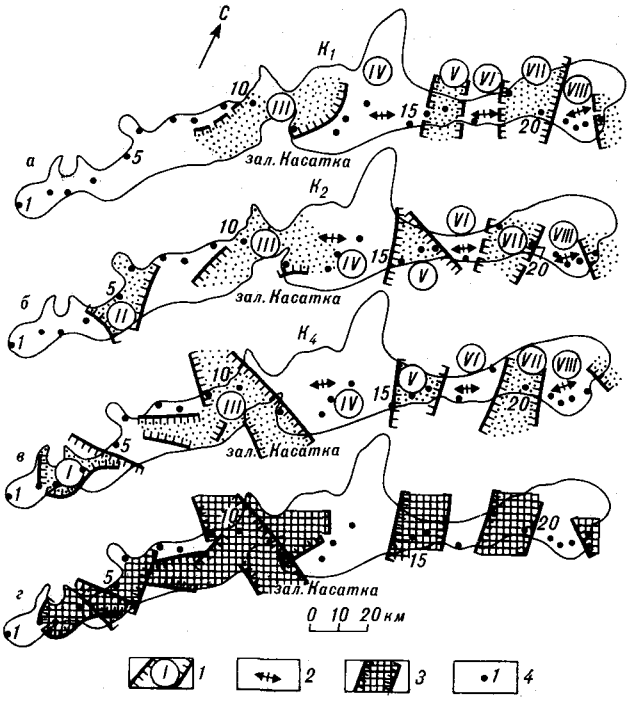


Рис. 3. Схемы структурных элементов земной коры о. Итуруп по горизонтам K_1 (*а*), K_2 (*б*), K_4 (*в*) и их совмещения (*г*).

1 — грабен-синклинали, мульды, прогибы; *2* — горст-антиклинали, поднятия; *3* — положения грабен-синклиналей на совмещенной схеме; *4* — пикеты установки станций записи. I—VIII — структурные элементы земной коры о. Итуруп: компенсационная мульда Львиная Пасть (I), грабен-синклиналь кальдеры Урбич (II), Центрально-Итурупский прогиб (III), Центрально-Итурупский горст-антиклиналь (IV), грабен-синклиналь перешейка Ветровой (V), поднятие Торное (VI), прогиб Цирк (VII) и горст-антиклиналь вулкана Медвежий (VIII).

M_5 и залегающие соответственно на глубинах 50—58 и 78—84 км. Первая из них прослежена на большей протяженности профиля и прерывается в центральной части острова под зал. Касатка. Вторая устанавливается в юго-западной половине острова. Рельеф границ пологий. Исключением является локальное поднятие раздела M_3 в районе влк. Атсонопури на ПК6.

Помимо глубинного разреза вдоль о. Итуруп по данным МОВЗ были построены структурные схемы, которые позволяют выявить особенности внутреннего строения литосферы по латерали и сопоставить их с поверхностными структурами. На основе анализа полученных схем в земной коре о. Итуруп выделены следующие структурные элементы: компенсационная мульда Львиная Пасть, грабен-синклиналь кальдеры Урбич, Центрально-Итурупский прогиб, Центрально-Итурупский горст-антиклиналь, грабен-синклиналь перешейка Ветровой, поднятие Торное, прогиб Цирк, горст-антиклиналь влк. Медвежий (рис. 3).

Компенсационная мульда Львиная Пасть (см. рис. 3) — локальная погребенная структура диаметром около 15 км, выделенная в низах коры на глубинах 25—28 км. Она очень четко выражена на структурной схеме границы K_4, имеет почти правильную концентрическую форму и расположена под кальдерой Львиная Пасть, подножие конуса которой имеет диаметр 12—13 км.

Клинообразный грабен-синклиналь кальдеры Урбич находится северо-восточнее вышеописанной вулканотектонической депрессии под массивом Рокко. Центр массива занимает кальдера Урбич, диаметр гребня последней составляет 6 км. В средней части коры дно грабена погружено на 5—6 км (с 8 до 14 км), при этом выделенный нами сброс, приуроченный к южному борту грабена, соответствует субширотному разлому, который, согласно Г. С. Горшкову [7], отсекает северную часть кальдеры Львиная Пасть и проходит через влк. Атсонопури.

Центрально-Итурупский прогиб устанавливается по всем трем горизонтам в земной коре (K_1, K_2 и K_4), а также по поверхностям M_0 (см. рис. 3). Бóльшая часть прогиба расположена под зал. Касатка, перешейком Куйбышевский и сложно построенными четвертичными вулканами хр. Богатырь (Стокап, Буревестник). Форма прогиба в низах коры (на глубине 30—33 км) сложная (см. рис. 3). Ширина его более 10 км, протяженность до 30—40 км. При этом под зал. Касатка субширотное простирание прогиба на этих глубинах меняется на юго-восточное и он открывается в сторону Тихого океана. В средней части коры на глубинах около 14 км прогиб приобретает форму широкого (до 35 км) трога, замыкающегося, видимо, на линии, соединяющей ПК9 и ПК11. В верхах коры (горизонт K_1) на глубинах 6—9 км ширина прогиба составляет около 30 км и он прослеживается на 40—50 км в северо-восточном направлении. Таким образом, по сейсмическим данным в средней части о. Итуруп к югу от зал. Касатка на всех рассмотренных уровнях устанавливается прогиб глубинных горизонтов в земной коре.

Центрально-Итурупский горст-антиклиналь представляет собой наиболее крупный, прослеженный на глубинах от 5 до 30 км структурный элемент земной коры о. Итуруп. Размеры его составляют в низах коры на глубинах 28—30 км по горизонту K_4 около 20×40 км^2. Воздымание этой сводовой структуры достигает 4 км по поверхностям K_2 и K_4. На дневной поверхности структуре соответствует группа андезитовых вулканов хр. Грозного, протягивающегося на 45 км вдоль тихоокеанского побережья о. Итуруп от зал. Касатка до перешейка Ветровой. На юге горст

граничит по разлому северо-западного простирания с Центрально-Итурупским прогибом.

Грабен-синклиналь перешейка Ветровой расположен на одноименном перешейке и проявляется четко на всех структурных схемах. На юго-западе он отделен сбросом от Центрально-Итурупского горста, на северо-востоке — от антиклинального поднятия Торное. Простирание грабена поперечное по отношению к острову. Ширина его около 10—15 км. Положение прослеживается по всем структурным горизонтам. При этом по разделам K_1 и K_4, соответствующим глубинам 6—7 и 31—32 км, его границы хорошо совпадают, а на промежуточном уровне (K_2) грабен имеет клинообразную форму. Структура его раскрывается здесь к Тихому океану (достигая ширины 25—30 км) и сужается к Охотскому морю (до 10 км). Заметим, что гребень кальдеры Ветровой на юго-востоке также разомкнут. Грабен хорошо устанавливается по геологическим данным [7, 15]. Согласно Г. С. Горшкову [7], он ограничен сбросами и, как следует из [15, 18], выполнен четвертичными отложениями. Ранее в пределах грабена находилась обширная кальдера, на что указывают мощные отложения пемзы, покрывающей весь этот район. Остатки кальдерной постройки с диаметром 6—7 км по гребню расположены в центре перешейка Ветровой [7].

Поднятие Торное расположено северо-восточнее вышеописанного грабена. Оно имеет также поперечное по отношению к острову простирание. Ширина поднятия на глубинах 6—7 км (см. рис. 3, *а*) составляет 12—13 км, а на глубинах около 30 км оно расширяется и основание его здесь достигает в ширину 18—20 км (см. рис. 3, *в*). В средней части коры на глубинах 15—18 км граница между этим поднятием и грабеном Ветровой смещается к востоку, вследствие чего к Тихому океану эта структура почти замыкается. В северо-восточной части поднятия расположен небольшой конус Торный позднеплейстоценового или раннеголоценового вулкана.

Прогиб Цирк по размерам и простиранию подобен вышеописанной структуре. Ширина его составляет около 15—20 км, простирание субмеридиональное. В целом положение прогиба на горизонтах K_1, K_2 и K_4 совпадает (см. рис. 3). Центральная часть его отвечает ПК20, расположенному непосредственно в кальдере Цирк, диаметр гребня которой равен 6 км.

Горст Медвежий расположен на северо-западном окончании острова. Он представляет собой резко выраженную горст-антиклинальную структуру. Ширина горста составляет 10—15 км на глубине 5—8 и 15—20 км на глубинах от 13 до 34 км. Простирание горста субмеридиональное, поперечное по отношению к острову. Форма его в плане трапециевидная, меньшая сторона трапеции — северная, бóльшая — южная. Поверхность K_1 в пределах горста воздымается с 7—8 до 5 км, а K_2 — с 20—22 до 13 км. В низах коры также имеет место подъем границы K_4 с 34 до 32 км и менее. Вершина купола, образованного поверхностью K_1, залегает на глубине около 5 км и отвечает пикетам 21, 22, расположенным в районе оз. Славное в кальдере влк. Медвежий.

Возможная геологическая природа сейсмических границ. Для определения природы выделенных сейсмических границ обмена их положение в разрезе было сопоставлено с результатами ГСЗ, полученными нами вдоль профиля Итуруп — Кунашир, с сейсмическими границами, установленными по профилю 23 Ю. В. Тулиной [22], и сейсмической моделью земной коры вдоль профилей ГСЗ 1-М и 1-О [16], проложенных на акваториях Тихого океана и Охотского моря в районе о. Итуруп (см. рис. 1). Сопоставление положения границ обмена с данными ГСЗ по профилю 23, северная часть которого (пикеты 75—250) расположена на траверзе о. Итуруп, показало следующее. На разрезе ГСЗ в земной коре установлены три сейсмических преломляющих горизонта, залегающих на глубинах 1—3, 5, 8—9 и 14—15 км. Значения граничной скорости ($V_г$) вдоль них соответственно составляют 5,8; 6,3 и 7,2 км/с. Первая из названных границ связана Ю. В. Тулиной с подошвой рыхлых осадочных и вулканогенных образований, средняя скорость волн в которых составляет 2,2—2,6 км/с. Геологическая природа второй границы автором не приводится. Третья поверхность имеет скорость 7,2 км/с, что соответствует, как известно, ее значению в породах так называемого «базальтового» слоя.

При сопоставлении разрезов МОВЗ и ГСЗ (см. рис. 2) видно хорошее соответствие первой из названных преломляющих поверхностей с $V_г = 5{,}8$ км/с границе K_0, второй — K_1 и третьей — K_2 (см. рис. 2). Учитывая это, а также на основании ранее выполненного нами анализа возможной геологической природы сейсмических разделов в литосфере соседнего о. Кунашир [11] границы обмена, установленные в разрезе земной коры о. Итуруп, можно интерпретировать следующим образом.

Граница K_0 отвечает подошве рыхлых осадочно-вулканогенных образований и соответственно кровле «зеленотуфового» комплекса, как это было показано ранее [11]. Разделу K_1, залегающему на глубине 8—9 км в районе пикетов 6—12, соответствует преломляющий горизонт с $V_г = 6{,}0$—$6{,}3$ км/с, выделенный,

по данным ГСЗ, на той же глубине (см. рис. 2). Эта граница интерпретируется нами как основание островодужного комплекса и в соответствии со значениями граничной скорости, глубин залегания и положением ее в разрезе может связываться с кровлей «гранитно-метаморфического» слоя. Интерпретация раздела K_2 может быть однозначной с позиций классической модели земной коры. Полное соответствие глубин ее залегания (11—14 км) на большей части разреза преломляющей границе с $V_г = 7{,}2$ км/с позволяет связывать ее с поверхностью так называемого «базальтового» («гранулито-базитового») слоя.

Рассматривая природу нижележащих горизонтов, заметим, что Ю. В. Тулиной [22] по профилю 23 раздел с $V_г = 8{,}0$ км/с предположительно давался на глубине порядка 21 км. Однако, как она пишет, граница с $V_г = 7{,}2$ км/с была «...последней четко выделенной наиболее глубокой границей» [22, с. 93]. И далее: «О значениях скоростей на больших глубинах в пределах этого профиля на основании полученных материалов сказать трудно. При удалениях более 100 км в первых вступлениях на сейсмических записях выделяются колебания, для которых можно было бы предположить и большие скорости. Они не менее интенсивны, чем колебания, соответствующие волнам со скоростью 7,2 км/с, но характеризуются менее устойчивой формой записи. При том сравнительно большом фоне помех, который имеет здесь место, трудно с уверенностью утверждать, что эти колебания обусловлены регулярными волнами» [22, с. 93]. Поэтому Ю. В. Тулина заключает там же, что «...трудно было сказать, существует ли в пределах глубин до 25 км граница с $V_г = 7{,}8—8{,}0$ км/с» [с. 95].

В связи с этим для установления в разрезе земной коры о. Итуруп сейсмической границы, соответствующей разделу Мохоровичича, данные МОВЗ были сопоставлены с результатами ГСЗ вдоль отработанного нами профиля ГСЗ Кунашир — Итуруп. Согласно МОВЗ, в низах коры в южной части о. Итуруп установлена выдержанная граница обмена на глубинах 32—36 км. По профилю ГСЗ на соответствующих этой части профиля пикетах установлен преломляющий раздел с $V_г = 8{,}0$ км/с на глубине 36 км, что указывает на их хорошее соответствие. На этом основании граница обмена M_0 связывается нами с поверхностью М и соответственно с подошвой коры.

О природе границ M_3 и M_5, залегающих на глубинах около 50 и 80 км, судить трудно. Однако можно предположить, что они ограничивают слой пониженной скорости и повышенной проводимости, устанавливаемый на этих глубинах по сейсмологическим и электромагнитным данным [2, 21].

Некоторые особенности поля упругих напряжений, скоростных характеристик и сейсмичности. Рассмотрение особенностей поля упругих напряжений региона, установленных И. Г. Симбиревой и др. [17], показало, что в южной половине о. Итуруп (примерно до зал. Касатка) земная кора и верхняя мантия (до глубин 50 км) характеризуются максимальными градиентами локального поля напряжений. На траверзе южного окончания о. Итуруп и пролива Екатерины, согласно В. Н. Аверьяновой [1], устанавливается область преобладающего растяжения. В блоке литосферы, соответствующем северной половине острова, преобладающим типом напряжений является близгоризонтальное сжатие северо-западного направления.

Как следует из вертикального разреза вдоль Курило-Камчатской островной дуги, составленного В. Н. Аверьяновой [1], в блоке, соответствующем южной части о. Итуруп, протяженностью 40—50 км (пикеты 1—5), до глубин 70 км устанавливаются сбрососдвиги I типа, а севернее на большей части о. Итуруп — взбрососдвиги II типа. При этом в последнем случае направление движений верхнего «континентального» крыла разрывов, параллельных островной дуге, было вверх, что указывает на приподнятость блоков. Как известно, тип сейсмодислокаций взаимосвязан с характером поля напряжений. Дислокации типа сбрососдвиг свидетельствуют о преимущественном развитии напряжений растяжения, а взбрососдвиг — сжатия.

Сопоставление полученного глубинного разреза о. Итуруп с особенностями поперечной скоростной зональности в Курило-Камчатской зоне [20] показывает следующее. Глубинный разлом, установленный по сейсмическим данным МОВЗ в районе ПК5 (между вулканами Львиная Пасть и Атсонопури), отвечает резкой смене скоростей сейсмических волн с 7,9 км/с в южном блоке до 8,4 км/с в центральном. В блоке литосферы, соответствующем северной оконечности острова и проливу Фриза, скорости вновь понижены до 7,8 км/с.

Таким образом, флангам о. Итуруп (пикеты 1—5 и 19—24) соответствуют в сейсмофокальной зоне пониженные до 7,9 км/с значения скоростей продольных волн. Значение коэффициента K отношения скоростей продольных и поперечных волн (V_P/V_S) здесь составляет 1,76. В центральной части острова значение скоростей продольных волн достигает 8,4 км/с, а коэффициент K равен 1,71—1,72.

При рассмотрении особенностей глубинного строения региона на еще бо́льших глубинах (300—500 км) обращает на себя внимание, что на траверзе юга о. Итуруп происходит

скачкообразное увеличение глубин залегания нижней границы фокальной зоны с 350 до 500 км [21].

Анализ сейсмичности рассматриваемого района показывает, что Итурупскому блоку протяженностью около 150 км, отвечающему срединной части острова, соответствует максимальная магнитуда землетрясений в регионе — 8,0—8,2, в то время как в соседнем Кунаширском блоке она равна 7,7—7,9.

Выводы. В результате сейсмических исследований МОВЗ и ГСЗ установлено строение земной коры и верхней мантии о. Итуруп до глубин 90 км. Выделены блоки литосферы, а также ограничивающие их разломы и основные структурные элементы земной коры острова. Установлены сейсмические разделы в литосфере, отождествляемые с границей в осадочно-вулканогенном слое, основанием островодужного комплекса, кровлей «гранитно-метаморфического» и «базальтового» слоев, подошвой земной коры. При этом мощность земной коры, определенная непосредственно под о. Итуруп, составляет 35—40 км, т. е. существенно больше, чем предполагалось ранее (18—21 км) [6, 19, 22]. Мощности «гранитно-метаморфического» и «базальтового» слоев находятся в пределах соответственно 4—14 и 22—28 км. Выявлены аномальный прогиб (до 9 км) кровли «базальтового» слоя в южной части о. Итуруп и увеличение мощности этого слоя в северной части острова, где установлено резкое куполообразное поднятие его кровли под влк. Медвежий. Устанавливается значительное (до 3—4 км) утонение «гранитного» слоя в центральной части острова (в районе зал. Касатка и хр. Богатырь) и разрастание его в 2,5—3 раза до 13—14 км в северной половине острова.

Данные об особенностях регионального поля упругих напряжений, распределении скоростей сейсмических волн, сейсмодислокациях и сейсмичности свидетельствуют о том, что низам литосферы большей части о. Итуруп соответствуют повышенные значения скоростей (8,4 км/с), преимущественная обстановка сжатия, распространение подвижек типа взбрососдвиг, максимальные магнитуды землетрясений — 8,0—8,2. В крайних блоках острова и в прилегающих проливах скорости относительно ниже (7,9 км/с), в южной части острова устанавливаются обстановка растяжения, максимальные градиенты локального поля напряжений, подвижки типа сбрососдвига.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аверьянова В. Н.* Детальная характеристика сейсмических очагов Дальнего Востока.— М.: Наука, 1968.
2. *Альперович И. М., Кононов В. Э. и др.* Строение островов Сахалин и Итуруп (по данным магнитотеллурических зондирований) // Глубинные электромагнитные зондирования Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1980.— С. 27—35.
3. *Бичевина В. Н.* К вопросу о мощности земной коры островного района Дальнего Востока СССР // Геология и геофизика.— 1960.— № 1.— С. 96—105.
4. *Булин Н. К.* Глубинное строение Сахалина, Курильских островов и юго-восточной Камчатки по наблюдениям обменных *PS*-волн от землетрясений // Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1976.— С. 120—135.
5. *Булин Н. К.* Применение метода обменных сейсмических волн от землетрясений для изучения верхней части литосферы территории СССР.— Л.: ВИНИТИ. Т. 1, 5454-84 Деп., 1984. Т. 2, № 5455-84, 1984.
6. *Вейцман П. С.* Особенности глубинного строения Курило-Камчатской зоны // Физика Земли.— 1965.— № 9.— С. 13—30.
7. *Горшков Г. С.* Вулканизм Курильской островной дуги.— М.: Наука, 1967.
8. *Злобин Т. К.* Изучение сейсмической расслоенности литосферы по данным метода обменных волн землетрясений (на примере Малой Курильской гряды) // Тихоокеан. геология.— 1985.— № 2.— С. 94—97.
9. *Злобин Т. К., Попов А. А., Федорченко В. И.* Строение земной коры юга Курильской островной дуги по данным детальных наблюдений МОВЗ // Геотектоника.— 1981.— № 2.— С. 107—115.
10. *Злобин Т. К., Федорченко В. И.* Глубинная структура вулкана Головнина по данным изучения обменных волн от землетрясений // Вулканология и сейсмология.— 1982.— № 4.— С. 99—103.
11. *Злобин Т. К., Федорченко В. И., Петров А. В. и др.* Структура литосферы о. Кунашир (Курильские острова) по сейсмическим данным // Тихоокеан. геология.— 1982.— № 1.— С. 92—100.
12. *Пискунов Б. Н.* Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг.— М.: Наука, 1987.
13. *Померанцева И. В.* Методика интерпретации обменных проходящих волн, регистрируемых станциями «Земля» // Прикладная геофизика. Вып. 53.— М.: Недра, 1968.— С. 37—61.
14. *Померанцева И. В., Мозженко А. Н.* Сейсмические исследования с аппаратурой «Земля».— М.: Недра, 1977.
15. *Сергеев К. Ф.* Тектоника Курильской островной системы.— М.: Наука, 1976.

16. *Сергеев К. Ф., Аргентов В. В.. Биккенина С. К.* Сейсмическая модель земной коры южной части Охотоморского региона и некоторые результаты ее геологической интерпретации // Тихоокеан. геология.— 1983.— № 6.— С. 3—12.
17. *Симбирева И. Г., Федотов С. А., Феофилактов В. Д.* Геодинамика Курило-Камчатской дуги по сейсмологическим данным // Вулканизм и геодинамика.— М.: Наука, 1977.— С. 91—103.
18. *Стрельцов М. И.* Дислокации южной части Курильской островной дуги.— М.: Наука, 1976.
19. *Суворов А. А.* Глубинное строение земной коры Южно-Охотского сектора по сейсмическим данным.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.
20. *Тараканов Р. З., Ким Ч. У., Левый Н. В.* К вопросу о районировании Курило-Камчатского региона по сейсмичности // Оперативный и долгосрочный прогноз цунами/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1983.— С. 111—128.
21. *Тараканов Р. З., Левый Н. В.* Полиастеносферная модель верхней мантии Земли по сейсмологическим данным // Докл. АН СССР.— 1967.— Т. **176**, № 8.— С. 571—574.
22. *Тулина Ю. В.* Детальные сейсмические исследования земной коры у Южных Курильских островов // Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке.— М.: Наука, 1969.— С. 90—96.
23. *Федорченко В. И., Родионова Р. И.* Ксенолиты в лавах Курильских островов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.

ИМГиГ ДВО АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
15 мая 1987 г.

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

№ 3 1989

УДК 551.21(571.64)

О. А. Мельников, А. Я. Ильев

О НОВЫХ ПРОЯВЛЕНИЯХ ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНИЗМА НА САХАЛИНЕ

В результате проведенных летом 1987 г. периодических наблюдений за деятельностью возникшего 10 июня 1986 г. нового, названного Лесновским, грязевого вулкана на юго-востоке Сахалина (в районе пос. Лесное, в 40 км восточнее г. Южно-Сахалинска) установлена сальзовая форма деятельности этого нового вулкана и большое сходство его по строению, геологическому положению, составу сопочной брекчии и воды с другими грязевыми вулканами юга Сахалина — Южно-Сахалинским и Пугачевским. Возникновение на восточном побережье острова нового района проявления грязевого вулканизма свидетельствует о высокой современной тектонической активности этого района и Сахалина в целом, существенно повышает перспективность Сахалина и прилегающей к нему акватории Охотского моря на нефть и газ.

Грязевой вулканизм, судя по обширной посвященной ему литературе [1—4, 10 и др.], привлекает внимание исследователей и как редкое и своеобразное природное явление, в чем-то родственное обычному или нормальному вулканизму, и как прямой или косвенный признак при оценке и поисках различных полезных ископаемых, нефти и газа в первую очередь [1, 16, 17], и даже как показатель геодинамического состояния земной коры [8].

Сахалин — один из немногих (наряду с Апшеронским, Таманским и Керченским полуостровами) регионов в нашей стране, где давно известны и изучаются грязевые вулканы. До последнего времени на Сахалине знали лишь о трех районах проявления грязевого вулканизма — двух (Южно-Сахалинский и Пугачевский грязевые вулканы) на юге и одном (Дагинский район) на севере острова (рис. 1). Наиболее крупный на Сахалине Южно-Сахалинский грязевой вулкан расположен на 23-м километре железной дороги Южно-Сахалинск — Холмск, примерно в 800 м к северу от дороги. Второй, Пугачевский грязевой вулкан, расположен в 150 км к северу от г. Южно-Сахалинска, близ железной дороги Южно-Сахалинск — Поронайск, между поселками Пугачево и Восточный. Дагинский район проявления грязевого вулканизма расположен на северо-восточном побережье Сахалина, на берегу Дагинского залива, в 150 км к югу от г. Оха.

Внешне грязевые вулканы Сахалина мало чем похожи на типичные грязевые вулканы Апшеронского, Таманского и Керченского полуостровов. Южно-Сахалинский грязевой вулкан представляет собой невысокий пологий холм, покрытый высохшей сопочной брекчией прежних извержений, в привершинной части которого располагается несколько небольших, высотой до 0,5 м, грифонов, периодически извергающих жидкую газоводогрязевую массу, стекающую по склонам грифонов, высыхающую и наращивающую грифоны. Так выглядит вулкан в период между извержениями. Во время извержений, длящихся, как правило, не более 1 ч, из привершинной части холма происходит взрывоподобный выброс газоводогрязевой массы в виде струй, фонтаном поднимающихся на высоту до 200—300 м. Извергаемая масса, падая на холм, сползает с него в разные стороны, образуя концентрически-зональное грязевое поле размером 400 × 300 м, напоминающее внешне свежую пахоту. Процесс этот сопровождается громоподобным грохотом, слышимым на расстоянии 1—1,5 км, и дрожанием почвы, ощущаемым на расстоянии до 1 км. Иногда газоводогрязевая масса изливается на поверхность сравнительно спокойно и извержение остается незамеченным людьми [5, 14, 15]. В отдельных случаях сразу же после извержений на поверхности грязевого поля в привершинной части холма отмечается несколько заполненных жидкой грязью округлых углублений или ванн (сальз) диаметром до 2—3 м, со дна которых непрерывно или периодически фонтанирует газ, разбрасывая по сторонам заполняющую ванны жидкую грязь. Иногда газ со слабым сероводородным запахом выделяется из трещин и ячеистых углублений, интенсивно покрывающих поверхность грязевого поля, в виде ощутимых ладонью струй с ясно слышимым шипением. Промежутки между извержениями длятся несколько лет. Грифоны вытянуты цепочкой в субмеридиональном направлении. К югу от грязевого вулкана между ним и железной дорогой, а также южнее дороги отмечается груп-

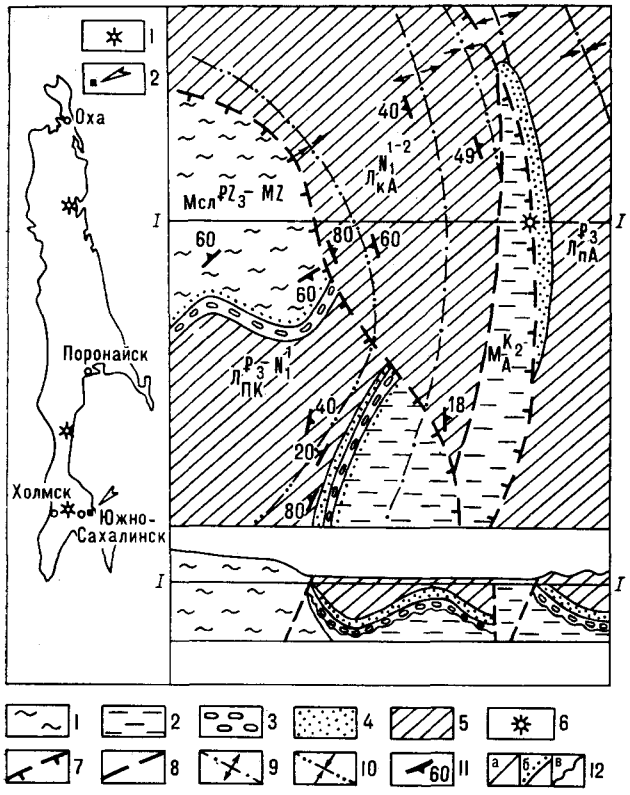


Рис. 1. Схематическая формационная карта и формационный профиль Лесновского грязевого вулкана. Составил О. А. Мельников.

1—5 — геологические формации: 1 — метаморфических сланцев ($Мсл_3^{PZ_3}$—MZ); 2 — алевролито-аргиллитовая ($М_А^{K_2}$); 3 — песчанико-конгломератовая ($Л_{ПК}^{P_3}$—N_1^1); 4 — глинистых слабо сцементированных песчаников, песчанистых алевролитов и аргиллитов ($Л_{ПА}^{P_3}$); 5 — кремнистых алевролитов и аргиллитов ($Л_{КА}^{N_1^{1-2}}$); 6 — грязевой вулкан; 7, 8 — дизъюнктивные дислокации: 7 — взбросы, взбросонадвиги, надвиги, 8 — неопределенной модификации; 9, 10 — оси пликативных дислокаций: 9 — антиклиналей, 10 — синклиналей; 11 — элементы залегания; 12 — геологические границы: а — согласные, б, в — несогласные.

На обзорной схеме в левой части рисунка: 1 — грязевые вулканы; 2 — район местоположения Лесновского грязевого вулкана.

па источников, изливающих на поверхность воду и жидкую тонкодисперсную грязь или ил. По форме эти источники — вертикальные трубообразные, диаметром 20—30 см, отверстия в земле глубиной не менее 3 м (на такую глубину свободно погружается трехметровая палка). Сам вулкан и расположенные южнее его источники находятся в поле распространения одной из самых мощных (до 3000 м) на Сахалине высокопластичной алевролито-аргиллитовой верхнемеловой толщи или формации, так называемой быковской свиты. Они насажены на самый крупный и отчетливый субмеридиональный Тымь-Поронайский или Центрально-Сахалинский разлом типа взбросонадвига. О прямой генетической связи Южно-Сахалинского вулкана и водогрязевых источников с Тымь-Поронайским разломом говорит не только строгая приуроченность их к выходу на поверхность плоскости сместителя этого разлома, но и выдержанное субмеридиональное простирание всех выявленных источников и грифонов.

Пугачевский грязевой вулкан во многом похож на Южно-Сахалинский [6, 10, 11, 14]. Он имеет примерно таких же размеров грязевое поле в центре крупной округлой возвышенности с группой полуметровых грифонов, вытянутых цепочкой в субмеридиональном направлении; близкий характер деятельности; расположен в поле распространения той же самой высокопластичной верхнемеловой алевролито-аргиллитовой (быковская свита) формации и также достаточно однозначно приурочен к Тымь-Поронайскому взбросонадвигу. Некоторым особняком стоит третий, Дагинский, район проявления грязевого вулканизма [3, 11, 13]. Он выражен группой мелких, высотой до 10—20 см, грифонов, периодически выделяющих газоводогрязевую массу и расположенных на берегу Дагинского залива, по соседству с Дагинскими термальными источниками. Здесь отсутствует типичное для грязевого вулкана поле сопочной брекчии, не отмечались взрывоподобные извержения. Тем не менее не вызывает сомнения наличие на сравнительно небольшой глубине высокопластичной глинистой (алевролито-аргиллитовой) толщи или формации, возможно более молодого (неогенового) возраста, питающей грифоны тонкодисперсным глинистым материалом, а также разлома, к которому эти грифоны приурочены. Объясняется это общей для всех грязевых вулканов (и не только сахалинских) природой: наличием на относительно небольшой (до 3—5 км) глубине мощной высокопластичной глинистой толщи или формации, содержащей местами газ и (или) воду, которые, насыщая высокопластичные глинистые породы (аргиллиты и алевролиты), превращают их в высокоподвижную пульпу, активно ищущую выход на поверхность. Стóит близ скопления пульпы появиться трещине или разлому, как пульпа воспользуется ими, пробьет себе путь на поверхность и таким образом образуется грязевой вулкан.

Три вышеупомянутых района грязевого вулканизма на Сахалине настолько хорошо известны специалистам, что появившиеся в конце 1986 г. сведения об образовании нового грязевого вулкана, причем в совершенно неожиданном месте — вблизи пос. Лесное на восточном побережье Сахалина, в 40 км к востоку от г. Южно-Сахалинск, показались па первых порах маловероятными. Однако, побывав в этом

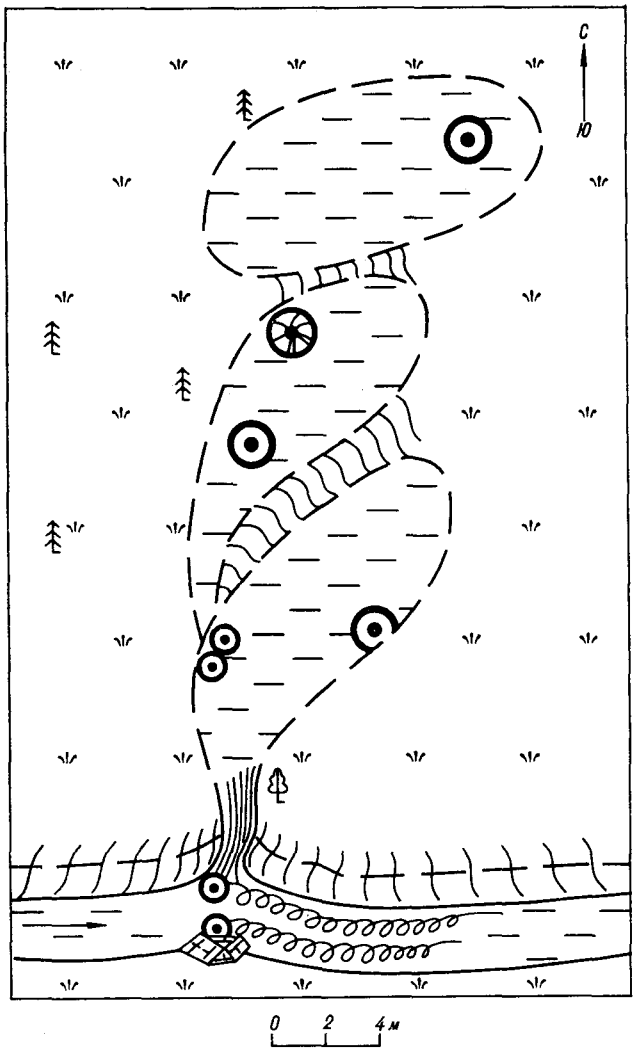


Рис. 2. Схематический план Лесновского грязевого вулкана.

Кружки с точкой — водогрязевые источники внутри грязеводяных ванн (сальз) и на дне ручья; кружок с радиальной штриховкой — слабо выраженный в рельефе водогрязевой грифон.

районе весной 1987 г., мы получили веские подтверждения этим сведениям. По словам директора находящегося вблизи пос. Лесное рыбразвода. К. А. Князевой и одного из работников этого рыбразвода Н. Л. Дубровского, вулкан возник 10 июня 1986 г. Столь точная дата появления вулкана объясняется резким помутнением ручья (правого притока р. Очепухи), на котором стоит рыбразвод. Помутнение, а точнее загрязнение, было настолько сильным и внезапным, что по воде плыла мелкая погибшая рыба. На водной поверхности наблюдались радужные пленки. Источник загрязнения обнаружился в 2 км вверх по ручью. Мутная вода и грязь поступали из-под берега, со дна ручья из вертикального отверстия, куда свободно погружалась трехметровая палка. Помутнение ручья продолжалось все лето и осень 1986 г. прекратилось зимой и возобновилось весной 20 мая 1987 г. 26 мая мы осмотрели место поступления грязи в ручей.

Место проявления грязевого вулканизма представляло собой низкий полузаболоченный левый берег небольшого (шириной 2—3 м и глубиной около 1 м) ручья, густо зарастающего в летнее время высокой болотной травой, над которой возвышаются небольшие редкие рощи или отдельные деревья преимущественно хвойных пород. Преобладают лиственница, пихта, ель; встречаются береза, ольха, заросли шиповника. Хвойные деревья отличаются крупными размерами (до 0,5 м в диаметре), сучковатые, часто уродливые. Поросший травой берег возвышается над уровнем воды в ручье на 30—40 см, но не обрывист. Грубоволнистый характер берега непосредственно близ места грязевого вулкана наводит на мысль об оползании берега в сторону русла. О том же говорит и угловатая глыба торфа до 1,5 м в сечении, перегораживающая русло, в связи с чем вода в ручье в этом месте образует небольшой водопад. Эта же глыба торфа указывает на то, что им сложены берега ручья. На болотистый характер берегов ручья указывает красноватый цвет воды как в самом ручье, так и в редких притоках, впадающих в ручей, и в многочисленных бочажинах, встречающихся вдоль берега.

Помимо первого, 30—40 см, берегового уступа левый берег ручья в месте проявления грязевого вулканизма слегка террасирован. Различаются три немного (на 5—7 см) приподнятых друг над другом террасовидных уровня, на которых располагаются неглубокие (20—30 см), заполненные мутной водой и тонкодисперсным илом лужи или ванны (сальзы) овальной формы длиной до 5—7 м, шириной до 2—3 м, цепочечно-кулисообразно связанные друг с другом (рис. 2). В каждой из сальз наблюдается один или несколько слабо выраженных в рельефе грязеводяных источников или грифонов, изливающих на поверхность ил, грязеводяную смесь или мутную воду. Избыточная грязеводяная смесь переливается через края луж, стекая из самой верхней в среднюю, а затем в нижнюю и далее в виде мутного, даже грязного потока непосредственно в ручей. Каждый грязеводяной источник или грифон при обследовании оказывался уходящим вертикально вниз отверстием, скорее всего цилиндрической формы, диаметром до 10—20 см, глубиной не менее 3 м. В самой верхней ванне отмечался лишь один источник, из которого выбивалась мутная вода, да и вся ванна была заполнена этой мутной водой. Приблизительный дебит этого источника составлял 1—2 л/мин. В средней ванне отчетливо наблюдалось два грязеводяных или

водогрязевых источника, образующих слабо выраженные с поверхности пологие, конусовидные грифоны. Извергаемая ими грязь (или тонкодисперсный ил) имеет голубовато-серую или темно-серую окраску. Дебит более обильного, расположенного ближе к руслу ручья грифона достигает 2—3 л/мин. Ил в этом источнике менее тонкодисперсный, чем во втором малодебитном источнике (грифоне). В нижней ванне отмечаются уже три источника грязеводяной смеси: два сближенных малодебитных на одной стороне ванны и один высокодебитный (до 5 л/мин) — на другой. В двух сближенных источниках выделяется водогрязевая смесь, а в одиночном — грязеводяная смесь.

Помимо перечисленных источников непосредственно в русле ручья, судя по поднимающейся с его дна мути, отмечаются еще два источника грязеводяной смеси: один — рядом с левым берегом, в месте впадения грязевого потока, стекающего в ручей с берега из всех трех ванн, а другой — в середине русла ручья, непосредственно из-под глыбы торфа, перегородившей ручей. Два отдельных турбулентных вихря мутной воды отчетливо указывали на местоположение этих двух источников на дне ручья. Вместе с грязеводяной смесью из остальных источников они превращали красноватую, но прозрачную воду ручья в мутный непрозрачный поток, который тянулся до самого устья ручья, впадающего в р. Очепуха, и загрязнял чистые и прозрачные воды ее. Общее направление газоводогрязевых источников близко к меридиональному.

Периодическое посещение этого водогрязепроявления показало заметную неравномерность в деятельности перечисленных газоводогрязевых источников. О том же говорили и работники рыбразвода, замечавшие менявшуюся время от времени степень загрязнения ручья, не говоря уже о внезапном и резком его загрязнении весной 1986 и 1987 гг. с последующим неравномерным ослаблением в летний период и, видимо, полным прекращением зимой. При повторном посещении грязепроявления в середине лета 1987 г. отмечалось активное действие лишь двух газоводогрязевых источников в ближайшей к ручью сальзе. Не видно было поднимавшихся со дна заметно обмелевшего ручья вихрей мутной воды, что говорило скорее всего о полном прекращении действия источников на дне ручья. Не проявляли себя источники и в двух верхних сальзах (ваннах), хотя перелив избыточной мутной воды из них в ближайшую к ручью сальзу, а из нее в ручей сомнений не вызывал. Очевидно, все газоводогрязевые источники в сальзах хотя и в ослабленной форме, но продолжали действовать. Резко, в 2—3 раза, сократился суммарный дебит источников, грязевыделений в них, общая замутненность изливающейся в ручей воды, так что уже в 10—15 м ниже по течению ручья от места слива замутненность воды в ручье практически исчезала. На влажной поверхности выступившей из-под воды грязи в явно обмелевшей нижней сальзе, особенно вокруг западного из двух действующих в ней источников, отмечались мелкие отверстия, образованные, по всей видимости, выделявшимся из грязи газом. На наличие выделяющегося газа указывал отчетливый запах сероводорода, ощущаемый на расстоянии до 50 м от грязепроявления.

Примерно такая же картина наблюдалась и при посещении этого грязепроявления осенью 1987 г. Активно действовали все те же два источника в ближайшей к ручью сальзе. Они представляли котлообразные, диаметром до 0,5 м углубления в заполняющей сальзу грязи, со дна которых родником выбивалась не очень мутная вода, заполнявшая котлы и изливавшаяся через их края. По краям котлов кое-где отмечались мелкие отверстия с углублениями и выбивающейся из них водой, образующие своего рода паразитические источники вокруг двух главных. Прямого выделения газа не отмечалось, хотя запах сероводорода ощущался на том же расстоянии 50 м от грязепроявления. Замутненность воды в источниках и общая замутненность сливающейся в ручей воды еще более уменьшились.

Извергаемая грифонами (источниками) грязь (ил, сопочная брекчия), заполняющая сальзы, имеет серую (до светло-серой с голубоватым оттенком) окраску; иногда более свежая грязь отличается темно-серым цветом, за счет чего на светло-сером грифоне появляются темно-серые секторы новых порций стекающей с грифона грязи. Ни особого запаха, ни пленок грязь не имеет, и ее более темная окраска объясняется скорее всего рассеянной органикой (детритом). Грязь сравнительно однородная, тонкодисперсная, напоминающая ил. По вещественному составу, судя по данным химического анализа (табл. 1), она, по-видимому, очень сходна с сопочными брекчиями Пугачевского и Южно-Сахалинского грязевых вулканов. Отличие состоит лишь в более низком содержании закисного железа и щелочей. Это указывает на близкий с перечисленными вулканами состав питающей (родоначальной, материнской) новый район грязепроявления высокопластичной алевролито-аргиллитовой формации и, судя по невысокой, около 10 °С, температуре водогрязевой массы в источниках, на неглубокое, близповерхностное залегание этой формации. Таковой, по всей видимости, является та же, что и у Южно-Сахалинского и Пугачевского вулканов, быковская свита, сложенная в основном алевролитами и аргиллитами. Отложения этой свиты развиты по р. Подорожная в 10 км к

Таблица 1

Химический состав аргиллитов быковской свиты и свежевыброшенной грязи грязевых вулканов Сахалина

Компонент	Река Горбуша		Пугачевский			Южно-Сахалинский		Лесновский	
	обр. 7310	обр. 7312	15.09.61	31.08.67.		22.10.79		проба 1	проба 2
				проба 1	проба 2	проба 1	проба 2		
SiO_2	64,61	71,38	64,43	65,15	65,00	61,22	62,30	64,02	69,64
TiO_2	0,21	0,52	0,71	0,46	0,14	0,05	0,68	0,65	0,66
Al_2O_3	14,12	13,48	15,92	15,92	16,52	15,25	15,43	13,40	12,40
Fe_2O_3	2,73	1,97	1,94	1,30	2,29	5,94	5,66	5,07	3,77
FeO	1,33	0,68	3,80	3,65	3,70	—	—	1,09	0,64
MnO	0,07	Следы	0,03	0,04	0,02	3,26	3,00	0,02	0,02
MgO	2,53	0,79	1,46	1,32	0,48	—	—	0,95	1,08
CaO	2,75	0,55	1,82	0,88	0,68	0,095	0,085	0,75	0,75
Na_2O	3,77	0,39	2,87	3,03	2,92	2,07	2,64	1,24	0,89
K_2O	6,02	5,25	0,57	3,08	3,19	3,32	2,41	1,96	1,96
P_2O_5	0,36	0,01	0,16	0,02	0,05	0,10	0,10	0,10	0,07
S	Н	0,28	0,23	0,18	0,28	0,12	0,20	—	—
H_2O	0,35	0,36	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	2,18	4,72	6,10	5,08	5,73	6,00	5,74	11,03	8.08

югу от района грязепроявления (см. рис. 1). Как показали маршрутные геологические исследования, на основе которых и составлена схематическая формационная карта, ограниченная разломами узкая полоса выходов быковской свиты (алевролито-аргиллитовой формации) протягивается от р. Подорожная на север до вновь образовавшегося вулкана и даже севернее, вплоть до русла р. Очепуха.

По данным тех же маршрутных исследований грязевой вулкан приурочен к восточному разлому типа крупного взбросонадвига, являющемуся одним из двух сближенных разломов, ограничивающих узкую субмеридиональную полосу выходов алевролито-аргиллитовой формации (быковская свита), которая слагает свод очень узкой, пережатой, нарушенной крупными продольными разломами антиклинальной складки, возможно диапирового характера. О приуроченности грязевого вулкана к субмеридиональному разлому свидетельствует отчетливо выраженная субмеридиональная линейность в расположении сальз и водогрязевых источников в них (см. рис. 2).

Основным «двигателем» нового района проявления грязевого вулканизма является, очевидно, вода, разжижающая раздробленные в зоне разлома породы высокопластичной алевролито-аргиллитовой формации до весьма подвижной пульпы, пробившейся, наконец, на поверхность. Какую-то, видимо второстепенную, роль в этом процессе играл и газ, о присутствии которого свидетельствуют следы выделения газа на поверхности высыхающей грязи и отчетливо ощущаемый запах сероводорода в радиусе до 50 м вокруг вулкана. Возможно, в момент образования вулкана и проявления его активности после зимнего затишья количество газа в выбрасываемой вулканом водогрязевой массе было значительно больше. Скорее всего, высокой концентрацией растворенного в воде сероводорода объясняется массовая гибель рыбы в момент возникновения вулкана. Не исключено, что с выбросом газа связано появление в русле ручья крупной угловатой глыбы свежего торфа, явно вырванного со дна или из левого берега ручья, где действуют водогрязевые источники. Однако во всех наблюдавшихся источниках газа практически нет и постоянно изливается из них лишь мутная вода, химический анализ которой показал (табл. 2, 3), что она по составу (хлоридная группа, гидрокарбонатно-натриевый тип [12]) близка к водам других грязевых вулканов Сахалина и пластовым водам нефтяных месторождений. Низкая минерализация и слабая степень метаморфизованности вод из источников нового района грязевого вулканизма объясняются, скорее всего, разбавляющим влиянием грунтовых вод и метеорных осадков.

Появление нового грязевого вулкана, назовем его Лесновским, на юго-востоке Сахалина, в 3 км от берега Охотского моря, сходство вод этого вулкана с водами других грязевых вулканов и пластовыми водами нефтяных месторождений повышают перспективность на нефть и газ не только всей территории самого острова, но и прилегающей к нему акватории южной, наиболее глубоководной части Охотского моря.

Внезапное, непосредственно на глазах людей наблюдаемое возникновение нового грязевого вулкана на восточном побережье Сахалина подтверждает высокую современную тектоническую активность всего острова в целом и данного района в частности, о которой свидетельствуют данные по сейсмичности [9] и современным тектоническим движениям [7] Сахалина. Кстати, район пос. Лесное, где возник Лесновский грязевой вулкан, характеризуется относительно повышенной сейсмичностью (7-балльная зона), близким расположением эпицентров инструментально зарегистрированных неглубоких (h = до 30 км) землетрясений с магнитудой 4—5 [9]. Одно из таких землетрясений (h = 5—10 км, M = 2,5) произошло накануне возникновения Лесновского вулкана

(06.06.86 г.) и, возможно, способствовало его образованию. С возникновением нового вулкана появилась возможность установления связи между сейсмичностью и деятельностью грязевых вулканов.

Для этого необходимы повышенное внимание к сейсмичности данного района и организация режимных наблюдений за деятельностью Лесновского грязевого вулкана.

Из приведенных данных следует:

1. Установлен новый район проявления грязевого вулкана на Сахалине — в юго-восточной части острова, близ пос. Лесное, в 3 км от берега Охотского моря в русле правого притока р. Очепуха, в 2 км выше устья притока. Вулкан проявил себя 10 июня 1986 г. внезапным выбросом водогрязевой массы, превратив приток р. Очепуха в грязевой поток, непригодный для использования рыбразводом.

2. По результатам наблюдений в 1986 и 1987 гг. вулкан проявляет себя активными выбросами водогрязевой массы ранней весной, в ослабленной сальзовой форме летом и полностью затухает зимой.

3. По геологическим условиям Лесновский вулкан близок с другими грязевыми вулканами Сахалина, особенно с Южно-Сахалинским и Пугачевским вулканами: размещение в поле одной и той же верхнемеловой алевролито-аргиллитовой (быковская свита) высокопластичной формации, питающей вулканы, приуроченность к субмеридиональному разлому типа взбросонадвига, по которому высокопластичная питающая алевролито-аргиллитовая формация надвинута на восток. Близок у этих вулканов химический состав грязевой массы (сопочной брекчии) и состав вод. Отличие состоит в отсутствии у Лесновского вулкана явного участия газов в его деятельности (хотя таковое и не исключается), в сравнительно небольшом объеме выбрасываемой вулканом водогрязевой массы.

4. Новообразованный грязевой

Таблица 2

Химический состав вод грязевых вулканов Сахалина

Грязевой вулкан	Единица измерения	Общая минерализация	$Na^{+}+K^{+}$	Ca^{++}	Mg^{++}	Сумма катионов	Cl^{-}	SO_4^{--}	HCO_3^{-}	CO_3^{--}	I^{-}	Br^{-}	Сумма анионов
1. Дагинский (Левченко В. М., 1951)													
купальня	мг/л	2839,5	980,7	62,7	15,2	1058,6	1568,4	2,1	167,7	—	—	—	1738,2
	мг-экв.		42,64	3,13	1,25	47,02	44,23	0,04	2,75	—	—	—	47,02
	мг-экв. %		90,68	2,66	6,66	100,0	94,07	0,08	5,85	—	—	—	100,0
центральный	мг/л	8191,1	2937,3	158,1	46,3	3141,7	4807,4	2,1	201,3	—	3,5	35,1	5049,4
	мг-экв.		127,71	7,90	3,81	139,42	135,61	0,04	3,30	—	0,03	0,44	139,42
	мг-экв. %		91,60	5,70	2,70	100,0	97,23	0,027	2,36	—	0,02	0,31	100,0
2. Восточный (Сирык И. М., 1968)	мг/л	10802,3	3137,2	37,2	26,6	3201,0	1340,4	6,6	6254,3	—	—	—	7601,3
	мг-экв.		136,42	1,86	2,19	140,47	37,8	0,14	102,53	—	—	—	140,47
	мг-экв. %		97,24	1,26	1,50	100,0	26,9	0,1	73,0	—	—	—	100,0
3. Пугачевский максимум (Чернышевская З. А., 1958)	мг/л	9235,8	2747,1	38,3	60,0	2845,4	1577,5	137,3	4581,7	93,9	—	—	6390,4
	мг-экв.		119,44	3,16	3,0	125,6	44,5	2,86	75,11	3,13	—	—	125,6
	мг-экв. %		95,09	2,51	2,38	100,0	35,42	2,29	59,80	2,49	—	—	100,0
минимум (Сирык И. М., 1968)	мг/л	340,7	56,6	8,0	23,7	88,3	46,1	29,4	176,9	—	—	—	252,4
	мг-экв.		2,46	0,40	1,95	4,81	1,3	0,61	2,9	—	—	—	4,81
	мг-экв. %		51,10	8,30	40,60	100,0	27,0	12,7	60,3	—	—	—	100,0
4. Южно-Сахалинский (Шилов В. Н. и др., 1961)	мг/л	25797,4	8362,0	165,9	15,6	8543,5	5020,0	55,9	9967,0	2133,0	—	65,0	17240,9
	мг-экв.		363,6	13,6	0,8	378,0	141,4	1,2	163,4	71,1	—	0,9	378,0
	мг-экв. %		96,2	3,6	0,2	100,0	37,4	0,3	43,3	18,8	—	0,2	100,0
5. Лесновский (Мельников О. А., Ильев А. Я., 1987)	мг/л	138,7	11,9	4,0	3,0	18,9	11,0	13,2	24,0	—	—	—	48,2
	мг-экв.		0,46	0,28	0,20	0,94	0,30	0,28	0,40	—	—	—	0,98
	мг-экв. %		43,8	26,7	19,0	100,0	30,6	28,6	40,8	—	—	—	100,0

Примечание. Для Дагинского грязевого вулкана в общей минерализации источника отмечена недиссоциированная SiO_2 — 33,5 мг/л, для Лесновского: в общей минерализации недиссоциированная SiO_2 — 69,6 мг/л, в сумме катионов — NH_4^{+} —0,3 мг/л, 0,02 мг-экв., 1,9 мг-экв. % и Fe^{+++} — 2,0 мг/л, 0,11 мг-экв., 10,5 мг-экв. %, в сумме анионов — O_2^{-} — 0,02 мг/л, 0 мг-экв.

Таблица 3

Генетические коэффициенты и характеристики вод

Источник	по В. А. Сулину					Формула Курлова
	$\frac{Na}{Cl}$	$\frac{Na=Cl}{SO_4}$	$\frac{Cl=Na}{Mg}$	$\frac{SO_4}{Cl}$	$\frac{Ca}{Mg}$	
1. Дагинский грязевой вулкан						
купальня	0,97	—	42,37	—	2,50	$SiO_2 33{,}5\ M_{2,84}\frac{Cl94{,}0\ HCO_3 5{,}85}{Na90{,}7\ Mg6{,}7}$
центральный	0,93	—	5,97	—	2,11	$M_{8,2}\frac{Cl97{,}2}{Na91{,}6\ Ca5{,}7}$
2. Восточный грязевой вулкан	3,6	703,0	—	0,003	0,85	$M_{10,8}\frac{HCO_3 73{,}0\ Cl27{,}0}{Na\ 97{,}0}$
3. Пугачевский грязевой вулкан						
максимальный	2,68	26,05	—	0,06	1,05	$M_{9,23}\frac{HCO_3 59{,}8\ Cl35{,}4}{Na95{,}1}$
минимальный	1,89	1,9	—	0,47	0,2	$M_{0,3}\frac{HCO_3 60{,}0\ Cl27{,}0\ SO_4 12{,}7}{Na51{,}0\ Mg41{,}0\ Ca8{,}0}$
4. Южно-Сахалинский грязевой вулкан	2,57	1,85	—	0,008	17,0	$M_{25,8}\frac{HCO_3 43{,}0\ Cl37{,}4}{Na96{,}0}$
5. Грязевой вулкан Лесновский	1,43	0,46	—	0,93	0,71	$SiO_2 69{,}0\ CO_2 14{,}3\ M_{0,13}\frac{HCO_3 41{,}0\ Cl30{,}6\ SO_4 28{,}6}{Na43{,}8\ Ca27{,}0\ Mg19{,}0\ F^{+++}10{,}5}$
6. Пресные источники	22,4	1,06	—	20,2	2,10	$M_{0,08}\frac{SO_4 72{,}8\ HCO_3 23{,}6}{Na81{,}0\ Ca12{,}9\ Mg6{,}1}$
7. Реки	3,06	1,14	—	1,8	1,35	$M_{0,07}\frac{SO_4 45{,}5\ HCO_3 29{,}2\ Cl25{,}3}{Na77{,}5\ Ca12{,}9\ Mg9{,}6}$
8. Охотское море	0,69	—	0,86	0,26	0,64	$M_{1,8}\frac{Cl78{,}6\ SO_4 20{,}5}{Na54{,}9\ Mg27{,}5\ Ca17{,}6}$
9. Нефтяные залежи Северного Сахалина	1,67	217,3	—	0,003	0,94	$M_{4,1-34,2}\frac{Cl58{,}8\ HCO_3 41{,}7}{Na97{,}2}$

вулкан в качестве одного из косвенных признаков существенно повышает перспективность на нефть и газ как всего Сахалина, так и прилегающих к нему с востока районов Охотского моря.

5. Внезапное возникновение нового грязевого вулкана в юго-восточной части Сахалина в сочетании с повышенной сейсмичностью этого района и интенсивными современными тектоническими движениями свидетельствует о высокой современной тектонической активности острова.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абих Г. В.* О появившемся на Каспийском море острове и материалы к познанию грязевых вулканов Каспийской области.— Баку, 1939. (Тр./Геол. ин-т Азерб. фил. АН СССР; Т. XII/63).
2. *Алиев А. А., Буниат-заде З. А.* Грязевые вулканы Прикуринской нефтегазоносной области.— Баку: Элм, 1969.
3. *Грязевой* вулканизм Советского Союза и его связь с нефтегазоносностью.— Баку: Элм, 1980.
4. *Губкин И. М., Федоров С. Ф.* Грязевые вулканы Советского Союза и их связь с генезисом нефтяных месторождений Крымско-Кавказской геологической провинции.— М.: Изд-во АН СССР, 1938.
5. *Занюков В. Н., Мельников О. А., Федорченко В. И.* Извержение Южно-Сахалинского грязевого вулкана // Геология и геофизика.— 1982.— № 2.— С. 127—130.
6. *Ильев А. Я., Сапрыгин С. М., Сирык И. М.* Извержение Пугачевского грязевого вулкана в 1967 г. // Изв. Сах. отд. Всесоюз. геогр. о-ва. Вып. 1.— Южно-Сахалинск, 1970.— С. 92—99.
7. *Карта* современных тектонических движений земной коры о. Сахалин.— М., 1981.
8. *Косыгин Ю. А., Сергачев К. Ф., Сапрыгин С. М., Василенко Н. Ф.* Взаимодействие литосферных блоков на Центрально-Сахалинском разломе 7—

13 апреля 1979 г. // Докл. АН СССР.— 1980.— Т. 254, № 3.— С. 707—712.

9. *Сейсмическое* районирование территории СССР.— М.: Наука, 1980.

10. *Сирык И. М.* Нефтегазоносность восточных склонов Западно-Сахалинских гор.— М.: Наука, 1968.

11. *Смехов Е. М.* Грязевые вулканы о. Сахалин // Изв. Всесоюз. геогр. о-ва СССР.— 1947.— № 1.— С. 493—495.

12. *Сулин В. А.* Условия образования, основы классификации и состав природных вод. Ч. I.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1948.

13. *Цитенко Н. Д.* Грязевые вулканы в Дагинском районе острова Сахалина // Тр./ВНИГРИ.— 1961.— Вып. 181.— С. 171—175.

14. *Черныщевская З. А.* О грязевых вулканах в южной части Сахалина.— Южно-Сахалинск, 1958.

15. *Шилов В. Н., Захарова М. А. и др.* Извержение Южно-Сахалинского грязевого вулкана весной 1959 г. // Тр./СахКНИИ.— 1961.— Вып. 10.— С. 83—99.

16. *Якубов А. А.* Грязевые вулканы Азербайджана, их генезис и связь с нефтегазопроявлениями // Сов. геология.— 1959.— № 12.— С. 52—64.

17. *Якубов А. А., Али-заде А. А., Зейналов М. И.* Грязевые вулканы Азербайджанской ССР: Атлас. Баку: Элм, 1971.

ИМГиГ ДВО АН СССР
Новоалександровка

Поступила в редакцию
18 января 1988 г.

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

№ 3 1989

УДК 552.313 : 56(116.3)

Е. Л. Лебедев, В. А. Гурьянов, Ю. П. Рассказов, В. Е. Чепыгин

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ И ВУЛКАНИЗМ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

Рассматривается стратиграфия и история развития Ульинского сектора Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, выполненного вулканогенными образованиями с флорой от берриас-валанжина до кампана. Показано омоложение вулканогенных толщ от континента к океану. Предполагается, что в меловое время Ульинский прогиб и Предджугджурская вулканическая зона составляли единую структуру.

Ульинский сектор, расположенный в южной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, имеет протяженность около 700 км и выполнен меловыми субаэральными вулканогенными образованиями различного состава. В пределах сектора выделяются две основные вулканогенные структуры — Ульинская на севере и Предджугджурская на юге, приуроченные к единой северо-восточной зоне разломов и разделенные выходами гранитоидов Прибрежного (Улканского) поднятия (рис. 1, 2).

Разрезы, возраст и строение Ульинского прогиба и Предджугджурской вулканической зоны очень сходны. Поскольку вулканогенные образования данного региона перспективны на многие полезные ископаемые, формирование которых нередко связано с определенными возрастными интервалами, то уточнение геологического строения и истории развития указанных структур имеет большое значение. Стратиграфию этих районов изучали многие исследователи [1—7, 9—12]. Особенности геологического строения Ульинского прогиба и Предджугджурской вулканической зоны были существенно уточнены в процессе крупномасштабных поисково-съемочных работ, проводимых геологами ПГО Дальгеология с 1972 г. по настоящее время (В. Е. Чепыгин, Ф. С. Фролов, Л. Р. Переверзев, В. А. Гурьянов, В. И. Пилипейко, В. Б. Григорьев, Л. Ф. Мишин, Е. П. Емельяненко, А. Ф. Атрошенко и др.). В процессе этих работ были составлены новые схемы стратиграфии и магматизма, опирающиеся на геолого-фитостратиграфические данные.

Первоначально схема стратиграфии Ульинского прогиба (около 350×170 км) основывалась на представлениях о циклическом характере вулканизма [11, 12]. Позднее комплексные геолого-фитостратиграфические работы позволили значительно уточнить данную схему [3—5] и выделить внутри вулканогенного разреза десять фитостратиграфических комплексов от берриас-валанжина до кампана включительно [8, 9].

В настоящее время в разрезе меловых вулканитов Ульинского прогиба общей мощностью до 3500 м выделяются следующие стратиграфические подразделения (снизу вверх).

Учуликанская свита. Преобладают андезиты, в основании — туфоконгломераты (700 м). Возраст по флоре — берриас-валанжин. Выше учуликанской свиты отмечается перерыв (готерив — апт) в вулканических накоплениях. Флора данной свиты выделена в матийский флористический комплекс. Характерны Cladophlebis aff. multinervis Golova, Ctenis anyuensis Philipp., Ginkgo ex gr. adiantoides (Ung.) Heer, Czenkanowskia, Pseudotorellia и др. [9].

Еманринская свита. Эффузивы пестрого состава от риолитов до андезитобазальтов (900 м). Возраст по флоре — ранний — средний альб. В состав свиты входят стратотипы хетанинской и уракской свит, помещавшиеся ранее в верхи разреза [3—5]. Внутри свиты выделено два флористических комплекса: ядринский (ранний альб), для которого характерны Osmunda denticulata Samyl., Neozamites и др., и еманринский (средний альб), характеризуемый Cladophlebis arctica (Heer) Sew., Sequoia aff. minuta Sveshn., Dicotyledones spp. и др. [9].

Ульинская серия (амкинская свита). Вулканиты пестрого состава со значительным количеством пирокластических пород (1500—2000 м). Возраст по флоре — поздний альб — сенон. Эти образования выделены в ульинскую серию вследствие того, что стратотип амкинских слоев (до 250 м), давший название одноименной свите, по мощности, составу и возра-

сту составляет только небольшую часть амкинской свиты.

В составе ульинской серии выделяется шесть флористических комплексов, состав которых был рассмотрен ранее [8, 9]. Ариндский комплекс (верхний альб) включает Birisia aff. ochotica Samyl., Cephalotaxopsis heterophylla Holl., Pagiophyllum triangulare Pryn., Menispermites и др. Выше его сменяет амкинская флора (ранний сеноман, возможно верхи альба) в составе трех комплексов, для которых в целом характерно резкое доминирование хвойных, присутствие Metasequoia cuneata (Knowlt.) Chaney, Araucarites ex gr. anadyrensis Krysht., Trochodendroides ex gr. arctica (Heer) Berry и др. Для дукчандинского комплекса

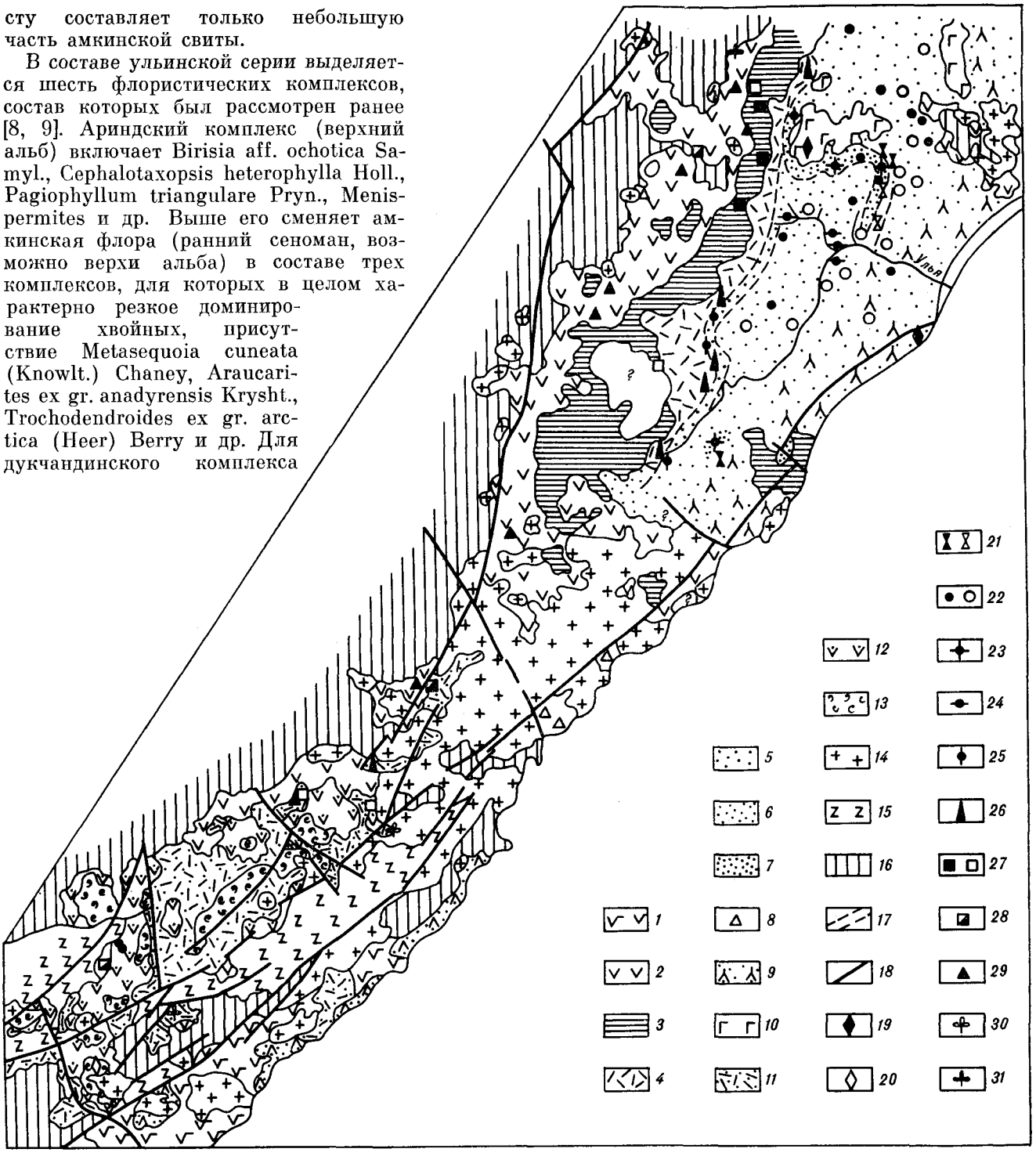


Рис. 1. Схема геологического строения южной части Ульинского сектора Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

1 — джелонская свита; *2* — учуликанская и немуйканская свиты; *3* — еманринская свита; *4—9*—ульинская серия (амкинская свита): *4* — ариндская, *5* — уенминская, *6* — усть-амкинская, *7* — гырбыканская, *8* — дукчандинская толщи, *9* — ульинская серия нерасчлененная; *10* — хакаринская свита; *11* — магейская свита; *12* — мотаринская свита; *13* — тунумская свита; *14* — мезозойские и палеозойские гранитоиды; *15* — архейские анортозиты; *16* — осадочные, вулканогенные и метаморфогенные образования основания (архей — мезозой); *17* — простирание фитостратиграфических горизонтов (толщ); *18* — основные зоны разломов; *19—31* — основные местонахождения ископаемых растений; *19* — делокачанский (кампан), *20* — кетандинский (поздний турон — коньяк), *21* — дукчандинский комплексы (сеноман), *22* — амкинская флора нерасчлененная (ранний сеноман), *23* — гырбыканский (верхнеамкинский), *24* — усть-амкинский (среднеамкинский), *25* — уенминский (нижнеамкинский), *26* — ариндский (поздний альб), *27* — еманринский (средний альб), *28* — ядринский (ранний альб), *29* — матийский комплексы (берриас-валанжин), *30* — сборы флоры альбского возраста без уточнения, *31* — юрская флора. Незакрашенные символы флор обозначают сборы с небольшим количеством видов.

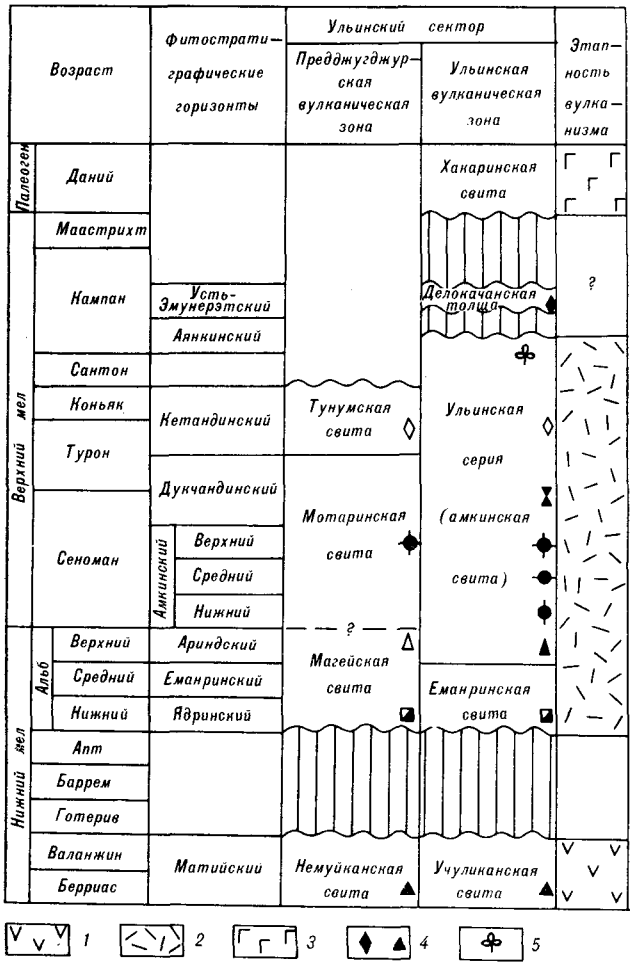


Рис. 2. Схема корреляции меловых вулканогенных образований Предджугджурской вулканической зоны и Ульинского прогиба Ульинского сектора Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

1 — этап андезитового вулканизма; *2* — этап контрастного вулканизма; *3* — этап платобазальтового вулканизма; *4* — флористические комплексы (перечисление и их возраст см. на рис. 1); *5* — флористический уровень, требующий дальнейшего изучения.

(сеноман — ранний турон) характерны Taeniopteris, Sphenobaiera, Araucarites anadyrensis Krysht., Menispermites, Grebenkia и др. Кетандинский комплекс (поздний турон — коньяк) отличается разнообразием пыльцы группы Triprojectacites и отпечатками листьев Zizyphus, Platanus. В верхах разреза по аналогии с северными районами Охотско-Чукотского пояса [9] можно ожидать присутствие раннекампанских флор.

Делокачанская толща. Представлена рыхлыми песчаниками, туфами с прослоями лигнитов (60 м). Возраст по флоре — кампан [5, 9]. Ранее породы толщи включались в амкинскую свиту.

Хакаринская свита. Базальты (600 м). Флора неизвестна, поэтому вопрос о ее возрасте по палеоботаническим материалам пока остается открытым. Радиологические датировки указывают на поздний мел — ранний палеоген.

Среди меловых вулканитов Предджугджурской вулканической зоны, общей мощностью до 3000 м, выделяются четыре свиты (снизу вверх).

Немуйканская свита. Андезиты, андезитобазальты, их туфы и лавобрекчии, в низах — грубообломочные туфы андезитов, туфоконгломераты (500—800 м). Возраст по флоре матийского типа — берриас-валанжин [6, 10]. Так, по р. Немуйкан (сборы В. Е. Чепыгина, определения М. М. Кошман, 1976 г.) обнаружены Cladophlebis cf. exiliformis Geyl., Taeniopteris sp., Ctenis cf. nana Samyl., Cinkgo ex gr. Sibirica Heer, G. ex gr. Hittonii (Sternb.) Heer, G. sp. ind., Carpolithes sp., Pagiophyllum sp., Pityophyllum nordenskioldii (Heer) Nath. В бассейне р. Бол. Комуй (сборы С. В. Потапова) обнаружены Sphenopteris sp., Taeniopteris sp., Elatocladus sp.

Немуйканская свита обнажается преимущественно в краевых частях Предджугджурской вулканической зоны, наиболее широко она распространена в ее северо-западной части. Редкие разрозненные выходы свиты из-под более молодой магейской установлены и на южном окончании зоны (см. рис. 1).

Магейская свита (850—1150 м). Имеет контрастный состав (от андезитового до риолитового с преобладанием умеренно кислых вулканитов и подразделяется на три подсвиты.

Нижняя подсвита (250—500 м) сложена преимущественно плохо сортированными и фациально изменчивыми туфами андезитов, реже дацитов, туфоконгломератами, туфогравелитами и туффитами. В низах разреза подсвиты доминируют туфоконгломераты.

Средняя подсвита (200—615 м) представлена отложениями мощных пирокластических и газонасыщенных лавовых потоков: сваренными туфами, игнимбритами, игниспумитами, туфами дацитов, риодацитов, риолитов.

Верхняя подсвита (0—140 м) распространена локально и представлена в основном тонкообломочными слоистыми туфами дацитов, риолитов и смешанного состава.

Обнаруженные в нижней части свиты по правобережью среднего течения р. Маймакан Arctopteris rarinervis Samyl., Heilungia tschuktshorum Samyl. et Philipp., Elatocladus sp., Dicotyledanes sp. (сборы В. А. Гурьянова 1980 г., определения Е. Л. Лебедева) несомненно относятся к буоркемюсскому (ядринскому) флористическому уровню и примерно соответствуют раннему альбу [9]. В верховьях р. Аркай и по р. Айли (сборы В. Е. Чепыгина, определения М. М. Кошман) среди других форм встречены Elatocladus gracillimus (Holl.) Sveshn., E. manchurica (Yok). Yabe, Sequoia aff. minuta Sveshn., S. of. fastigiata (Sternb.)

Heer, Cephalotaxopsis cf. heterophylla Holl., присутствуют Hausmannia и Taeniopteris. Эта флора относится к позднему альбу [10].

Мотаринская свита (500—1545 м). Подразделяется на три подсвиты.

Нижняя подсвита (200—650 м) представлена андезитами, андезитобазальтами, их туфами и реже лавобрекчиями. В низах подсвиты отмечаются туфы и туфоконгломераты, в верхах — мелкообломочные слоистые туфы.

Средняя подсвита (50—465 м) сложена переслаиванием трахидацитов и трахиандезитов с прослоями туфов дацитов, распространена фрагментарно в различных частях Предджугджурской вулканической зоны.

Верхняя подсвита (100—530 м) — базальты, реже андезитобазальты и их туфы.

В нижней подсвите (сборы В. А. Гурьянова, 1983 г., определения Е. Л. Лебедева) обнаружены Cephalotaxopsis intermedia Holl., Pitiostrobus sp. На левобережье нижнего течения р. Кундуми из низов средней подсвиты (сборы В. А. Гурьянова, 1985 г., определения Е. Л. Лебедева) собраны Arctopteris sp. ind., Cladophlebis arctica (Heer) Sew., Cladophlebis sp., Taeniopteris sp., Cephalotaxopsis intermedia Holl., C. magnifolia font., Pseudolarix sp., Pityostrobus sp., Pityolepis sp., Metasequoia cuneata (Knowlt.) Chaney, Elatocladus ex gr. smittiana (Heer) Sew. Обилие хвойных, присутствие Metasequoia и Taeniopteris позволяют отнести эту флору к амкинскому, возможно, к верхнеамкинскому флористическому уровню (ранний сеноман). Мотаринская свита по содержащейся в ней флоре, а также по залеганию свиты между флористически охарактеризованными отложениями относится к сеноману, возможно, части турона.

Тунумская свита (100—1310 м). Распространена в средней части Предджугджурской вулканической зоны, слагает, как правило, центральные части вулканотектонических структур и подразделяется на три подсвиты.

Нижняя подсвита (100—310 м) представлена трахидацитами, их игнимбритами, игниспумитами и туфами.

Средняя подсвита (50—300 м) характеризуется тонким переслаиванием трахириолитов, их туфов, игнимбритов и игниспумитов, развита незначительно.

Верхняя подсвита (50—700 м) сложена переслаиванием маломощных потоков лав, игнимбритов, игниспумитов, трахитов с прослоями туфов смешанного состава и имеет ограниченное распространение.

В туфах средней подсвиты на левобережье верхнего течения р. Киран обнаружена флора, представленная по сборам двух лет исключительно покрытосеменными, в основном листьями платановых (сборы В. А. Гурьянова, 1979—1980 гг., определения Е. Л. Лебедева) Platanus ex gr. cuneifolia Vahcr., P. cf. septentrionalis Holl., P. cf. cuneiformis Vahcr., P. aff. newberriana Heer, Dicotyledones sp. Эта флора соответствует кетандинскому уровню Ульинского прогиба [9] и отнесена к позднему турону — коньяку.

Тунумская свита завершает разрез меловых вулканитов Предджугджурской вулканической зоны. Аналоги платобазальтов, развитых в Ульинском прогибе, здесь отсутствуют, но отмечаются дайки основного состава, интрудирующие все известные в регионе вулканогенные образования.

Сопоставление меловых субаэральных вулканогенных образований северных и южных районов Ульинского сектора по палеоботаническим данным приведено на рис. 2. Состав и обоснование выделенных флористических комплексов рассматривались ранее [8, 9]. Как можно видеть из сопоставления одновозрастных флористических комплексов, вулканогенные разрезы Ульинского прогиба и Предджугджурской вулканической зоны очень сходны по возрасту и этапности вулканизма. Вулканогенные образования в обоих районах с несогласием залегают на всех более древних образованиях от архея и протерозоя до триаса и юры.

Низы разреза сложены породами андезитового этапа вулканизма берриас-валанжинского возраста (немуйканская свита в Предджугджурской зоне и учуликанская в Ульинском прогибе). После перерыва (готерив — апт), о котором свидетельствуют фитостратиграфические данные [8, 9], андезитовый вулканизм сменился контрастным вулканизмом со значительным участием кислых пород. О наличии значительной паузы между этими этапами вулканизма свидетельствуют не только палеоботанические, но и геологические данные в Предджугджурской вулканической зоне. В ней установлено, что формированию магейской свиты предшествовало внедрение и эрозионное расчленение массивов гранитоидов нижнемелового удского комплекса, которые прорывают немуйканскую свиту (этап андезитового вулканизма) и с размывом перекрываются вулканитами магейской свиты (начало этапа контрастного вулканизма). Завершается вулканогенный разрез, как и в других районах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, этапом платобазальтового вулканизма.

Магейская свита Предджугджурской вулканической зоны по флоре может быть сопоставлена с еманринской и низами (ариндские слои) ульинской серии Ульинского прогиба, мотаринская и тунумская — со средней и верхней частями ульинской серии. Самые верхи ульинской серии (амкинская свита), видимо, имеют несколько более молодой возраст. В Ульинском

прогибе разрез завершается платобазальтами хакаринской свиты (см. рис. 2), которые в Предджугджурской вулканической зоне представлены только их субвулканическими аналогами.

На примере Ульинского прогиба хорошо видно, как могут измениться представления о строении вулканогена в ходе комплексных геолого-фитостратиграфических работ. Подобные комплексные исследования позволяют при последовательном их применении значительно повысить эффективность геолого-съемочных работ в областях развития вулканогенных образований.

Как указывалось, первоначальные представления о стратиграфии и строении Ульинского прогиба исходили из предположений о циклическом характере вулканизма, чередовании этапов «основного» и «кислого» вулканизма [11, 12]. В своем крайнем выражении они сводятся к тому, что все однотипные породы располагаются на одном уровне. При таком подходе геолого-съемочные работы 1957—1967 гг., опиравшиеся на петрографо-стратиграфический метод корреляции разрезов, отразили своего рода «мозаичную» картину распространения отдельных «свит», поскольку в последние нередко включались сходные по составу, но разновозрастные геологические тела. Трудно было судить о простирании одновозрастных толщ. Возникало представление об упрощенном, плащеобразном покрове вулканитов, слагающих Ульинский район. Так, например, по литологическому сходству были отнесены к одному уровню андезиты типовой учуликанской свиты (берриас-валанжин) по западному борту прогиба и андезиты бассейна р. Гырбыкан (сеноман — ранний турон) в центральной его части. То же произошло и с породами, ранее относившимися к «хетанинской и уракской свитам», которые картировались в западной, центральной и восточной (прибрежной) частях Ульинского прогиба [9].

В результате комплексного анализа геолого-фитостратиграфических данных была показана резкая фациальная изменчивость вулканогенных толщ. Установлено, что вулканогенные накопления различного возраста, определяемого по флористическим комплексам, последовательно сменяют друг друга от более древних (берриас-валанжин) на западе к более молодым (сеноман — ранний турон) в центральной части прогиба (см. рис. 1). Возраст толщ, слагающих восточный борт структуры (ульинская серия нерасчлененная), пока не вполне ясен, скорее всего он отвечает турон-сенону. Картировавшиеся здесь в последнее время выходы еманринской свиты (район р. Унчи и др.) обоснованы только литологическими признаками и требуют фитостратиграфического подтверждения. Конечно, отдельные вулканодепрессии и другие локальные, в том числе кольцевые, структуры усложняют указанную схему строения прогиба, но в целом моноклинальное падение покровных вулканитов выдержано. Что касается строения восточного борта Ульинского прогиба, то для его обоснования необходимо проведение детальных геолого-фитостратиграфических работ.

В Предджугджурской вулканической зоне выходы немуйканской свиты, наблюдаемые по восточной ее окраине, не датированы флористически и их сопоставление с западной частью зоны произведено только по литологическим признакам. Характерно, что имеющиеся флористические данные указывают на берриас-валанжинский возраст западного борта структуры и турон-коньякский (тунумская флора) ее восточной части (см. рис. 1).

Северо-восточное простирание вулканогенных толщ Ульинского прогиба позволяет предположить, что в меловое время эти толщи простирались и далее на юго-запад в Предджугджурскую вулканическую зону, где отмечается аналогичное строение вулканогенного разреза (см. рис. 1, 2). Так, например, вдоль западной границы обоих районов на значительном расстоянии хорошо прослеживается полоса развития андезитов берриас-валанжинского возраста, сменяющихся к востоку породами, отнесенными к альбу. Видимо, в меловое время Предджугджурская вулканическая зона и Ульинский прогиб составляли единую структуру, позднее разделенную Прибрежным поднятием (см. рис. 1).

Как указывалось, в Предджугджурской вулканической зоне отсутствуют покровные аналоги «верхних» платобазальтов, завершающих развитие вулканизма в Ульинском прогибе и других районах Охотско-Чукотского пояса. Это может быть объяснено, в частности, тем, что Предджугджурская вулканическая зона, по сравнению с Ульинским прогибом, имеет больший эрозионный срез и платобазальты представлены только их субвулканическими аналогами. Отметим, что и в Ульинском прогибе хакаринские платобазальты занимают сравнительно небольшую часть от всей площади распространения меловых вулканитов.

Для окончательного решения вопроса о структурном единстве Ульинского сектора в меловое время необходимо проведение дальнейших комплексных работ, включая фитостратиграфические исследования в восточных окраинных частях Предджугджурского и Ульинского районов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бахаров А. Г.* Стратиграфия и особенности состава вулканогенных образований Ульинской наложенной впадины // Вулканические и интрузивные формации Приохотья.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.
2. *Геология* СССР. Т. XXX. Северо-Восток СССР. Геологическое описание. Кн. I.— М.: Недра, 1970.
3. *Громов В. В., Лебедев Е. Л.* Новая схема стратиграфии меловых вулканитов Ульинского прогиба // Стратиграфия Дальнего Востока: Тез. докл. III Дальневост. стратигр. совещ.— Владивосток, 1978.— С. 150—151.
4. *Громов В. В., Лебедев Е. Л.* Новые данные по стратиграфии меловых вулканитов северо-западной части Ульинского прогиба (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс) // Геология и геофизика.— 1978.— № 11.— С. 68—75.
5. *Громов В. В., Лебедев Е. Л., Ставцев А. Л.* Геологическое строение Ульинского прогиба // Сов. геология.— 1980.— № 3.— С. 68—75.
6. *Гурьянов В. А.* Стратиграфия Предджугджурской вулканической зоны // Докл. АН СССР.— 1983.— Т. 270, № 3.— С. 668—672.
7. *Королев Г. Г.* О возрастных соотношениях вулканогенно-осадочных толщ Западного Приохотья // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1967.— № 4.— С. 3—8.
8. *Лебедев Е. Л.* Развитие меловых флор Северо-Восточной Азии и фитостратиграфия Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: Автореф. ... докт. дис.— М., 1983.
9. *Лебедев Е. Л.* Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— М., 1987. (Тр./ Геол. ин-т АН СССР; Вып. 421).
10. *Лебедев Е. Л., Кричевец В. И.* Стратиграфия и структурное положение Предджугджурского прогиба // Сов. геология.— 1984.— № 12.— С. 62—66.
11. *Чертовских Г. Н.* Ульинский наложенный прогиб // Материалы по геологии и полезным ископаемых Северо-Востока СССР. Вып. 17.— Магадан, 1964.— С. 19—39.
12. *Шейкашева В. Т.* Стратиграфия вулканогенных образований Охотского побережья (бассейн р. Амки).— Там же.— С. 116—121.

ПГО Дальгеология, Хабаровск
ГИН АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
11 марта 1988 г.

ДИСКУССИЯ

Е. Л. Лебедевым в результате многолетних исследований была установлена для Ульинского прогиба последовательность флористических комплексов и показано, что эти комплексы хорошо прослеживаются в других частях Охотско-Чукотского вулканического пояса. На этой основе им совместно с геологами производственных организаций была предложена стратиграфическая схема Ульинского и Предджугджурского прогибов. Эти материалы, начиная с 1978 г., регулярно публиковались и в полном виде изложены в монографии [Лебедев, 1987].

В отношении последовательности флористических комплексов трудно что-либо возразить. Впервые геологи получили для данного региона столь дробную и хорошо обоснованную стратиграфическую шкалу. Предложенные стратиграфические схемы также представляют собой значительный шаг вперед по сравнению с ранее существовавшими стратиграфическими «схемами», но это половинчатое решение проблемы. При составлении схем авторы проявили непоследовательность. В работе отмечается исключительная сложность и невыдержанность состава вулканогенного комплекса и поэтому непригодность петрографо-стратиграфических методов корреляции вулканогенных образований (справедливости ради отметим, что эти закономерности, в том числе и моноклинальный структурный план Ульинского прогиба, были впервые установлены в процессе крупномасштабного геологического картирования и опубликованы [Григорьев и др., 1977; Мишин, 1979, 1982, 1986]). В то же время предложенная стратиграфическая схема Ульинского прогиба, наряду с сериями, включает свиты, наполненные конкретным петрографическим содержанием. Например, нижняя учуликанская свита, по мнению авторов, имеет преимущественно андезитовый состав, хотя известно, что южнее стратотипического разреза в пределах этого стратиграфического уровня кислые вулканиты занимают значительный объем, слагая толщи мощностью в сотни метров. Стратиграфическая схема Предджугджурского прогиба полностью построена на петрографо-стратиграфическом принципе.

Нам представляется, что при построении стратиграфических схем рассматриваемого района необходимо полностью отказаться от выделения свит. Стратиграфия должна строиться на сквозных стратифицирующих признаках. Таковыми для рассматриваемого комплекса являются прежде всего фитостратиграфические, в меньшей мере — петро- и геохимические. В противном случае картирование, особенно в закрытых районах, превращается в перетасовку пород согласно предложенной стратиграфической схеме, а последняя из инструмента геологических исследований — в их тормоз.

Представляется, что наиболее рациональной для Ульинского прогиба является схема расчленения на ядринскую, амкинскую и хакаринскую серии, разработанная в процессе крупномасштабного картирования центральной части прогиба, которая хорошо подтвердилась фитостратиграфическими исследованиями Е. Л. Лебедева и картированием прибрежной части структуры. В рамках серий выделяются петрографически однородные толщи местного значения. В этой схеме требуется лишь уточнить верхнюю границу ядринской серии.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Григорьев В. Б., Мишин Л. Ф., Остапчук В. И., Фролов Ф. С.* Вулканотектонические структуры центральной части Ульинского прогиба (Охотско-Чукотский вулканический пояс) // Кольцевые и купольные структуры Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1977.— С. 97—103.
2. *Лебедев Е. Л.* Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— М.: Наука, 1987.
3. *Мишин Л. Ф.* Породные группы и серии Ульинского прогиба (Охотско-Чукотский вулканический пояс): Автореф. ... канд дис.— Владивосток, 1979.
4. *Мишин Л. Ф.* Породные группы и серии краевых вулканических поясов.— М.: Наука, 1982.
5. *Мишин Л. Ф.* К тектонике окраинно-континентальных вулканических поясов Востока Азии // Тихоокеан. геология.— 1986.— № 6.— С. 106—111.

ИТиГ ДВО АН СССР

Л. Ф. Мишин

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

№ 3 1989

УДК 551.211 : 552.321

В. С. Шеймович

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ГРАНИТОИДОВ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСАХ

Предполагается, что гранитоидные массивы районов кайнозойского вулканизма Камчатки формируются в пределах малоглубинных фаций питающих вулканических систем за счет флюидной переработки андезитобазальтового субстрата. В зонах повышенной проницаемости земной коры субвулканические тела среднего — основного состава постоянно содержат гранитную фазу в виде кварц-калиишпатового микроагрегата, который в ряде случаев замещает первичную ткань породы, превращая ее в гранитоид. Предполагается, что гранитоидный парагенезис в андезитобазальтовых телах связан с воздействием флюидов, а возникновение гранитоидных тел, их объем и количество зависят от интенсивности флюидного потока и длительности флюидизации субстрата.

Неоген-четвертичный Центрально-Камчатский вулканический пояс сформировался благодаря полициклической вулканической деятельности. Каждый тектономагматический цикл характеризовался гомодромным развитием вулканизма [14]. Можно выделить три таких завершенных цикла: миоценовый, плиоценовый и плейстоценовый, во время которых образовались миоценовая андезитовая, миоцен-плиоценовая липаритодацитовая, плиоценовая андезитобазальтовая и плейстоценовая базальтовая магматические формации [15]. Название формации объединяет время максимального ее накопления и преобладающий состав вулканитов. Лишь одна локально развитая миоцен-плиоценовая формация является ассоциацией кислых вулканитов; для остальных типичны андезитобазальты, кислые породы появляются в них на поздних стадиях становления, и их объем значительно уступает объему основных пород более ранних фаз. Генетически и структурно они подчинены центрам основного вулканизма [14]. Гранитоидные тела в пределах формаций имеют резко подчиненное значение, входя в виде небольших тел поздних фаз в состав субвулканических массивов, представляющих собой интрузии сложного строения, в которых преобладают средние и основные породы. Среди вулканоинтрузивных ассоциаций миоцен-плиоценовых магматических формаций гранитоидные тела встречены в миоценовой андезитовой и миоцен-плиоценовой липаритодацитовой формациях. Субвулканические тела плиоценовой и плейстоценовой формаций содержат лишь гранитные парагенезисы — минеральные фазы, кристаллизовавшиеся на поздних стадиях становления тел, и лишь в редких случаях отмечены жильные тела с микроаплитовой структурой.

Для покровных и субвулканических липаритов, дацитов, андезитодацитов не характерны естественные переходы к гранитным структурам или хотя бы включения гранитоидов — отторженцев стенок кислых очагов. Ксенолиты плиоценовых и плейстоценовых игнимбритов представлены базальтами и андезитобазальтами [13].

Такие петрографические особенности кислых пород, а также их подчиненное положение нетипичны для более древних вулканических поясов. Например, для верхнемелового Охотско-Чукотского пояса ассоциации гранитоидов и игнимбритов образуют самостоятельные формации, сопоставимые по объему с формациями средних и основных пород [1]. Необходимо отметить, что игнимбриты этого пояса постоянно содержат гранитоидные включения [11]. Названные особенности связаны с отличиями глубинного строения коры Камчатки и района Охотско-Чукотского пояса и обусловлены большей вероятностью формирования в последнем самостоятельных очагов кислого магматизма.

Наряду со сказанным выше, изучение геологического положения кайнозойских гранитоидов и гранитных парагенезисов в андезитобазальтовых формациях Камчатки интересно в том плане, что они сформированы в коре промежуточного типа зоны перехода океан — континент. Проблема их взаимоотношений с более ранними основными фазами субвулканических массивов связана с проблемой генезиса гранитоидов.

Еще в 1921 г. Ганс Клоос указывал, что «в то время, как среди вулканических образований

преобладают основные лавы, в глубинах господствует кислый гранит» [4]. Мы не можем с полным убеждением констатировать это для кайнозойских вулканических поясов, но таково действительное положение по крайней мере в районах мезозойского вулканизма, не говоря уже о более древних вулканических областях.

В кайнозойских вулканических зонах фундамент наземных вулканических построек вскрыт на глубины до 1 км, что не дает возможности однозначно подтвердить выдвинутое Клоосом положение. На этих глубинах отмечаются интрузивные фации питающих систем, тела которых имеют тот же петрографический состав и те же структуры, что и породы вулканов.

С положением, выдвинутым Г. Клоосом, солидарны многие исследователи [6]. При этом иногда указывается, что гранитоидные интрузии имеют те же параметры, что и предполагаемые магматические очаги [9], но не объясняется противоречие между гранитоидным составом интрузий и преимущественно андезитобазальтовым составом вулканитов в пределах структурно единых вулканоинтрузивных ассоциаций.

Мы считаем, что гранитоидные массивы зон андезитобазальтового вулканизма действительно формируются на месте магматических очагов, полостей и в пределах малоглубинных фаций питающих вулканических систем. Они образуются на поздних стадиях магматической деятельности, когда вулканическая активность прекратилась, или прервалась связь очага с поверхностью, и он находится на стадии отмирания. Однако в связи с тем, что очаги возникли в пределах зон повышенной проницаемости, в особо проницаемых участках (на пересечениях глубинного разлома с поперечными нарушениями) связь с глубинными мантийными зонами не прекращается. На этих участках в послевулканический период развития структуры происходит проработка верхних этажей коры глубинным флюидом, т. е. происходит «гранитизация» андезитобазальтовых пород.

Проникновение глубинного флюида в пределы магматических очагов происходило, по нашему мнению, непрерывно во время всего периода вулканизма. Возможно, что взаимодействие флюида и мантийных слоев обусловливает возникновение и развитие магматических очагов: их раскисление, увеличение объема и, наконец, прорыв на дневную поверхность крупных масс кислого материала, сопровождающийся кальдерообразованием. Но лишь после прекращения активной магмогенерации на месте ранее существовавших основных субвулканических интрузий формируются гранитоидные массивы.

Таким образом, наличие или отсутствие гранитоидных интрузий, их объем и количество под вулканами будут зависеть от интенсивности и длительности флюидизации субвулканического субстрата в послевулканическую стадию. Флюидизация в этот период не исключает проявлений вулканизма, который, скорее всего, связан с флюидным взаимодействием в пределах земной коры, образованием кислых коровых очагов. При этом магматические очаги вулканов различных структурных зон подвергаются воздействию флюидов, возникших на различных глубинах и имеющих различный состав, а содержание K_2O в андезитобазальтах зависит от структурного положения вулканов [3]. Однако весь фактический материал, свидетельствующий о влиянии глубинного флюида на магматические процессы в вулканических зонах, в настоящее время не обобщен, видимо, по причине гипотетичности как самого флюида, так и его генезиса.

В Центрально-Камчатском вулканическом поясе (ЦКВП) отмечается система кольцевых структур северо-восточного простирания. Эти структуры выражены в современном рельефе изометричными горными массивами диаметрами 30—60 км. Границы их подчеркиваются дуговыми фрагментами долин рек. Структуры сформированы положительными блоковыми движениями, сопряженными с внедрениями субвулканических тел. Блоки в плане имеют полигональную форму. Количество нарушений за пределами этих структур резко снижается. Со структурами совпадают слабые положительные гравитационные аномалии и дифференцированные знакопеременные магнитные поля. В своем развитии такой участок коры претерпевал неоднократные инверсии, так как часть его площади была вовлечена в кальдерное движение и последующее воздымание кальдерного блока [12]. Эти участки земной коры остаются активными и в настоящее время, о чем свидетельствуют площадное развитие сейсмообвальных отложений, выходы термальных источников.

Для геологического строения участков характерны неогеновые вулканогенно-осадочные отложения, прорванные субвулканическими телами чаще среднего и кислого состава, перекрытые плиоценовыми и четвертичными эффузивными и пирокластическими покровами. Субвулканические массивы площадью в сотни квадратных километров по составу дифференцированы от базальтов до липаритов, их структура меняется от полнокристаллической до порфировой. Преобладают не полностью раскристаллизованные породы, по структуре соответствующие андезитам и диоритовым порфиритам. Но для всех пород общим является наличие участков с гранофировой структурой, сложенных кварц-калишпатовыми микропрорастаниями (рис. 1, *В*, *Г*, 2), и широкое проявление гидротермальных изменений: каолинизации, аргилли-

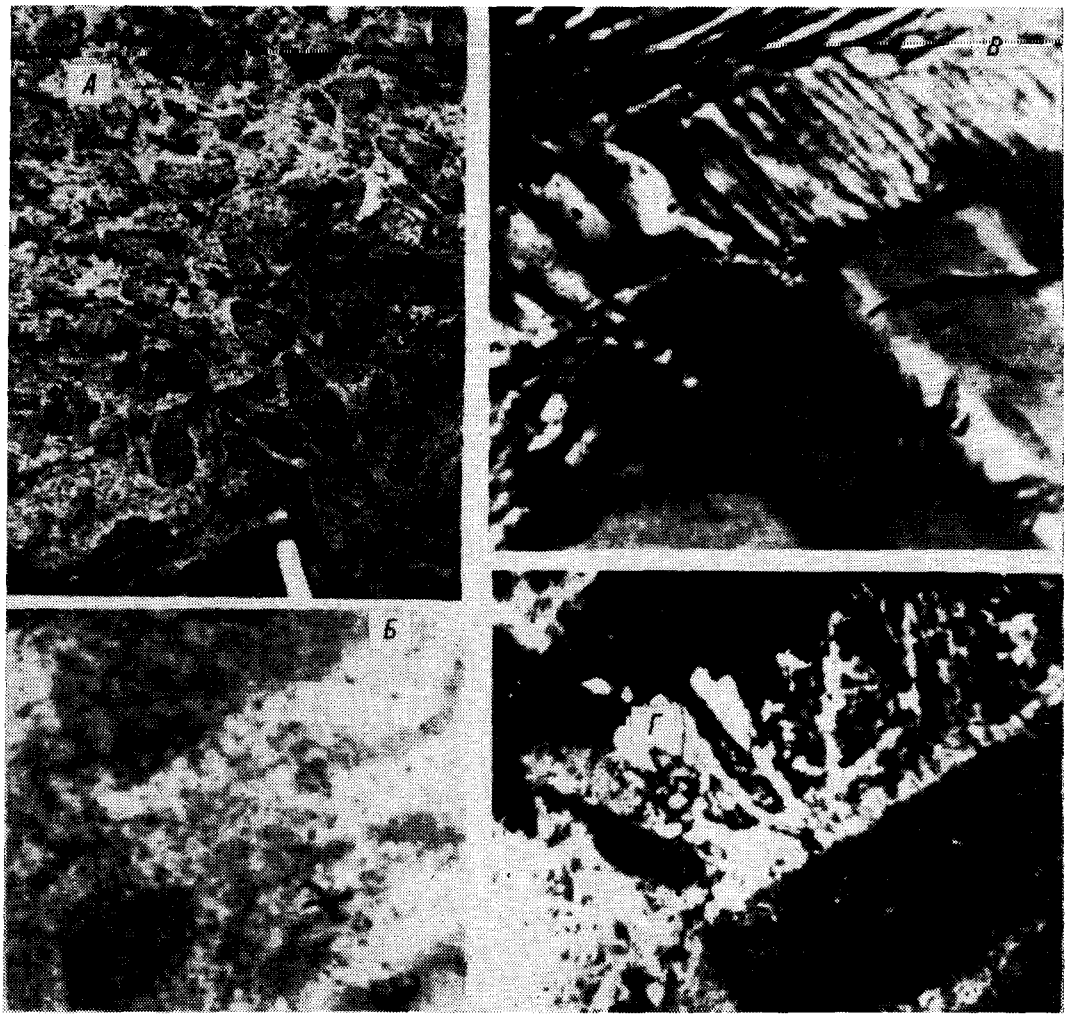


Рис. 1. Гранитоиды Юго-Восточной Камчатки.

А, *Б* — Ахомтенская интрузия: *А* — эндоконтактовая зона гранодиоритов, «обломки» пород ранней фазы субвулканического массива в светлом гранитном мезостазисе, *Б* — «тени» пород ранней фазы (темные пятна) в гранодиоритах (уменьшено в 2 раза); *В*, *Г* — интрузия оз. Чаша в бассейне р. Асача: *В* — микропегматитовый агрегат в порфировидных габбро-диоритах, ×60, *Г* — псевдоморфоза кварц-калишпатового агрегата по плагиоклазу, ×60.

зации, опализации, окварцевания. С гидротермально измененными породами связана золоторудная и киноварная минерализация. Отмечались обособления кварц-калишпатового агрегата в прожилки, секущие ткань породы, но более характерно его равномерное распределение с обогащением эндоконтактовых зон субвулканических тел. Интересно, что нижнечетвертичные покровы оливиновых базальтов, представляющие собой позднейшие проявления вулканизма в пределах этих структур, также иногда содержат в основной массе гранофировый агрегат.

Мы не случайно обратили внимание на гранофировые выделения в породах. Они часто неравновесны к составу вкрапленников порфировых пород и особенно заметны в базальтах, долеритах, габбро-долеритах, габбро-норитах. Породы, содержащие кварц-калишпатовый микроагрегат, по своим химическим особенностям относятся к нормальным известково-щелочным вулканитам; лишь в тех случаях, когда породы пересыщены гранофировым агрегатом, в валовом составе отмечается увеличение содержаний щелочей и кремнезема. Иногда этот агрегат замещает частично раскристаллизованную породу по всему объему тела, образуя псевдоморфозы по порфировым выделениям (см. рис. 1, *Г*) Состав пород в этом случае соответствует гранодиоритовому, но сохраняются реликты первичных минералов и структур. Такие тела наблюдались в горном массиве Огонсиглы и на р. Оккуре, в Срединном хребте Центральной Камчатки. Они также широко развиты на Южной и Юго-Восточной Камчатке в бассейнах рек Асача, Ходутка, в Лопаткинском хребте, где гранофировый агрегат замещает основную

Рис. 2. Гранитный парагенезис в субвулканических телах Лопаткинского хребта.

А — интерстициальные микропегматитовые выделения; *Б*, *В* — гранитный парагенезис в порфировых породах; *Б* — основная масса диоритовых порфиритов, замещенная кварц-калишпатовым агрегатом, ×60, *В* — структура гранофирового агрегата, ×200.

массу андезитов, диоритовых порфиритов (см. рис. 2, *Б*, *В*).

Кварц-калишпатовые выделения отмечаются как в плиоценовых, так и в четвертичных породах, обычно подвергнутых гидротермальным преобразованиям. Часто гидротермальные системы в пределах рассматриваемых структур продолжают существовать и в настоящее время. Гранофировые выделения, гидротермальные преобразования и выходы термальных вод в пределах одних структур могут рассматриваться либо как следы деятельности глубинных эманаций, либо как результат взаимодействия периферических очагов с окружающей средой. Однако второй трактовке противоречит наличие самостоятельных «гранофировых» тел в полях андезитобазальтового вулканизма. Это преимущественно дайки, экструзии, силлы, сложенные главным образом кварцем и калишпатом с микропойкилитовой, аплитовой, гранофировой структурой основной массы, по составу относящиеся к кислым щелочным породам. Они не наследуют химические особенности вулканитов основного состава, а образуют химически самостоятельные серии [10], которые формируются одновременно с известково-щелочными породами, значительно уступая последним по объему. Нельзя отрицать, что известково-щелочные очаги в этих структурах не находились под влиянием щелочных эманаций. Об этом свидетельствует наличие среди нормальных по щелочности базальтов и андезитобазальтов заметной доли субщелочных пород.

Итак, в вулканическом поясе на особенно активных и проницаемых участках в породах, слагающих тела питающих вулканических систем, постоянно отмечаются кварц-калишпатовые выделения как в качестве минеральных фаз (не только в виде «рестита в габброидах, но и в основной массе порфировых пород»), так и формирующие самостоятельные тела. Достаточно автономное поведение данного агрегата, явное несоответствие его химизма химизму преобладающих андезитобазальтовых вулканитов, нередко наложенный метасоматический характер взаимоотношений заставляют предполагать, что генезис его не зависит от андезитобазальтовых магматических очагов и связан с более глубинными трансмантийными эманациями. На это могут указывать геохимические особенности кислых щелочных пород [2].

В связи с затронутой проблемой интересно геолого-структурное положение гранитоидных массивов в кайнозойских вулканических зонах, которые рассматриваются как поздние фазы сложных интрузий миоценового возраста. Интрузивные массивы принадлежат миоценовой андезитовой формации. На Южной Камчатке она приурочена к полосе Тихоокеанского побережья, где отмечается линейное звено вулкано-интрузивных ассоциаций, являющихся остатками вулканов или вулканических групп. Их восточные части оборваны береговыми нарушениями северо-восточного простирания и скрыты на дне океана. Интрузивные массивы формации представляют собой субвулканические образования. Их площади колеблются от десятков до сотен квадратных километров. Они расположены обычно в центральных частях ассоциаций и окружены эффузивно-пирокластическими отложениями. Гранитоиды слагают центральные части субвулканических массивов, составляя от долей до 50 % их площади. Наиболее крупная интрузия гранитоидов, располо-

женная в районе бухты Ахомтен, имеет площадь около 200 км^2.

Тела ранних фаз субвулканических массивов: габбро, габбро-нориты, габбро-диориты, диоритовые порфириты, андезиты — образуют системы, состоящие из большого количества силлов, даек, многоярусных залежей. Для пород характерны порфировидность, кластические структуры. Вмещающими породами для них являются как терригенные кайнозойские отложения, так и миоценовые вулканиты наземных фаций. Строение, параметры и состав ранних образований субвулканов в целом типичны для нижних и средних зон глубинности питающих вулканических систем аппаратов, фундамент которых вскрыт на глубину до 1 км [17]. Форма массивов в плане неправильная, характерны ответвления, апофизы. Экзоконтактовые изменения чаще всего выражены в обжиге, уплотнении вмещающих пород и маломощном их ороговиковании.

Тела поздней гранитоидной фазы имеют изометричную в плане форму. Вмещающими породами для них являются интрузивные образования ранней фазы, с которыми они имеют сложные взаимоотношения. Жильные фации гранитоидов (жилы аплитов, гранитов, пегматитов) секут вмещающие породы. В экзоконтактах гранитоидных массивов вмещающие породы ороговикованы на расстояния сотен метров от контакта. При приближении к контакту на десятки метров в породах появляются пегматитовые линзочки размером 1×2 см, сложенные флогопитом, калишпатом, кварцем. Породы пронизаны волосовидными кварц-калишпатовыми прожилками и более мощными (до 1 м) жилами аплитов и гранитов. В зоне эндоконтакта породы на 60—80 % состоят из «обломков» вмещающих пород, погруженных в гранитный мезостазис (см. рис. 1). По мере удаления от контакта «обломки» теряют четкость ограничения, но их «тени» — скиалиты (см. рис. 1) являются постоянными и характерными признаками гранитоидов. Линия и плоскость контакта часто не выражены. Типично наличие переходной зоны мощностью в десятки метров, образование которой ранее объяснялось ассимиляцией вмещающих пород гранитной магмой.

Заслуживают внимания следующие особенности гранитоидов. Они всегда сопровождаются мощным ореолом ороговикования во вмещающих породах, в отличие от порфировых, порфировидных неравномерно-зернистых вмещающих пород они имеют средне-крупнозернистые структуры. Если породы ранней фазы несут черты малоглубинных субвулканических образований, то, как это ни странно, секущие их гранитоиды имеют свойства гипабиссальных интрузивов. Вместе с тем фактический материал не свидетельствует о больших глубинах формирования гранитоидов: отсутствуют следы интенсивных взбросов, нарушения, секущие их тела, имеют характер разрывов, вмещающие массивы эффузивно-пирокластические фации имеют залегания, близкие к ненарушенным.

Скорее всего, гранитоидные тела в сложных субвулканических интрузиях миоценового возраста формировались на весьма небольших глубинах в пределах длительно живущих вулканических центров среднего — основного состава. Гранитоиды заняли пространство, в котором ранее располагалась часть питающей системы андезитобазальтовых стратовулканов. Именно реликты существовавших на этих участках тел основного состава присутствуют постоянно в виде в разной степени переработанных включений — скиалитов. Изучение хорошо вскрытых палеовулканов плио-плейстоценового возраста и их питающих систем показывает, что в пределах Ахомтенского массива взаимоотношения миоценовых гранитоидов и тел ранней фазы наблюдались на глубинах не более 1 км от поверхности фундамента наземных палеовулканических построек [17].

Наличие постепенного перехода между породами ранней и поздней фаз, явные следы магматического замещения в этой зоне, отсутствие тектонических движений, сопровождающих внедрение интрузивных масс, спокойное залегание вмещающих гранитоиды пород — все это свидетельствует в пользу предположения об образовании гранитоидов на месте за счет замещения тел ранней фазы. Повсеместно встречающиеся в гранитоидах неоднородности (реликты пород ранней фазы), присутствие которых объяснялось контаминацией, логичнее объяснить, исходя из геологического строения интрузивов и их структурного положения, как результат флюидного воздействия на исходный субстрат.

Нетрудно увидеть, что некоторые особенности строения миоценовых интрузий близки к таковым плио-плейстоценовых тел, содержащих гранофировый агрегат, особенно там, где этот агрегат вступает в реакцию с субстратом основных пород, замещая его. Однако в миоценовых массивах процесс зашел дальше и привел к формированию гранитоидных фаз.

По характеру проницаемости участки коры с миоценовыми вулканоинтрузивными ассоциациями, содержащими гранитоидную фазу, близки зонам охарактеризованных выше вулканотектонических структур ЦКВП. Гранитоиды Ахомтенской вулканоинтрузивной ассоциации расположены в центре купольно-кольцевой структуры размером 30×50 км. Ее образование могло быть связано с формированием на небольших глубинах кислых магматических масс. В тектоническом отношении район представляет собой узел пересечения протяженных

зон нарушений северо-западного, северо-восточного и широтного простираний.

Рассмотренные случаи позднемагматической кристаллизации гранитного парагенезиса и образования гранитных фаз подтверждают возможность образования относительно крупных гранитоидных массивов типа Ахомтенского в результате флюидной переработки тел, заполнивших полости и каналы питающей вулканической системы. Эти тела по некоторым экспериментальным данным [5] являются наиболее предпочтительными флюидпроводниками даже в квазикристаллическом состоянии. Последнее обстоятельство может объяснить причину, по которой «гранитизации» подвергаются именно субвулканические интрузии ранних фаз питающей системы, а также псевдокластические структуры эндоконтактов гранитоидов. Кислые флюиды или флюидно-силикатные расплавы, обогащенные летучими компонентами кислого ряда [8], взаимодействуя с веществом вулканических каналов, изменяли его состав. Именно поэтому, вероятно, не случайна связь ореолов контактово-измененных пород с теми субвулканическими массивами, в которых имеются поздние гранитоидные фазы. В данном случае гранитоиды можно рассматривать как продукты флюидного «ультраметаморфизма» в условиях низких давлений, сопровождавшегося увеличением объема вещества в зоне флюидного взаимодействия. В пределах поля гранитоидов отмечено большое количество жил разного состава, в том числе пегматитовые, аплитовые, кварц-калишпатовые, магнетитовые, что также может говорить о перераспределении вещества в результате такого взаимодействия.

Преобразующийся субстрат и в плиоценовых телах, и в миоценовых массивах имеет примерно одинаковый основной состав. Если считать, что интенсивность флюидного потока не менялась во времени, то степень метаморфизма субстрата будет зависеть от длительности воздействия на него флюидных эманаций. Поэтому закономерно присутствие гранитоидных тел именно в миоценовых массивах, принадлежащих наиболее ранней формации вулканического пояса.

В связи с этим, вероятно, не случайно постоянное присутствие гранитоидных интрузий во всех древних вулканических зонах. Ведь там флюидизация имела возможность реализовываться на протяжении длительного геологического времени и в поствулканические периоды. Видимо, именно процессом переработки пород андезитобазальтового состава, слагающих субвулканические тела в зонах древнего вулканизма, можно объяснить противоречие, на которое указывал Г. Клоос.

Длительность существования глубинных зон плавления (а следовательно, и зон генерации флюида) по некоторым сведениям [7] охватывает периоды свыше 100 млн лет. Это может служить подтверждением наших генетических предположений об образовании гранитоидов вулканических зон в поствулканические этапы их развития.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Белый В. Ф.* Структурно-формационная карта Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Масштаб 1 : 1 500 000. Объяснительная записка.— Магадан, 1981.
2. *Волынец О. Н., Пополитов Э. И., Патока М. Г., Аношин Г. Н.* Геохимия позднеплиоцен-четвертичных субщелочных и щелочных лав Курило-Камчатской островной дуги // Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан — континент.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— С. 108—125.
3. *Зубин М. И., Шеймович В. С.* О содержании K_2O в вулканитах в связи с геоструктурными особенностями Южной Камчатки // Докл. АН СССР.— 1979.— Т. 246, № 5.— С. 1195—1198.
4. *Клоос Г.* Механизм глубинных вулканических явлений.— Л., 1937.
5. *Летников Ф. А., Карпов И. К., Киселев А. И.* Флюидный режим земной коры и верхней мантии.— М.: Наука, 1977.
6. *Лучицкий И. В.* Основы палеовулканологии. Т. 2.— М.: Наука, 1971.
7. *Любимова Е. А.* Тепловой поток и динамика земных недр // Физика земли.— 1970.— № 5.
8. *Маракушев А. А., Яковлева Е. Б.* Генезис кислых лав // Вестн. МГУ. Геология.— 1975.— № 1.— С. 3—24.
9. *Масуренков Ю. П.* Вулканы над интрузиями.— М.: Наука, 1979.
10. *Патока М. Г., Успенский В. С.* Кислые субщелочные породы Центральной Камчатки // Докл. АН СССР.— 1977.— Т. 233, № 6.— С. 1168—1177.
11. *Сперанская И. М.* О природе связи игнимбритов с близповерхностными интрузиями гранитоидов // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1963.— № 4.— С. 3—16.
12. *Шеймович В. С.* Особенности развития дочетвертичных вулканотектонических депрессий Камчатки // Геотектоника.— 1974.— № 6.— С. 118—123.
13. *Шеймович В. С.* Ксенолиты в игнимбритах. К проблеме игнимбритообразующих расплавов // Докл. АН СССР.— 1977.— Т. 235, № 6.— С. 1386—1388.
14. *Шеймович В. С.* Игнимбриты Камчатки.— М.: Недра, 1979.
15. *Шеймович В. С.* Некоторые проблемы геологического изучения ареального базальтового вулканизма Камчатки // Тихоокеан. геология.— 1982.— № 6.— С. 78—84.
16. *Шеймович В. С.* Геологическое положение кайнозойских гранитоидов Камчатки и их генезис // Докл. АН СССР.— 1983.— Т. 269, № 2.— С. 445—448.
17. *Шеймович В. С.* Геологическое строение стратовулканов // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1985.— № 6.— С. 43—54.

ПГО Камчатгеология
Петропавловск-Камчатский

Поступила в редакцию
27 января 1988 г.

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

№ 3 1989

УДК 551.24(571.651)

В. П. Зинкевич, Е. А. Константиновская, Н. В. Цуканов

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОКРОВЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ВАЛАГИНСКОГО ХРЕБТА

(Восточная Камчатка)

Северная часть Валагинского хребта имеет покровную структуру, осложненную чешуйчатыми надвигами. В ее строении принимают участие верхнесенон-нижнепалеогеновые отложения кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса (автохтон) и верхнесенонские образования вулканогенного комплекса (аллохтон). Выделяемые комплексы формировались в сопредельных зонах: в тыловой части Озерновско-Валагинской островной дуги и сопряженного с ней задугового бассейна.

Образование структуры началось в раннем палеогене с крупномасштабного тектонического перекрытия вулканогенными образованиями туфогенно-осадочных отложений. Этап сопровождался тектоническим расслаиванием, скучиванием и увеличением мощности. Движение масс при этом происходило в северо-западном направлении. В среднем палеогене вся структура была разбита многочисленными чешуйчатыми надвигами с преобладающей вергентностью в сторону Тихого океана. В последующем преобладали крупные блоковые поднятия земной коры.

В последнее время возрос интерес к строению и направленности развития континентального обрамления северо-западной части Тихого океана. Это обусловлено тем, что сейчас уже доказана ведущая роль покровных и чешуйчатых структур в строении этого обрамления. Они сложены разнообразными комплексами, которые могут быть сопоставлены с образованиями современных островных дуг, окраинных морей и, реже, различных океанических структур. Повсеместно отмечающееся омоложение этих комплексов в сторону Тихого океана свидетельствует о наращивании континентальной окраины за счет причленения и сложной структурной и вещественной переработки все новых фрагментов океанической и переходной коры.

Этот процесс аккреции наиболее хорошо изучен в Корякском нагорье [7], но примеры такого рода известны и в других районах Тихоокеанского тектонического пояса [8, 13].

На Камчатке надвиги известны уже давно [3, 14, 18—20], однако роль и значение их оценивались весьма неоднозначно. Они были установлены главным образом на Восточной Камчатке, где отражали деформации новейших этапов развития района.

Предпринятое в последнее время детальное изучение меловых образований Восточной Камчатки (наиболее древних из стратифицированных комплексов) показало, что почти повсеместно они находятся в аллохтонном залегании, отражая крупномасштабные процессы сжатия и аккреции на ранних стадиях развития района (до образования Курило-Камчатской островной дуги). Некоторые публикации по этому поводу уже имеются [9, 10, 16, 17].

На Восточной Камчатке меловые породы слагают крупные выступы среди кайнозойских образований. Они сложены разнофациальными комплексами, тектонически совмещенными в покровных и чешуйчатых структурах. Их сопоставление позволяет выделить крупные тектонические зоны: Восточных Полуостровов и Восточно-Камчатскую (рис. 1). В зоне Восточных Полуостровов установлены меловые офиолиты (п-ов Камчатский Мыс) [5, 15] и островодужные образования сенона и палеогена (Кроноцкий полуостров) [9]. Восточно-Камчатская зона состоит из сложно построенных, кулисообразно сочленяющихся тектонических поднятий среди гораздо более слабо дислоцированных кайнозойских образований. Ранее [3] они объединялись в единый Восточно-Камчатский антиклинорий, протягивающийся через всю Камчатку, от Валагинского хребта на юге до п-ова Озерной на севере. Внутреннее строение этой структуры было изучено слабо; считалось, что она сложена мощными, палеонтологически почти не охарактеризованными сериями достаточно пестрого состава (K_2 — P).

Полученные в последнее время данные показывают, что все поднятия Восточно-Камчатской зоны сложены вулканогенными и вулканогенно-осадочными комплексами верхнего сенона — нижнего палеогена и только в крупных тектонических брекчиях — серпентинитовых

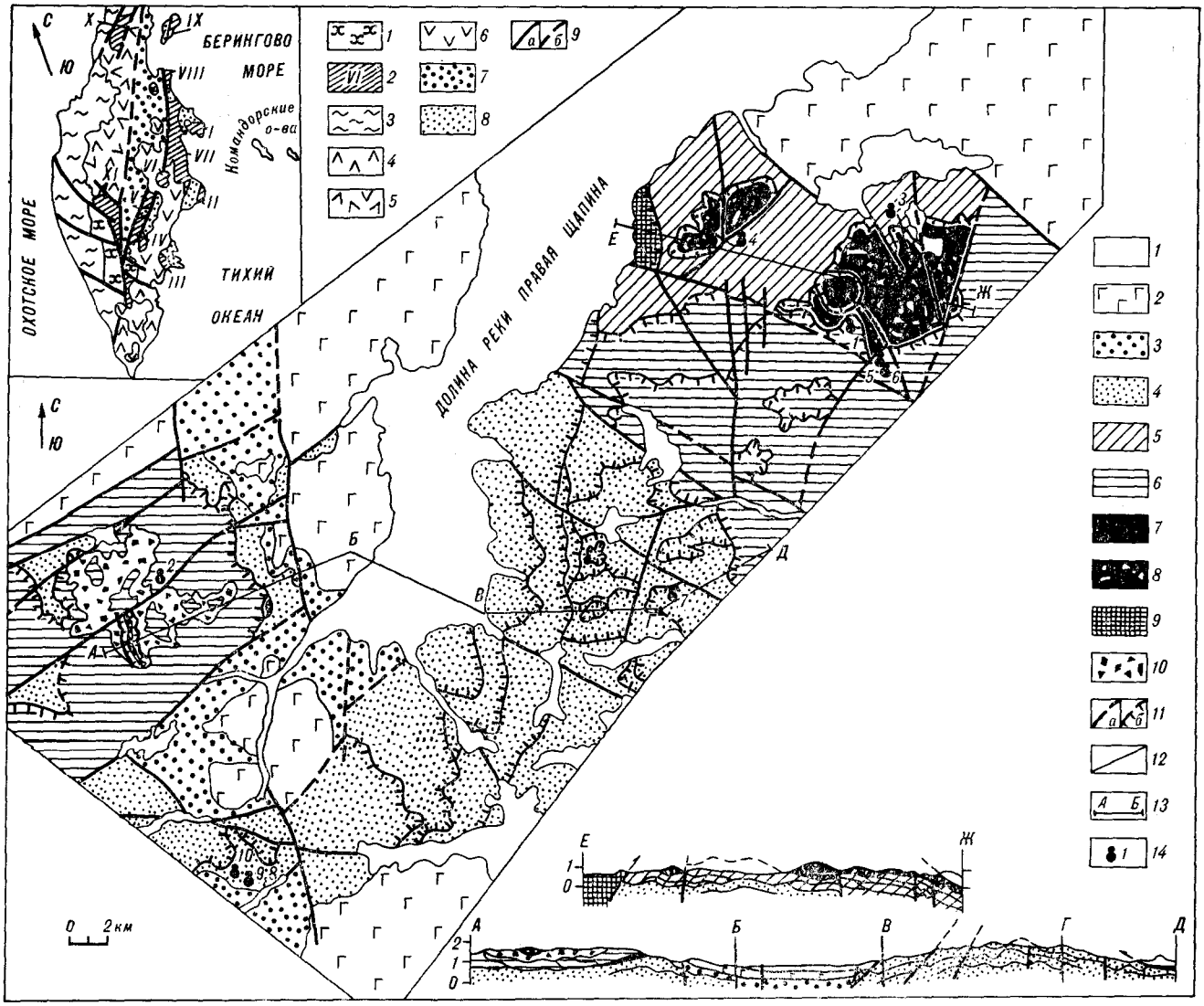


Рис. 1. Геологическая схема северной части Валагинского хребта.

1 — четвертичные терригенные отложения; *2* — плиоцен-четвертичные вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования; *3* — миоценовые терригенные отложения; *4* — автохтон: кремнисто-терригенно-туфогенный комплекс (K_2Sn_2—P_1); *5*—*6* — попутновский (на востоке) и савульчинский (на западе) аллохтонные вулканогенные комплексы (K_2Sn_2): *5* — преимущественно туфогенные разрезы, *6* — преимущественно лавы; *7* — массивы ультрабазитов; *8* — серпентинитовый меланж; *9* — габбро-плагиогранитный комплекс; *10* — катаклазиты; *11* — разломы, установленные и предполагаемые: недифференцированные (*а*) и надвиги (*б*); *12* — геологические границы; *13* — линии профилей; *14* — места находок микрофауны и их номера (см. табл. 1). На врезке: *1* — выходы метаморфических пород (Срединный, Ганальский хребты, Хавывенская возвышенность); *2* — тектонические поднятия: I, II — зона Восточных Полуостровов (I — Камчатского Мыса, II — Кроноцкого), III—IX — Восточно-Камчатская тектоническая зона (III — Вахильское, IV — Южно-Валагинское, V — Северо-Валагинское, VI — Тумрок, VII — Кумроч, VIII — Озерное, IX — Карагинское); X, XI — Центрально-Камчатская зона (X — Лесновское, XI — восточного обрамления Срединного массива); *3* — меловые и кайнозойские образования Западной Камчатки, нерасчлененные; *4* — вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования Южной Камчатки (Kz); *5* — Центрально-Камчатский вулканический пояс (P_3 — Q); *6* — Восточно-Камчатский вулканический пояс (N_2 — Q); *7* — терригенные образования Центрально-Камчатской депрессии (P_3 — Q); *8* — вулканогенно-осадочные и терригенные образования Восточной Камчатки, нерасчлененные (Kz); *9* — разломы, установленные (*а*) и предполагаемые (*б*).

меланжах — встречаются более древние (аптсеноманские) породы. Изучение сенонских и нижнепалеогеновых толщ позволяет сопоставить их с образованиями островной дуги и сопредельных частей окраинного моря и преддуговых бассейнов. При этом в ряде тектонических поднятий (Озерновское, Тумрок) обнажены лишь вулканогенные комплексы. В покровно-чешуйчатой структуре хр. Кумроч закартированы эффузивы островодужного типа и близкие по возрасту вулканогенно-осадочные комплексы, сопоставляющиеся с отложениями фронтальных, преддуговых бассейнов седиментации.

В данной статье, основанной на тематических исследованиях авторов в 1982—1986 гг., рассмотрена структурная эволюция меловых комплексов северной части Валагинского хребта, которые по особенностям своего строения сопоставляются [6] с образованиями меловой

островной дуги и примыкающего к ней задугового бассейна. Литологическое и геохимическое описание этих комплексов будет опубликовано в других работах.

Геологическое строение. В северной части Валагинского хребта и в хр. Широкий распространены меловые вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, миоценовые терригенные и плиоцен-четвертичные вулканогенные породы.

До недавнего времени считалось [3], что меловые образования района слагают валагинскую серию, в нижней части которой встречаются преимущественно туфотерригенные, а в верхней — вулканогенные породы. В этой серии выделялись многочисленные толщи [11], из-за отсутствия руководящей фауны и сложного тектонического строения возраст и соотношения их были слабо обоснованы.

Благодаря применению методики выделения объемных форм радиолярий выяснилось, что считавшиеся ранее наиболее древними нижние части этой «серии» в действительности являются близкими по возрасту к тектонически перекрывающим их вулканогенным образованиям и даже несколько более молодыми.

Детальное картирование узловых участков показало, что в ряде случаев в их строении большую роль играют послойные срывы и надвиги, а слагающие их комплексы многократно счешуены. Последнее привело к необходимости отказаться от принятой ранее для этих участков схемы стратиграфического расчленения отложений.

В данной статье вулканогенные образования западной и восточной частей района (попутновская, темнореченская, хребтовская толщи [4, 11]) объединены в единый вулканогенный комплекс, а отложения центральной части района (выделявшиеся ранее [4, 11] как голубовская, черебокошская, белореченская, мухтарская и другие толщи) — в кремнисто-терригенно-туфогенный комплекс.

Вулканогенный комплекс (K_2Sn_2) распространен в северо-восточной и юго-западной частях района (см. рис. 1). Он сложен базальтами, андезитобазальтами, андезитами, изредка пикритами, их лаво- и туфобрекчиями, туфами основного и среднего, реже — ультраосновного состава, гиалокластитами, а также туфопесчаниками, туфопелитами, туфосилицитами, кремнями, яшмоидами и известняками. В верхней части комплекса присутствуют лавы, дайки и туфы пикритов.

Общую мощность вулканогенного комплекса из-за обилия послойных срывов установить трудно, условно она определяется в 2000 м.

Возраст комплекса датируется по объемным формам радиолярий из кремнистых пород, слагающих как редкие линзы среди эффузивов, так и отдельные блоки в серпентинитовом меланже. При этом выделяются два комплекса радиолярий, характерных для позднего сантона — раннего кампана и позднего кампана — раннего маастрихта (см. таблицу), вследствие чего возраст комплекса в целом мы принимаем позднесенонским.

Кремнисто-терригенно-туфогенный комплекс ($K_2 - P_1$?) широко распространен в центральной части района, в бассейне р. Прав. Щапина. В верхней части (100—300 м) встречаются преимущественно грубообломочные породы — туфобрекчии, различные туфы основного и среднего состава, туфоконгломераты и туффиты. Вниз по разрезу в строении комплекса появляются все больше тонкообломочных разностей — туфопесчаников, туфоалевролитов, редко встречаются кварц-полевошпатовые песчаники и алевролиты, еще более редко — известковистые песчаники и известняки. В средней части З. Г. Бадрединовым обнаружены туфы ультраосновного состава (устное сообщение). В нижних частях комплекса преобладают кремнистые алевролиты, темно-серые кремни; изредка встречаются маломощные покровы и силлы андезитов. Основание разреза комплекса не вскрыто.

Общую мощность описываемого комплекса точно определить нельзя из-за отсутствия полных разрезов; встречающиеся фрагменты их обычно нарушены многочисленными послойными срывами. Достаточно условно она оценивается в 1000 м.

Сами породы в разрезах обычно также изменены. В зонах надвигов они претерпели интенсивное рассланцевание, кливаж и метаморфизм зеленосланцевой ступени. Микроскопическое изучение относительно ненарушенных частей разрезов также показывает существенные минеральные преобразования пород; для них характерно развитие гидрослюды, карбоната, хлорита, пренита, реже цоизита, эпидота, вторичной роговой обманки, нередко присутствует новообразованный кварц.

Вопрос о возрасте пород кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса долгое время был дискуссионным.

Впервые обнаруженные в породах духтахтычской толщи (соответствует средней части описываемого комплекса) В. А. Селиверстовым плохо сохранившиеся обломки створок иноцерамов и устриц позволили предположительно отнести их к мелу.

Позднее М. Е. Бояриновой в кремнях средней подтолщи голубовской толщи (соответствует средней части описываемого комплекса) были обнаружены радиолярии, которые Н. Н. Литвиновой определены как кампан-маастрихтские. Сходный комплекс радиолярий из кремней голубовской толщи (нижняя часть

Находки микрофауны в кремнистых породах северной части Валагинского хребта

Образцы; год отбора	Микрофауна	Местонахождение	Возраст	Примечания
1.259; 1982	Dictyomitra multicostata, D. regina, Cyrtocalpis sp., Archaeospongoprunum sp., Dictyomitra densicostata, Amphipyndax enesseffi, A. stocki Var. B., Staurodictya fresnoensis, Stichomitra livermorensis, Clathrocyclas hyronia, C. cf. tintinaeformis	Верховья руч. Дальний, в 1,7 км на юго-восток от горы Попутная	Поздний кампан — ранний маастрихт	Глинистый туфосилицит, по [2], верхняя часть разреза
2.334; 1985	Dictyomitra ex gr. multicostata, Pseudoaulophacus floresensis	Хребет Широкий, в 0,5 км на северо-восток от горы Савульч	Поздний сантон — ранний кампан	Красный яшмоид
3.248, 237; 1982	Pseudoaulophacus sp., Amphipyndax stocki var B., Dictyomitra duodecimcostata, D. multicostata, D. striata	248 — верховья руч. Второй Глубокий, отм. 1503 м; 237 — в 2,5 км на северо-восток от горы Попутная	Сантон? — кампан	Яшма, по [2]
4.102а, 245; 1982	Staurodictya fresnoensis, Amphipyndax stocki, A. enesseffi, Clathrocyclas hyronia, Dictyomitra densicostata, D. multicostata gr., Archaeodictyomitra regina, Stichomitra livermorensis	102а — в 1 км на запад от горы Крыша; 245 — верховья руч. Второй Глубокий, в 1,2 км от отм. 1503	Поздний кампан — ранний маастрихт	Зеленые, серые яшмы, туфосилициты, по [2]
5.316/3; 1985	Orbiculiforma quadrata gr., Amphipyndax stocki var A., var B., Stichomitra manifesta; Dictyomitra multicostata	Ручей Светлый, в 4,5 км к юго-востоку от горы Попутная	Поздний сантон — ранний кампан	Яшмоид красный
6. 317; 1985	Amphipyndax stocki, A. stocki var A., Stichomitra manifesta, Dictyomitra striata	Правый исток руч. Светлый, в 250 м к югу от места взятия образца 316	Поздний сантон — ранний кампан	Яшмоид красный
7. 5/3; 1984	Обилие прунобрахид, одна из них похожа на Prunobrachium cf. longum	Верховья руч. Перевальный, в 1,7 от отм. 678 м	Верхний мел — палеоген	Бурые кремни
8.361; 1985	Ommatogramma sp., Larcoidea and Sphaeroidea	Ручей Темный в верховье р. Лев. Жупанова, в 2,5 км к юго-западу от горы Двойная	Скорее всего, ранний кайнозой, не моложе низов эоцена	Черные кремни и аргиллиты
9.361/3; 1985	Stichomitra livermorensis Foreman, Amphipyndax stocki, Dictyomitra multicostata, Cromyodruppa cf. nodosa, Orbiculiforma sp., Stichomitra sp.	Место отбора то же, что и обр. 361	Кампан	Черные кремни и аргиллиты
10.484; 1986	Cromyodruppa sp., Spongurus sp., Dictyomitra sp., Lithomitra sp.	Место отбора то же, что и обр. 361	Кампан — палеоцен	Серые и черные кремни и аргиллиты

Примечание. 1, 2 — вулканогенный комплекс (K_2Sn_2); 3—6 — блоки в серпентинитовом меланже; 7—10 — кремнисто-терригенно-туфогенный комплекс (K_2Sn_2 — P_1?). Образец 361 определен Д. Н. Витулиным, 484 — Л. Г. Брагиной, Н. Ю. Брагиным, остальные — В. С. Вишневской.

рассматриваемого комплекса) был определен Л. И. Казинцевой как кампан-маастрихтский.

Из темно-серых кремней нижней части описываемого комплекса извлечены радиолярии (см. таблицу, обр. 361), среди которых были обнаружены представители рода Ommatogramma sp., встречающегося только в кайнозое, а также (см. таблицу, обр. 361/3, 484/7-45, 5/3) комплекс радиолярий кампан-палеоценового возраста.

Таким образом, в настоящее время возраст пород кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса нельзя датировать точнее, чем поздний сенон — ранний палеоген.

Проведенное ранее [6] детальное описание вулканогенного и кремнисто-терригенно-туфогенного комплексов показало, что они сформировались в сопредельных зонах. Эффузивы первого из них извергались в позднем сеноне в относительно мелководных условиях, о чем свидетельствует широкое распространение в них туфогенных разностей. Породы кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса отлагались в кампан(?)-маастрихт-раннепалеогеновое время западнее области вулканических поднятий. Обломочный вулканогенный материал основного и среднего состава переносился в этот бассейн главным образом гравитационными потоками, испытывая дифференциацию и формируя проксимальные и дистальные части конусов выноса. В незначительном объеме сюда же поступал и аркозовый материал, источником которого, видимо, являлся выступ метаморфических пород Срединного хребта Камчатки. Подтверждением формирования обоих комплексов в смежных зонах является также появление в разрезах кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса туфов не только основного и среднего, но и, как отмечалось выше, ультраосновного состава.

Структура. До недавнего времени северная часть Валагинского хребта рассматривалась как крупная антиклинальная структура, осложненная сбросами [3].

Все исследователи отмечали, что меловые образования здесь сложно дислоцированы и разбиты многочисленными надвигами. О широком распространении последних писал еще В. И. Тихонов [14]; установлены они и при геологических съемках, проводившихся здесь сначала В. А. Селиверстовым, позднее Е. П. Кимом и Г. Б. Успенским, а также при тематических исследованиях М. Е. Бояриновой. В последнее время высказано предположение о широком распространении в северо-восточной части района тектонических покровов [10].

Проведенное в разных частях района детальное картирование повсеместно показало тектонические соотношения между вулканогенным (K_2Sn_2) и кремнисто-терригенно-туфогенным ($K_2Sn_2 - P_1$) комплексами, подтвердив широкое распространение надвигов и пологих срывов в пределах слагаемых ими структур. Все это позволило по-новому представить тектоническую структуру района. В общем виде она представляется как крупная антиформа северо-восточного простирания (см. рис. 1). Севернее рассматриваемого района находится влк. Кизимен, южнее — влк. Унана. На западе антиформа отделена почти прямолинейным сбросом от Центрально-Камчатской депрессии. Осевая часть структуры (область распространения кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса) представляет собой автохтон, на который с востока надвинут попутновский аллохтон, состоящий из вулканогенных образований и серпентинитового меланжа. Аналогичный комплекс на западе района (хр. Широкий) представляет собой интенсивно тектонизированную аллохтонную массу (Савульчинский аллохтон). Аллохтонные вулканогенные комплексы на северо-востоке (Валагинский хребет) и западе (хр. Широкий) района сходны по составу слагающих их пород, отличаясь лишь степенью их раздробленности. Они расслоены на ряд пластин, которые в ряде случаев разделяются пологозалегающим серпентинитовым меланжем. Меловые образования рассечены грабеном р. Прав. Щапина, выполненным миоценовыми терригенными и плиоцен-четвертичными вулканогенными образованиями.

В пределах Щапинского грабена и Савульчинского аллохтона вся структура перекрыта пологозалегающим неоавтохтонным чехлом ($N_2 - Q$) вулканогенно-осадочных и вулканогенных образований.

Все структуры восточнее Щапинского грабена осложнены новейшими сбросами северо-западного простирания, разделяющими в разной степени опущенные тектонические блоки и придающими всей структуре ступенчатый характер. Особенно хорошо отличия этих блоков фиксируются в строении аллохтонных комплексов.

Автохтон сложен кремнисто-терригенно-туфогенным комплексом ($K_2Sn_2 - P_1$). Выше отмечалось, что строение этого комплекса крайне неоднородно. В нижней его части встречаются преимущественно тонкообломочные кремнистые и туфогенные породы, а в верхней — грубые туфогенные разности, что существенно влияет на характер деформаций комплекса в разных частях района. Пликативные дислокации наиболее ярко проявляются в пачках относительно тонкого состава, а грубые туфогенные части разреза обычно дислоцированы несравнимо слабее.

Внутреннее строение автохтона различно в разных частях района. На востоке он деформирован интенсивнее, чем на западе. Здесь выделяется Перевальнинская антиформа северсеверо-восточного простирания с размахом крыльев до 8—10 км. Отмечается ундуляция ее оси в том же направлении. На восточном крыле этой антиформы встречены фрагменты попутновского аллохтонного комплекса; западное ее крыло осложнено надвигами с восточной вергентностью.

Специальное изучение этой части автохтона в верховье руч. Духтахтыч (правый приток р. Прав. Щапина) показало, что различные части разреза кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса тектонически совмещены в этом районе по пологим срывам, так что одни и те же пачки пород в ряде случаев неоднократно повторяются в разрезе (рис. 2). В основании разреза выделяется толща переслаивающихся темно-серых туфогенных песчаников и алевролитов с прослоями грубых туфов. Выше залегает толща грубых туфов и туффитов, вверх по разрезу сменяющихся туфогенными песчаниками и алевролитами. В основании грубых туфов фиксируется пологий срыв с интенсивным рассланцеванием пород и появлением маломощных (до 1 м) зон зеленосланцевого метаморфизма на контакте. Вверх по разрезу чередуются пачки темно-зеленых туфов и туффитов с маломощными горизонтами темно-серых кремнистых, интенсивно будинированных пород. Венчает разрез слабодеформированная тектоническая пластина (150 м) грубых туфов и туфобрекчий с маломощными прослоями кремнистых сланцев и туффитов.

Тектонически совмещенные литологически разные части разреза отделяются друг от друга зонами дробления и катаклаза (до 10—20 м), нередко сопровождающимися интенсивным прокварцеванием.

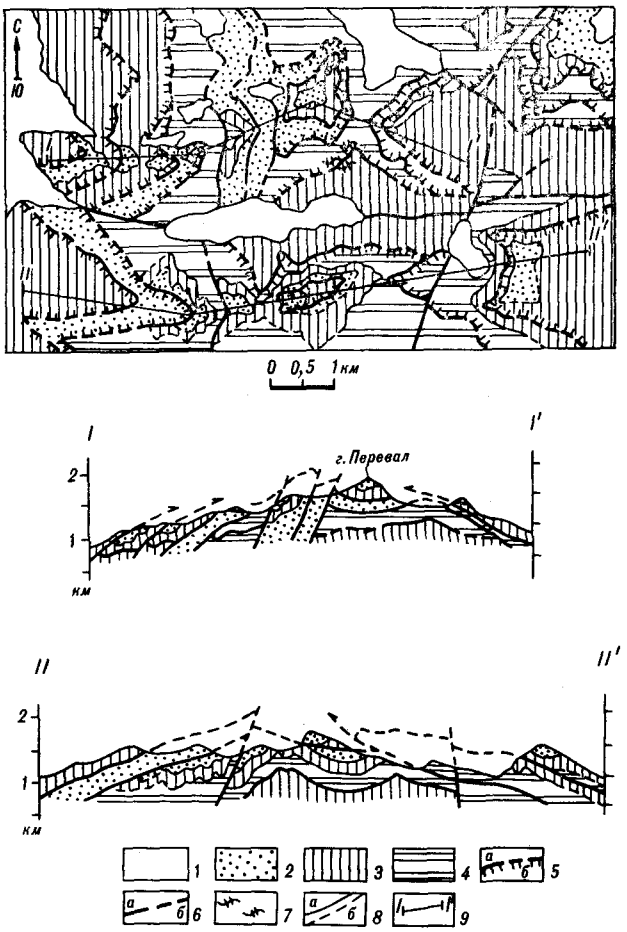


Рис. 2. Геологическая карта верховьев руч. Духтахтыч.

1 — четвертичные отложения; *2—4* — породы кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса ($K_2 - P_1$?): *2* — туфобрекчии, туфогравелиты, агломератовые туфы основного и среднего состава, *3* — псаммитовые туфы, туфопесчаники, туффиты, песчаники, известковистые песчаники и известняки, *4* — туффиты, туфоалевролиты, туфоаргиллиты, кремнистые алевролиты; *5* — надвиги, установленные (*а*) и предполагаемые (*б*); *6* — разломы недифференцированные, установленные (*а*) и предполагаемые (*б*); *7* — зоны рассланцевания; *8* — геологические границы, установленные (*а*) и предполагаемые (*б*); *9* — линии геологических профилей.

В пределах отдельных пластин отмечается сильный раздув мощности пачек.

Крупные субгоризонтальные нарушения обычно сопровождаются более мелкими. Последние, как правило, очень пологие и разбивают толщи на тонкие пластины, смещенные в различной степени одна относительно другой (рис. 3). На контактах между ними нередко встречаются мелкие складки волочения и будинаж хрупких пластов. Пластическое течение пород подчеркивается субпараллельной ориентировкой минералов.

Поверхности крупных горизонтальных нарушений, как правило, смяты в пологие складки и разбиты надвигами (см. рис. 2) преимущественно восток-юго-восточной вергентности с падением плоскостей под углами 30—60°, реже встречаются и встречные надвиги. Эти нарушения широко прослеживаются как в юго-восточной части района (см. рис. 1), так и в северо-восточной, где они проявляются уже не только в автохтонном, но и в аллохтонном комплексе. В целом надвиги, осложняющие толщу уже тектонически расслоенных и совмещенных пород, отражают более поздний (среднепалеогеновый?) этап горизонтального сжатия структуры.

К западу от Перевальнинской антиформы в южной части района степень дислоцированности пород автохтона уменьшается. В бассейне руч. Обрывистый распространены породы преимущественно верхней части кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса, смятые в пологие складки северо-восточного простирания с углами падения пород на крыльях до 30°. Не исключено, что этот фрагмент кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса представляет собой слабодеформированную самостоятельную тектоническую пластину.

В западной части района (хр. Широкий) структура автохтона из-за недостаточности его выходов не вполне ясна.

Вся структура автохтона разбита новейшими сбросами (сбрососдвигами?) северо-западного простирания.

Таким образом, строение автохтона показывает, что при формировании его структуры большую роль играли процессы тектонического расслаивания и совмещения различных частей кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса. Характерно, что наиболее интенсивно эти процессы проявились в структурно наиболее глубоких участках автохтона, степень деформированности которого увеличивается в восточном направлении.

Аллохтонные образования представлены тектонически расслоенными вулканогенными породами и серпентинитовым меланжем, распространенными на востоке (Попутновский аллохтон) и на западе (Савульчинский аллохтон) района.

Попутновский аллохтон широко распространен в бассейне ручьев Темный, Дальний, Светлый и на левобережье р. Ипуин. Контакт его с породами автохтона происходит по крутому сбросу северо-западного простирания (вдоль руч. Узкий). Лишь на отдельных участках в зоне их сочленения можно видеть фрагменты древних надвигов. Так, в верховьях р. Перевальная контакт вулканогенного комплекса с автохтоном происходит по надвигу, плоскость сместителя которого падает на восток под углами 20—25°. Висячее крыло сложено двупироксеновыми и плагиоклаз-порфировыми базальтами. При приближении к контакту на расстояние около 100—200 м степень брекчированности и рассланцевания по-

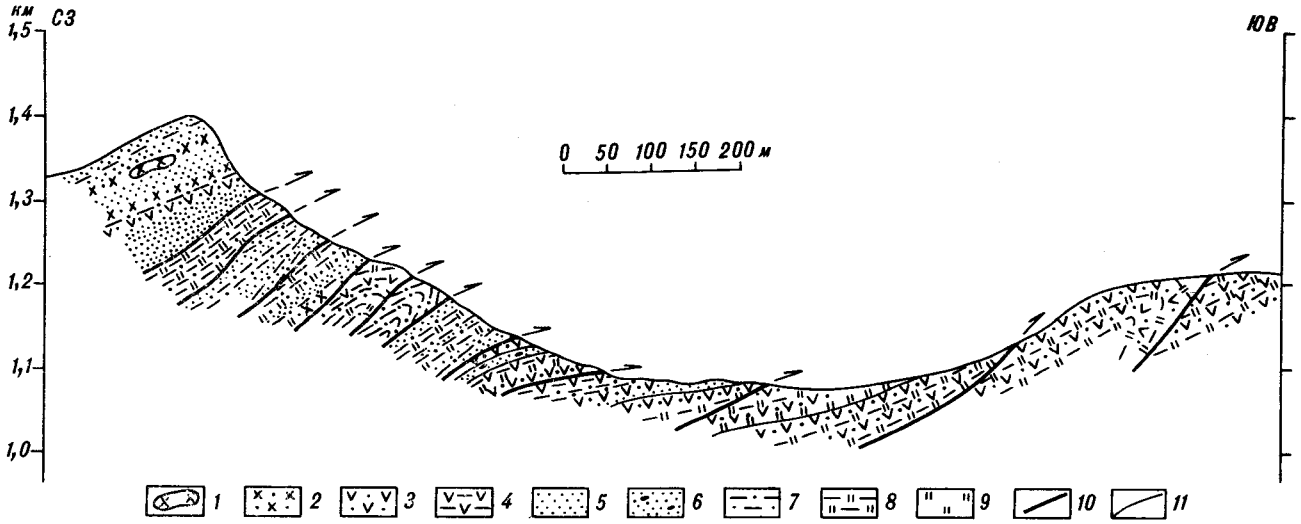


Рис. 3. Геологический профиль в верховьях руч. Белый.

1 — обломки эффузивов основного и среднего состава в грубых туфах; *2—4* — туфы основного и среднего состава: *2* — агломератовые, *3* — псаммитовые, *4* — алевритовые; *5* — туфопесчаники и песчаники; *6* — песчаники с «плавающей» галькой кремней; *7* — туфоалевролиты; *8* — кремнистые алевролиты; *9* — кремни; *10* — разломы; 11 — геологические границы.

род резко увеличивается; непосредственно на контакте отмечается зона дробления шириной около 300 м, где эффузивы перетерты вплоть до тектонической брекчии; здесь же встречаются зеленые сланцы. Туфосилициты и туфы лежачего крыла надвига также интенсивно рассланцованы и катаклазированы; часто здесь отмечается прокварцевание пород.

Попутновский аллохтон состоит из трех структурных элементов: 1) нижний, существенно туфогенный комплекс, 2) средний, представленный серпентинитовым меланжем, 3) верхний, преимущественно эффузивный комплекс.

Нижним структурным элементом являются различные туфы, туффиты, туфосилициты, реже лавы основного и среднего состава, распространенные в наиболее северной части района в междуречье Ипуин — Дальний. Они смяты в простые складки (шириной до 1—3 км и углами падения пород на крыльях до 50—60°), нарушенные многочисленными крутыми разрывами. Подошва этого комплекса не вскрыта.

Эти образования перекрыты серпентинитовым меланжем, слагающим два изолированных выхода. На севере, в районе горы Останец, серпентинитовый меланж слагает маломощный (до 100—150 м) бескорневой тектонический покров. Юго-восточнее, в районе горы Попутная, выходы серпентинитового меланжа значительно шире (до 6—7 км). На северо-западе этой полосы видно, что маломощный (до 100 м) серпентинитовый меланж полого (10—20°) залегает на преимущественно туфогенных образованиях. К югу и юго-востоку меланж погружается под эффузивы основного и среднего состава. Иными словами, серпентинитовый меланж в этой части района слагает маломощную (до 200—300 м) тектоническую пластину, маркирующую границу тектонического совмещения существенно туфогенных и вулканогенных (верхний, сложенный эффузивами покров) образований.

Серпентинитовый меланж сложен разнообразными серпентинитами голубоватого и буроватого цвета, среди которых встречаются многочисленные разноразмерные глыбы и блоки в основном различных порфировых базальтов и андезитов, их туфов, габброидов, в разной степени серпентинизированных гипербазитов, различных кремнистых пород. Реже встречаются афировые базальты, родингиты. Среди меланжа встречаются и достаточно крупные блоки почти неизмененных гипербазитов. Так, среди серпентинитового меланжа в верховье руч. Дальний находится крупный (около 8 км^2) массив горы Попутная, представляющий собой, по данным [12], лакколитоподобное тело округлой в плане формы с максимальной мощностью до 700 м в центре, уменьшающейся до нескольких десятков метров по краям. Массив сложен гарцбургитами с линзами и горизонтами дунитов и пироксенитов. В. А. Селиверстов [12] отмечает, что ультраосновные породы в периферических частях массива в различной степени серпентинизированы, в то время как в центральной его части совершенно не изменены.

Верхняя часть Попутновского аллохтона сложена разнообразными базальтами и их туфами, туффитами, реже ультраосновными лавами и их туфами, кремнистыми породами, изредка содержащими линзы известняков. Эти

породы слагают пакет тектонических пластин, в различной степени смещенных друг относительно друга. В их пределах породы смяты в пологие складки северо-восточного простирания с размахом крыльев до 1—3 км и углами падения пород на крыльях до 30—50°. Вулканогенные образования разбиты многочисленными пологими срывами, разделяющими разные по компетентности толщи, нередко будинированы и брекчированы. Многочисленны незначительные по амплитуде крутопадающие разломы.

Весь Попутновский аллохтон разбит молодыми северо-западными сбросами (сбрососдвигами?) на ряд блоков, значительно (на сотни метров) смещенных друг относительно друга. Эти дифференцированные смещения формируют клавишную структуру северной части Валагинского хребта. В пределах каждого из блоков структурные элементы аллохтона вскрыты на разных уровнях.

Савульчинский аллохтон выделяется на западе района (см. рис. 1) в пределах хр. Широкий. На северо-западе слагающие его комплексы по крутому сбросу контактируют с кайнозойскими толщами Центрально-Камчатского грабена, а на юго-востоке, по крутому надвигу — с отложениями Щапинского грабена.

Автохтоном в этом районе являются интенсивно дислоцированные породы кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса.

Аллохтон состоит из двух покровных комплексов. Нижний сложен интенсивно тектонизированными эффузивами, верхний — серпентинитовым меланжем. Нижний покровный комплекс состоит из сильнобрекчированных разнообразных вулканитов с многочисленными послойными срывами, сопровождающимися рассланцеванием и дроблением пород, будинажем хрупких пластов. Встречаются многочисленные зеркала скольжения; нередко базальты превращены в зеленые сланцы. В основании комплекса изредка встречаются маломощные линзы серпентинитов, нередко превращенных в синюю серпентинитовую глину. Вблизи крупных послойных срывов породы тектонически переработаны наиболее сильно. При этом верхняя часть комплекса мощностью 150—200 м большей частью вообще превращена в катаклазиты. Они состоят из хаотически расположенных блоков, глыб и валунов (от 0,5—2 м до 1—2 км), базальтов и андезитов, их лаво- и туфобрекчий, кремнистых пород, заключенных в рыхлый матрикс. Блоки и глыбы имеют разнообразную (тектонически обжатую, округлую или угловатую, наиболее крупные из них — уплощенную) форму и залегают в соответствии с общим тектоническим «рассланцеванием» комплекса. Иногда можно видеть, как достаточно крупный блок эффузивов переходит сначала в сильнобудинированный покров, а затем в бесструктурную массу. Породы в блоках сильно катаклазированы, нередко разбиты многочисленными трещинами и гидротермально изменены. Рыхлый матрикс зеленовато-бурого или зеленовато-голубоватого цвета состоит из дресвяного или щебнистого материала, близкого по составу к породам катаклазированных глыб и блоков.

Верхний покров в Савульчинском аллохтоне сложен серпентинитовым меланжем, представляющим собой в районе горы Савульч деформированную пластину небольшой (120—150 м) мощности. Редкие, сильноэродированные остатки пластины серпентинитового меланжа встречаются также в виде маломощных (первые метры) останцов среди катаклазитов. На севере вся структура Савульчинского аллохтона запечатана неоавтохтонным чехлом вулканогенно-осадочных образований (N_2—Q).

Щапинский грабен протягивается в субмеридиональном направлении через весь район. В южном направлении грабен резко сужается (до 6—8 км в верховье р. Прав. Щапина), в северном он резко расширяется и за пределами района, видимо, постепенно переходит в Центрально-Камчатский грабен.

Щапинский грабен выполнен мелководно-морскими терригенными отложениями (N_1) и вулканогенно-осадочными образованиями (N_2—Q). Миоценовые отложения смяты в пологие складки с размахом крыльев до 2—3 км и углами падения пород на крыльях до 10—20°. Лишь в зоне тектонического контакта с меловыми эффузивами Савульчинского аллохтона напряженность складчатости увеличивается; здесь в миоценовых породах появляются малоамплитудные надвиги и мелкие, запрокинутые к центру грабена складки.

Основные этапы тектонического развития. Тектоническое развитие района можно понять только на фоне рассмотрения меловых структур и процессов, характеризующих ранние, доаккреционные стадии развития всей Восточной Камчатки (рис. 4).

В среднем мелу существовал бассейн океанического типа, тектонизированные фрагменты которого встречаются в зоне Восточных Полуостровов (тектонические покровы п-ова Камчатский Мыс) и в виде экзотических блоков и глыб в серпентинитовых меланжах Восточно-Камчатской зоны [1]. В этом бассейне на значительном удалении от берега накапливались тонкие кремнистые, местами карбонатно-кремнистые (фораминиферо-радиоляриевые), илы, которым, видимо, соответствуют лишенные терригенной примеси тонкие апт-альбские и альбсеноманские кремни из серпентинитовых меланжей (хр. Кумроч [15] и п-ова Озерный [1]),

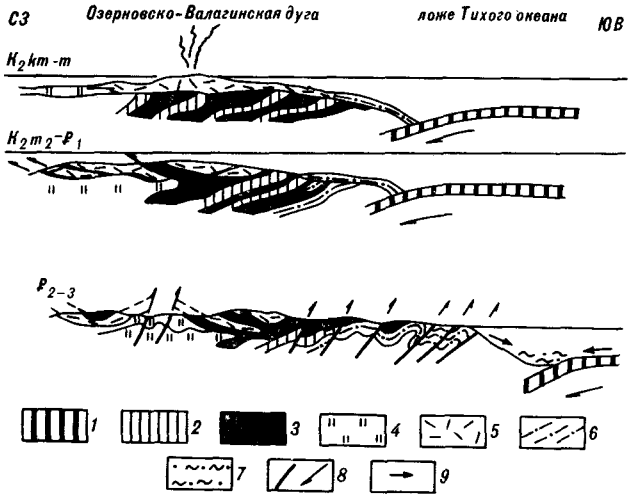


Рис. 4. Принципиальная схема тектонического развития Восточно-Камчатской зоны.

1 — океаническая кора; *2* — среднемеловые океанические кремнисто-вулканогенные образования; *3* — ультрабазиты и серпентинитовый меланж; *4* — кремнисто-терригенно-туфогенные отложения задугового бассейна; *5* — вулканогенные образования островной дуги; *6* — вулканогенно-осадочные отложения преддуговых бассейнов; *7* — туфогенно-терригенные отложения; *8* — разломы и направления перемещения тектонических пластин; *9* — предполагаемое направление поступления осадков.

а также кремнистые породы нижней части африканской серии п-ова Камчатский Мыс [5, 15]. По мнению авторов [1], микрофауна из кремнистых пород этого возраста характерна для тропических и субтропических открытых бассейнов, что позволяет предположить отложение этих кремнистых пород в значительно более южных широтах.

В сеноне условия осадконакопления в рассматриваемом бассейне изменились. Вероятно, последнее связано с приближением этого участка океанической коры в процессе ее дрейфа к подножию активной континентальной окраины.

В позднем сеноне в западной части бассейна формировалось линейно вытянутое вулканическое поднятие (Озерновско-Валагинская островная дуга). Характер ее основания в настоящее время не совсем ясен. Возможно, им являются скученные комплексы среднемеловой океанической коры. Во всяком случае, в серпентинитовых меланжах, почти повсеместно сопровождающих вулканогенные образования, встречаются глыбы и блоки всех слоев океанической коры, начиная от ультрабазитов и габбро, вплоть до среднемеловых кремнистых пород.

Во фронтальной части Озерновско-Валагинской островной дуги формировались разнообразные, фациально изменчивые комплексы вулканогенно-осадочных образований, строение и тектоническая эволюция которых разобраны нами ранее [16]. Западнее этой дуги существовал окраинный бассейн, где формировались мощные толщи описанного выше кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса.

В раннем палеогене произошла крупная тектоническая перестройка, в результате которой вулканогенные комплексы Озерновско-Валагинской дуги были сорваны со своего основания и надвинуты в северо-западном направлении. Точная датировка этого события затруднительна, так как комплексы — показатели таких движений, отсутствуют. Если часть пород слагающего автохтон кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса действительно имеет раннепалеогеновый возраст, то эта перестройка произошла в раннем палеогене. Во фронтальной части Озерновско-Валагинской дуги начало перестройки устанавливается по олистостромовым комплекам и датируется концом мела — началом палеогена [15].

В процессе шарьирования вулканогенных образований на кремнисто-терригенно-туфогенные отложения происходило тектоническое расслаивание обоих комплексов по границам литологически отличающихся пачек и пластов. Вся шарьируемая аллохтонная масса расслаивалась маломощным серпентинитовым меланжем.

Следующий этап сжатия фиксируется в середине палеогена, когда во всей Восточно-Камчатской зоне происходило образование чешуйчатых надвигов с общей вергентностью в сторону океана. В рассматриваемом районе время этого этапа точно не фиксируется, но севернее и восточнее оно устанавливается более определенно [1, 16]. В пределах северной части Валагинского хребта хорошо видно, как тектонически расслоенные и скученные породы кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса испытали повторное сжатие и были разбиты системой крутых надвигов преимущественно юго-восточной вергентности. По-видимому, это происходило в среднепалеогеновое время и явилось последним крупным этапом сжатия в рассматриваемом районе.

В миоцене (возможно, еще и в олигоцене) в центральной части района заложился крупный Щапинский грабен, открывающийся в северо-восточном направлении, в сторону Центрально-Камчатской депрессии. В пределах грабена отлагались мелководно-морские и континентальные осадки, а в плиоцен-четвертичное время происходили вулканические извержения центрального типа. Проявленная в нижнемиоценовых отложениях слабая складчатость свидетельствует о том, что позднее (поздний миоцен?) эти отложения подверглись незначительному сжатию. По-видимому, то был лишь слабый отголосок значительной позднемиоценовой фазы сжатия, имеющей место на самом востоке Камчатки [20].

В четвертичное время происходило значительное общее поднятие территории, сопровождающееся значительными блоковыми подвижками.

Таким образом, строение северной части Валагинского хребта отражает сложные процессы разновозрастных структурных деформаций, которым подверглась тыловая часть меловой Озерновско-Валагинской островной дуги и сопряженного с ней задугового бассейна. Формирование структуры началось в раннем палеогене с крупномасштабного тектонического перекрытия вулканогенными образованиями туфогенно-осадочных отложений, сопровождающегося тектоническим расслаиванием, скучиванием и увеличением общей мощности коры. Движение покровных масс при этом происходило в северо-западном направлении. В среднем палеогене вся структура была разбита многочисленными чешуйчатыми надвигами с преобладающей вергентностью в сторону Тихого океана. В последующем значительные горизонтальные движения в рассматриваемом районе не проявлялись и преобладали крупные блоковые поднятия земной коры.

Авторы выражают искреннюю благодарность Н. Ю. Брагину, Л. Г. Брагиной, Д. И. Витухину и В. С. Вишневской за определение возраста по радиоляриям и З. Г. Бадрединову за любезно предоставленный дополнительный материал по кремнисто-терригенно-туфогенному комплексу.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Брагин Н. Ю., Зинкевич В. П., Ляшенко О. В., Цуканов Н. В.* Среднемеловые (апт-туранские) отложения в тектонической структуре Восточной Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР.— М.: Наука, 1986.— С. 21—34.
2. *Вишневская В. С., Бернард В. В.* Возраст и условия формирования мезозойских кремнистых пород Камчатки // Там же.— С. 35—40.
3. *Геология* СССР. Т. XXXI. Ч. 1.— М.: Недра, 1964.
4. *Гречин В. И., Селиверстов В. А.* Петрохимия мелпалеогеновых геосинклинальных вулканитов Камчатки // Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах.— М.: Наука, 1979.— С. 182—204. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 337.)
5. *Зинкевич В. П., Казимиров А. Д., Пейве А. А. и др.* Новые данные о тектоническом строении полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Докл. АН СССР.— 1985.— Т. 285, № 4.— С. 954—957.
6. *Константиновская Е. А.* Меловые структурно-формационные комплексы северной части Валагинского хребта (Восточная Камчатка) // Очерки по геологии северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса.— М.: Наука, 1987.— С. 140—161.
7. *Очерки* тектоники Корякского нагорья.— М.: Наука, 1982.
8. *Пущаровский Ю. М., Зинкевич В. П., Мазарович А. О. и др.* Покровные и чешуйчато-надвиговые структуры в западном обрамлении Тихого океана // Геотектоника.— 1983.— № 6.— С. 30—45.
9. *Разницин Ю. Н., Хубуная С. А., Цуканов Н. В.* Тектоника восточной части Кроноцкого полуострова и формационная принадлежность базальтов (Восточная Камчатка) // Там же.— 1985.— № 1.— С. 88—101.
10. *Разницин Ю. Н., Цуканов Н. В., Щербаков С. А.* Серпентинитовый меланж и ультрабазиты северной части Валагинского хребта (Восточная Камчатка) // Докл. АН СССР.— 1984.— Т. 278, № 1.— С. 180—184.
11. *Решения* 2-го Межведомственного стратигр. совещ. по мелу, палеогену и неогену Корякского нагорья, Камчатки, Командорских островов и Сахалина.— Петропавловск-Камчатский, 1982.
12. *Селиверстов В. А.* Офиолиты Восточной Камчатки // Петрологические исследования базитов островных дуг/ИФЗ АН СССР.— М., 1978.— С. 177—239.
13. *Тектоника* континентальных окраин Северо-Запада Тихого океана.— М.: Наука, 1980.
14. *Тихонов В. И.* Надвиги на Восточной Камчатке // Геотектоника.— 1968.— № 3.— С. 78—87.
15. *Хотин М. Ю.* Эффузивно-туфовокремнистая формация Камчатского Мыса.— М.: Наука, 1976.
16. *Цуканов Н. В., Зинкевич В. П.* Тектоника хр. Кумроч (Восточная Камчатка) // Геотектоника.— 1987.— № 5.— С. 63—77.
17. *Шанцер А. Е., Шапиро М. Н., Колосков А. В.* Эволюция структуры Лесновского поднятия и его обрамления в кайнозое // Тихоокеан. геология.— 1985.— № 4.— С. 66—74.
18. *Шапиро М. Н.* Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки.— М.: Наука, 1976.
19. *Шапиро М. Н., Селиверстов В. А.* Морфология и возраст складчатых структур Восточной Камчатки по широте Кроноцкого полуострова // Геотектоника.— 1975.— № 4.— С. 85—94.
20. *Шапиро М. Н.* Надвиг Гречишкина на побережье Камчатского залива // Там же.— 1980.— № 3.— С. 102—110.

ГИН АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
9 декабря 1987 г.

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

№ 3 1989

УДК 551.031

А. П. Ставский, О. С. Березнер, В. Г. Сафонов, С. К. Злобин

ТЕКТОНИКА МАЙНИЦКОЙ ЗОНЫ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ *

Исследования, проведенные в центральной части Майницкой тектонической зоны Корякского нагорья, позволили выделить комплекс вулканогенно-осадочных пород позднеюрского — раннемелового возраста, особенности вещественного состава которых свидетельствуют о их формировании в осевой части энсиматической островной дуги. К югу от этого комплекса широко распространены туфограувакковые микститы, включающие небольшие олистолиты и гигантские целиковые отторженцы чужеродных пород, слагающие фронтальный субдукционный комплекс Майницкой островной дуги. Офиолиты Ягельного меланжа, маркирующие границу между вулканогенно-осадочным и туфограувакковым комплексами, представляют собой фрагментированную океаническую кору цоколя Майницкой дуги, выведенную на поверхность в пределах внешней невулканической гряды. Рассмотрена история эволюции Майницкой палеоостроводужной системы, начиная от ее заложения на океанической коре Тихого океана в келловее и до отмирания в результате заклинивания Эконайским блоком в готериве.

ВВЕДЕНИЕ

В результате десятилетних (1976—1985) работ геологов Корякской экспедиции ГИН — СВКНИИ АН СССР была обоснована ведущая роль горизонтальных движений в формировании структур Майницкой тектонической зоны Корякского нагорья [1, 6, 7 и др.]. В соответствии с представлениями, изложенными в опубликованных работах, считается, что в начале мезозоя здесь сформировался гранитно-метаморфический слой, который в позднеюрское время подвергся рифтогенезу, «...в результате чего в новообразованных раздвиговых зонах вскрылись офиолитовые комплексы. В осевых частях этих зон поверх офиолитов накапливались сначала конгломераты, базальты и диабазы, а затем кремнистые осадки и алевролиты» [6, с. 24], объединенные А. А. Александровым в чирынайскую серию [1]. Одновременно более мелководные части морского бассейна являлись областью туфотерригенного осадконакопления. В палеогене накопившиеся в троге вулканогенно-осадочные толщи были сорваны со своего основания и надвинуты на туфотерригенные осадки смежного поднятия. Последовавшее затем сжатие привело к смятию поверхности шарьяжа и образованию современной структуры Майницкой зоны, в рамках предложенной модели рассматриваемой как гигантский тектонический покров, в нижней части которого залегают габброиды и гипербазиты, а в верхней — позднеюрские и раннемеловые кремнисто-терригенно-вулканогенные образования чирынайской серии, формировавшиеся во впадине окраинного моря.

В 1984—1985 гг. авторами был проведен комплекс детальных исследований в бассейнах рек Эльгеваям, Чирынай, Научирынай, Ягельная и Тополевая и собрано большое количество новых данных, позволяющих пересмотреть сложившиеся представления о строении и истории развития Майницкой тектонической зоны.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Проведенные исследования показали, что разрез чирынайской серии, до настоящего времени считавшийся формационно единым, может быть разделен на два резко различных вещественно-структурных комплекса: эльгеваямский на юге и юго-востоке и тополевский на севере и северо-западе Майницкой тектонической зоны (рис. 1). Их формирование происходило в существенно различных условиях, о чем свидетельствуют широкое развитие вулканитов в тополевском комплексе и отсутствие их в эльгеваямском, различные динамические способы формирования осадочных толщ этих комплексов, наличие признаков конседиментационного сжатия ложа осадочного бассейна, в котором формировался эльгеваямский комплекс, различия в характере эксгаляционно-гидротермальной деятельности, принципиально различные соотношения магматических образований с осадочными толщами в тополевском и эльгеваямском комплексах, наличие полос автокластического меланжа и отторженцев

* Печатается в дискуссионном порядке.

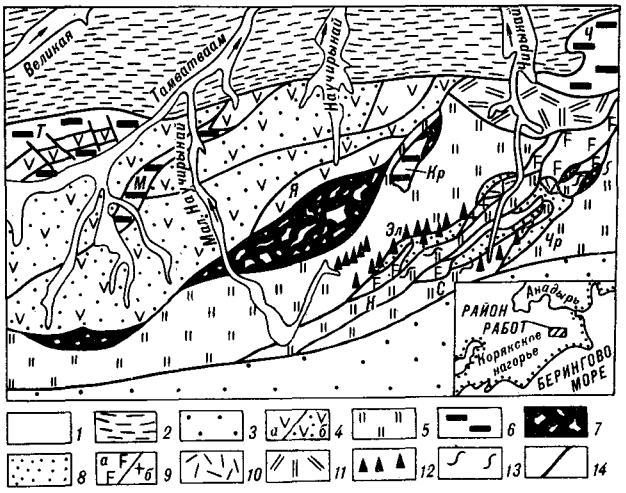


Рис. 1. Схематическая геологическая карта междуречья Чирыная и Мал. Научирыная.

1 — чехол рыхлых кайнозойских образований; *2* — терригенные толщи Алгано-Великореченской зоны; *3* — терригенные толщи Алькатваамской зоны; *4* — существенно вулканогенные (*а*) и туфогенные (*б*) толщи тополевского комплекса; *5* — граувакковые песчаники и микститы эльгеваямской толщи; *6* — массивы гипербазитов: *Т* — Тамватнейский, *Кр* — Красногорский, *Ч* — Чирынаегорский, *М* — Мало-Научирынайский; *7* — серпентинитовые меланжи: *Я* — Ягельный; *8* — автокластические меланжи: *Эл* — Эльгеваямский, *Чр* — Чирынайский; *9—12* — отторженцы чужеродных пород в составе эльгеваямской толщи: *9* — глубинные магматические породы (*а* — габброиды, *б* — плагиограниты), *10* — вулканогенно-осадочная лозовская толща, *11* — флишоидная толща верхнего триаса, *12* — мелкие олистолиты; *13* — голубые и зеленые сланцы; *14* — разломы.

экзотических пород в эльгеваямском комплексе и отсутствие их в тополевском.

Выделенные комплексы разделены полосой Ягельного серпентинитового меланжа, включающего гигантские блоки гипербазитов, габброидов, диабазов, толеитовых базальтов и высокотитанистых ферробазальтов, образующих в совокупности офиолитовую ассоциацию.

Тополевский комплекс занимает северную часть Майницкой зоны и протягивается от горы Водораздел, на запад, в верховья р. Великая. Здесь распространены вулканогенно-осадочные образования, в составе которых преобладают туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты, андезибазальты, базальты и их туфы, реже встречаются красные кремнистые сланцы, эдафогенные брекчии, риолиты. Выделяются два типа разрезов комплекса: вулканогенный и туфотерригенный, основание и кровля которых не вскрыты.

Существенно вулканические разрезы описаны в узкой (до 5 км) полосе северо-восточного простирания, прилежащей к Ягельному меланжу и протягивающейся от истоков р. Ягельная до горы Водораздел. В каньонах ручьев Межгорный и Волчок в основании разреза залегают массивные и подушечные базальты и андезибазальты, включающие редкие тонкие прослои агломератовых и пепловых туфов основного состава мощностью 400 м. Выше следует пачка переслаивания эдафогенных брекчий (0,5—10 м), красных кремнистых сланцев (0,5—8 м), туфов основного состава (0,3—3 м), потоков массивных андезибазальтов (до 25 м) — 300 м. Венчает разрез пачка туфопесчаников, туфоалевролитов и туффитов, переслаивающихся с единичными горизонтами эдафогенных брекчий и красных кремнистых сланцев мощностью 300 м. Северо-восточнее, в районе горы Водораздел, в разрезе комплекса преобладают неслоистые псаммитовые базальтовые туфы и туффиты, включающие редкие потоки базальтов, пикробазальтов, андезибазальтов и их лавобрекчий, тела брекчиевых лав и игнимбритов риолитов, горизонты конглобрекчий, туфопесчаников и песчаников.

Сходная по составу толща слагает и левобережье Тамватваама. В ней выделяются две мощные (до 1000 м) пачки: нижняя состоит из подушечных базальтов и магнезиальных андезибазальтов с редкими прослоями мелкообломочных туфов, а верхняя — из разнообломочных туфов, туффитов, туфопесчаников, туфоалевролитов с редкими прослоями подушечных базальтов и плагиориолитов. Найденные в туфоалевролитах радиолярии предварительно определяются как позднеюрские — раннемеловые.

Туфотерригенный тип разреза тополевского комплекса изучался в бассейнах рек Научирынай и Тополевая. Для него характерны нормальные седиментационные ритмы с прямой градацией мощностью от десятков до первых сотен метров. Слагающие ритмы туфопесчаники, туфоалевролиты, пепловые туффиты, песчаники, алевролиты, туфогравелиты обладают тонкой слойчатостью. В основании каждого ритма лежат грубозернистые, обычно гравелистые, разности, в кровле — тонкообломочные алевролиты и пепловые туффиты.

Вулканогенные и туфотерригенные разрезы тополевского комплекса фациально замещают друг друга. Этот вывод подтверждается анализом содержащейся в кремнистых породах микрофауны. В полосе преимущественного развития вулканических пород А. С. Бочкаревым (Анадырская ГРЭ) были отобраны образцы яшмоидов, из которых нами были выделены радиолярии Parvicingula vera Pessagno, Blome, P. blowi Pessagno, P. aff. praeacuta Blome, Hsuum cf. maxwelli Pessagno, H. cf. cuestaense Pessagno, «Eucyrtidium» ptyctum Riedel, Sanfilippo, Thanarla broweri (Tan), позволяющие датировать вмещающие породы в интервале келловей (?) — оксфорд — готерив (определения Н. Ю. Брагина). В туфотерригенных разрезах обнаружены кимеридж-готеривские радиолярии Hsuum maxwelli Pessagno, Parvicingula blowi Pessagno, P. vera Pessagno,

Whalen, Thanarla broweri (Tan), Hsuum cuestaense Pessagno (определения Н. Ю. Брагина). Приводившиеся ранее волжско-валанжинские и готерив-аптские датировки вулканогенно-осадочных образований (данные А. А. Александрова, А. С. Бочкарева, А. Д. Чехова и др.) основывались на определениях радиолярий в шлифах и не могут считаться надежными.

Описанные фрагменты вулканогенно-осадочных разрезов имеют мощность 1000—1200 м; истинная мощность комплекса заведомо больше и достигает, по-видимому, 3—5 км.

Туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты, песчаники и алевролиты слагают не менее 60 % объема тополевского комплекса. Для них характерна тонкая слойчатость, однозначно свидетельствующая о формировании отложений течениями. Макроритмичность туфотерригенных разрезов образовалась, по-видимому, в результате периодического изменения базиса эрозии, возможно, вследствие сейсмотектонической активности области сноса. Вулканические извержения происходили как в субаэральных, так и в подводных условиях. О подводной вулканической деятельности свидетельствует наличие пиллоу-лав, сопровождаемых десквамационными гиалокластитами. О наземном вулканизме свидетельствует обилие пепловой и грубообломочной пирокластики. Интересна также находка в коренном обнажении хорошо окатанного валуна песчаника с коркой субаэрального выветривания по всей поверхности.

Показательны для восстановления обстановки накопления тополевского комплекса контуриты — тонкослоистые контрастно окрашенные туффиты. Они представляют собой двучленные циклотемы, сложенные тонкими (3—7 мм) слойками пепловых алевропелитов серого цвета и черных аргиллитов. Мощность пачки контуритов, описанной на р. Тополевая, 400 м. Современные аналоги этих отложений формируются у подножий крупных подводных поднятий под воздействием периодически функционирующих контурных течений, а в периоды гидродинамического спокойствия — в результате осаждения взвеси из нефелоидного слоя [13].

Эдафогенные образования [5], изучавшиеся нами в бассейнах ручьев Межгорный и Волчок, образуют слои мощностью от 0,5 до 10 м. Здесь на трещиноватой поверхности базальтовых потоков лежат крупные (до 70 см) угловатые глыбы базальтов, часто только оторванные от основного тела, но совершенно не перемещенные. Выше следует хаотическое нагромождение базальтовых глыб, а количество щебнисто-псаммитового цемента возрастает от 10 до 30 %. Вверх по разрезу неперемещенные брекчии подводного элювия сменяются полимиктовыми эдафогенными образованиями. Обломки базальтов, андезибазальтов, габброидов, диабазов и гипербазитов размером 3—6 см имеют округлую форму, их поверхность покрыта бороздами и блестящей пленкой, как это часто бывает на зеркалах скольжения. Подобная форма не оставляет сомнения в тектоническом происхождении большинства обломков.

Красные кремнистые сланцы состоят из тонкокристаллической глинисто-кремнистой массы, интенсивно пигментированной гематитом, и небольшого количества (0—25 %) обломков базальтов и диабазов, наиболее крупные из которых иногда соизмеримы с мощностью слоя. Литологические особенности этих пород позволяют предполагать, что они сформировались из потока эндогенного гелевого вещества, достаточно вязкого, чтобы нести во взвешенном состоянии крупные обломки.

Среди лав тополевского комплекса преобладают базальты и андезибазальты, относящиеся по меньшей мере к двум петрохимическим типам. Магнезиальные базальты и андезибазальты выделены и описаны М. Л. Гельманом и др. [3], который отнес их к бонинитовой серии. Это весьма низкотитанистые (0,3—0,8 % TiO_2) и низкокалиевые (0,05—0,2 % K_2O) породы с высоким содержанием MgO (8—11 %). Одновременное обогащение кремнеземом и магнием позволяет сопоставлять их с высокомагнезиальными базальтами и андезитами типа известных в Японии и во фронтальной части Марианской островной дуги [4, 11]. Спектр РЗЭ в рассматриваемых породах и в общем невысокий уровень концентрации РЗЭ в них типичны как для островодужных толеитов, так и для многих бонинитов, деплетированных в отношении легких РЗЭ, с $(La/Yb)_N < 0,8$.

Вторую петрохимическую группу составляют высокотитанистые базальты дифференцированной толеитовой серии. Содержание TiO_2 в них 1,5—2,3 % при умеренном K_2O (0,15—0,7 %) и меняющейся от 0,5 до 1,3 глиноземистости. Характерной особенностью этих базальтов является повышение в них, вместе с TiO_2, суммарного содержания железа, которое достигает в наиболее высокотитанистых разностях 14—15 %.

Риолиты тополевского комплекса отличаются высокими содержаниями кремнезема (72—74 %), титана (0,5—0,6 %), низкими — K_2O (< 1,6 %), MgO (~ 0,36 %) и CaO (~ 2 %) и относятся к островодужной толеитовой серии.

Изложенные материалы позволяют достаточно уверенно судить о геодинамической обстановке формирования тополевского комплекса. Ассоциация базальтовых и риолитовых лав с пепловыми и грубообломочными туфами, обилие вулканокластических пород, резкая фациальная

изменчивость и значительные мощности разрезов свидетельствуют об островодужной природе комплекса. Эдафогенные брекчии, красные кремнистые сланцы, контуриты формировались в условиях резко расчлененного подводного рельефа, на склонах и у подножий островных построек, на фоне интенсивной сейсмичности и бурной вулканической и эксгаляционно-гидротермальной деятельности.

Характерными породами примитивных островных дуг являются бониниты и высокомагнезиальные андезиты [4]. Высокотитанистые толеиты и ферротитановые базальты в общем не характерны для островных дуг, но в последние годы установлено наличие подобных контрастных по титанистости ассоциаций базальтов в современных и древних островных дугах [9, 12].

Ягельный серпентинитовый меланж занимает центральную часть Майницкой тектонической зоны и протягивается от истоков р. Тополевая на запад-юго-запад до р. Лесная. Его границы протрузивно-тектонические, извилистые в плане, с заливами и просечками серпентинитов, проникающими в окружающие породы в результате выдавливания пластичного вещества в трещины и малоамплитудные разломы. Имеющиеся геологические и геофизические материалы не дают однозначного ответа на вопрос о крутизне и направлении падения контактов меланжа.

Цемент Ягельного меланжа сложен черными, нередко сланцеватыми, серпентинитами, занимающими до 50 % его площади.

Вблизи северо-западной границы меланжа серпентинитовый матрикс включает глыбы базальтов, туфов основного состава, туффитов, кремнистых пород, туфопесчаников и туфоалевролитов, подобных породам тополевского комплекса. Вдоль юго-восточной границы протягивается аналогичная полоса, глыбы в которой сложены породами эльгеваямского комплекса. В осевой части меланжа наблюдаются гигантские (до 3—4 км) блоки и небольшие глыбы ультрабазитов, габбро, диабазов и базальтов, форма и распределение которых в серпентинитовом цементе позволяют говорить о их конформности и возможности образования в результате дробления и растаскивания единой тектонической пластины, сложенной породами офиолитовой ассоциации. Закономерная асимметричная внутренняя структура меланжа опровергает распространенное мнение о Ягельном меланже как ядре антиформы и свидетельствует о том, что его материал не испытал значительного тектонического перемешивания.

Фрагменты полного офиолитового разреза наблюдались нами в бассейне р. Ягельная. Грубо переслаивающиеся дуниты, гарцбургиты и лерцолиты слагают крупные изолированные массивы, повсеместно ограниченные тектоническими контактами.

Отдельные массивы сложены среднезернистыми аллотриоморфно-зернистыми псевдооливиновыми габбро. Они характеризуются низкими содержаниями титана, железа и РЗЭ, резким обеднением легкими лантаноидами и слабовыраженными европиевым максимумом. Подобные спектры РЗЭ, резко деплетированные в отношении легких лантаноидов, типичны как для габброидов СОХ, так и для толеитов островных дуг. Кумулятивный плагиоклазовый лерцолит из небольшой линзы в габбро обладает V-образным спектром, характерным для бонинитов.

В районе высоты 836,4 м в небольших коренных обнажениях и элювиальных развалах наблюдалось пересечение габброидов многочисленными дайками диабазов. Дайки не строго параллельны друг другу и занимают 20—50 % объема развитых здесь пород. По-видимому, здесь вскрывается та часть разреза офиолитов, в пределах которой происходит переход от полосчатых габброидов к диабазам дайковой серии.

Диабазы комплекса параллельных даек слагают несколько массивов, наиболее крупный из них расположен на водоразделе р. Ягельная и руч. Малый. В одном из береговых обнажений длиной 200 м и высотой 1—2 м описан комплекс плотно прилегающих друг к другу диабазовых даек, часто имеющих одностороннюю закалку. Дайки мощностью от 0,1 до 1,0 м занимают около 90 % площади обнажения, редкие междайковые промежутки сложены псевдооливиновыми габбро.

Выделяются три группы пород даек, составляющие единую последовательность: пикрит-диабазы, диабазы и конга-диабазы, альбититы. Пикрит-диабазы отличаются сравнительно высокой кремнекислотностью (46—49 %), переменной магнезиальностью (11—28 %), причем в высокомагнезиальных разностях иногда $CaO > Al_2O_3$. Характерны повышенные содержания хрома (914—2536 г/т), никеля (426—1166 г/т), пониженные — РЗЭ, отчетливо выражен V-образный (бонинитовый) спектр распределения РЗЭ. Эффузивными аналогами высокомагнезиальных пикрит-диабазов могут являться пикробазальты, слагающие отдельные потоки в тополевском комплексе на правобережье р. Научирынай.

Диабазы и конга-диабазы обычно афировые, реже порфировые с вкрапленниками оливина и клинопироксена, диабазовой структуры. Характерны повышенные содержания кремнезема (50—55 %), пониженные — K_2O (до 0,2 %), магнезиальность сильно варьирует. Высокомагнезиальные разности диабазов отличаются высокими содержаниями хрома (226—380 г/т) и

никеля (114—260 г/т), низкими — титана (0,31—0,85 %), калия (0,21—0,45 %) и фосфора (0,04—0,12 %), что делает их чрезвычайно сходными с лавами бонинитового типа, широко развитыми в составе тополевского комплекса. Дайки альбититов встречаются редко и не имеют эффузивных аналогов. Породы обладают структурой типа диоритовой и состоят на 70—85 % из табличек альбита, которым подчинены бледно-зеленая роговая обманка и зерна магнетита. Вероятно, это наиболее поздние выжимки базальтового расплава, не достигавшие поверхности.

На склонах горы Камень вскрывается мощная (400 м) толща пиллоу-базальтов, представляющая собой нагромождение базальтовых подушек и труб с небольшим количеством гиалокластитового или кремнистого цемента между ними. В нижней части толщи базальты прорываются диабазовыми дайками, количество которых вверх по разрезу уменьшается. Для базальтов из нижних горизонтов разреза характерны умеренное содержание TiO_2 (~ 1,5 %), низкое — K_2O (до 0,2 %), высокая железистость, кварц-гиперстеновый нормативный состав, что сближает их с толеитами срединно-океанических хребтов и окраинных морей. Вверх по разрезу в базальтах отмечается уменьшение титанистости и железистости, повышение уровня содержаний SiO_2 (52—53 %) и MgO (8—10 %), т. е. появляется некоторая бонинитовая тенденция, свойственная базальтам начальных стадий развития островных дуг.

Блоки, сложенные высокотитанистыми ферробазальтами, приурочены к восточной части Ягельного меланжа. Слагающие их породы отличаются повышенным содержанием TiO_2 (1,5—3,3 %), пониженным — MgO (до 5 %) и высоким железомагниевым отношением (1,2—2) при умеренном (0,3—1 %), редко повышенном (1,5—2,7 %), K_2O. Спектр распределения РЗЭ в высокотитанистых ферробазальтах с 1 % K_2O характерен для *T*-базальтов срединно-океанических хребтов. Подобные высокотитанистые ферробазальты характерны для внутриокеанических вулканических островов и поднятий.

Изложенные данные позволяют считать, что в пределах Ягельного меланжа вскрывается сильнодеформированный фрагмент океанической коры с наложенными на нее островными постройками. Присутствие в составе офиолитового комплекса островодужных толеитов и бонинитоподобных пород, аналогичных эффузивам тополевского комплекса, позволяет предполагать, что развитые здесь океанические образования представляют собой фундамент, на котором формировался тополевский островодужный комплекс.

Эльгеваямский комплекс занимает южную и юго-восточную части Майницкой тектонической зоны. В его строении главную роль играют граувакковые микститы, песчаники, алевролиты, олистостромы и силициты, выделенные нами в эльгеваямскую толщу. С юго-запада на северо-восток в поле развития пород эльгеваямской толщи протягиваются две полосы автокластического меланжа, к которым приурочены крупные линзовидные блоки, сложенные глубинными магматическими породами и фрагментами вулканогенно-осадочных толщ.

Эльгеваямская толща несомненно трудна для геологического исследования из-за отсутствия нормальной, достаточно протяженной слоистости по всему разрезу и глубокой тектонической и гидротермальной проработки большей части объема пород. Мы попытались подойти к выяснению природы толщи путем литолого-петрографического анализа основных ее компонентов: граувакковых микститов (50 %), граувакковых песчаников (35 %), силицитов (15 %).

Граувакковые песчаники — зеленовато-серые, мелко- и среднезернистые нередко гравелитистые и алевритистые. Обломочный материал представлен неокатанными фрагментами базальтов, диабазов, габброидов, тоналитов, туфогенно-осадочных пород, кремней, реже риолитов и плагиогранитов, кристаллов плагиоклаза, клинопироксена, роговой обманки, пертита, кварца, гранофировых сростков. Явной, макроскопически заметной слоистости в песчаниках, как правило, нет и их залегание определяется только по положению линз серых силицитов мощностью 3—7 см и протяженностью 0,5—1,5 м. Изредка встречаются слои с тонкой микрослойчатостью как результат формирования их течениями. Среди граувакк эльгеваямской толщи нередки отложения гравитационных зерновых потоков, имеющих пуддинговую текстуру и содержащих до 5 % алевритового цемента. Крупные обломки размером до 2—7 см (до 20 %) без признаков окатанности «плавают» в несортированной псаммитовой массе. Явно тектоногенная форма некоторых обломков свидетельствует о их эдафогенном происхождении. Состав обломочного материала граувакк указывает на то, что областью сноса являлся район дифференцированного вулканизма типа островной дуги или активной континентальной окраины, находившейся, судя по увеличению грубозернистости пород в северо-западном направлении, в области распространения пород тополевского комплекса. Наличие пирокластической примеси (от 1—2 до 20 %), концентрирующейся преимущественно в тонкообломочных разностях пород, связано с деятельностью субаэральных вулканических аппаратов. Кроме внешних, имелись еще и внутренние источники сноса, располагавшиеся внутри бассейна седиментации, например массивы гранитоидов и риолиты района гор Угрюмая и Кекуры, о чем

свидетельствует обогащение развитых здесь песчаников аркозовым материалом. Северо-западнее, по периферии Ягельного меланжа, примесь кварца и пертита в граувакках отсутствует.

Граувакковые песчаники часто слагают оползневые пластины мощностью до нескольких сотен метров. Верхние части пластин обычно не затронуты деформацией, а в нижних изобилуют изогнутые, хаотически расположенные обломки линз серых силицитов и обломки иных по структуре песчаников, красных яшмоидов.

Граувакковые микститы — темно-зеленые, табачно-зеленые породы пеплово-граувакового состава и пелито-мелкопсаммитовой текстуры — формировались, по-видимому, в результате полной дезинтеграции оползневых пластин. Форма тел, как правило, не ясна. В породах, имеющих однородный облик, микститовая текстура хорошо видна только микроскопически, лишь иногда встречаются деформированные обрывки слоев и линз серых силицитов, обломки красных яшм. Количество микститов в разрезе эльгеваямской толщи уменьшается в северо-западном направлении, что свидетельствует о седиментации на крутом склоне, понижавшемся к юго-востоку.

Силициты, образующие линзовые тела мощностью 0,02—4 м и протяженностью 0,5—700 м, распределены в разрезе эльгеваямской толщи неравномерно. Черные и темно-бурые силициты характеризуются повышенными содержаниями рудных компонентов, что позволяет отнести их к эксгаляционно-гидротермальному типу. На левом борту р. Эльгеваям обнаружен выход шлейфа подводного эксгаляционного источника. Здесь наблюдается линзовидное, согласно залегающее тело силицитов протяженностью 20 м и мощностью 2 м, обрываемое трещиной, перпендикулярной напластованию, шириной 0,7 м. Наиболее распространены серые силициты, имеющие форму конкреций, что указывает на дополнительный привнос кремнезема в придонные слои воды. Таким образом, образование граувакковых осадков эльгеваямской толщи происходило на фоне интенсивной эксгаляционно-гидротермальной деятельности.

Обломочные породы эльгеваямской толщи, как правило, катаклазированы по всему объему и пропитаны паутинной сетью гидротермальных прожилков кальцита, ломонтита, пренита и кварца и превращены в какириты — примитивные тектониты, образующиеся в результате бокового сжатия. Аналогичные породы обнаружены в скважинах 440, 441 DSDP на приокеаническом склоне Японской островной дуги [8].

Изложенные материалы позволяют считать, что накопление граувакк эльгеваямской толщи происходило на внешнем склоне островной дуги, крупные фрагменты которой сохранились в северо-западной части Майницкой тектонической зоны. Осадконакопление происходило на фоне эксгаляционно-гидротермальной деятельности в условиях интенсивной сейсмичности, инициировавшей гравитационные процессы, и фронтального сжатия литифицированных и нелитифицированных осадков. Возраст эльгеваямской толщи установлен на основании определений радиолярий в шлифах и редких находок бухий. По данным большинства исследователей, он ограничен интервалом кимериджского? — волжского — валанжинского — готеривского? ярусов [1, 6, 7] и совпадает с возрастом тополевского комплекса.

Чужеродные блоки составляют примечательную особенность эльгеваямской толщи (см. рис. 1). Глыбы белых известняков размером 1—500 м, выделяющиеся на фоне табачно-серых граувакковых микститов, концентрируются в узких протяженных полосах, маркируя не имеющие четких границ олистостромовые комплексы. В них содержится фауна позднепалеозойского и триасового возраста, характерная для тетической зоогеографической провинции. Отторженцы иного состава выделяются слабо и ранее не отмечались. Среди них нами встречены глыбы слоистых силицитов, пепловых туфов с линзами гравелитов, гиалокластитов, полосчатых габброидов с линзами ультрабазитов, плагиогранитов, гранатовых амфиболитов. Базальты отличаются высокими содержаниями TiO_2 (1,6—2,6 %), суммарного железа (> 10 %), переменными — K_2O (0,1 — 2,4 %) и сходны с ферротитановыми толеитами и субщелочными базальтами типа «базальтов океанских островов», описанных в составе Ягельного меланжа. Вполне вероятно, что и известняки, и базальты, и габброиды являются фрагментами океанической коры, на которой заложилась Майницкая островодужная система.

На левобережье р. Чирынай, вблизи устья р. Эльгеваям, выделен тектонический блок шириной до 7 км и длиной до 15 км. В его пределах вскрывается мощный (до 3500 м) разрез флишоидных туфотерригенных отложений, включающих редкие горизонты серых силицитов и гравелитов. Выделенные из силицитов радиолярии Triassocampe nova Gao, Eucyrtidiellum pessagnoi (Nakaseko et Nishimura), «Napora» sp., Capnodoce aff. anapetes De Wever, Capnuchosphaera aff. lea De Wever свидетельствуют о позднекарнийском — средненорийском возрасте вмещающих пород (определения Н. Ю. Брагина). Анализ имеющихся материалов [2] позволяет предполагать, что от низовьев р. Эльгеваям на западе до хр. Кэнкэрэн на востоке протягивается единая полоса развития триасовых вулканогенно-осадочных образований, слагающих чужеродные блоки сре-

ди граувакковых микститов эльгеваямской толщи.

На междуречье Лозовка — Чирынай расположен тектонический блок размером 8×4 км, в котором сконцентрированы разнообразные магматические образования и сопровождающие их осадочные породы. Вулканогенно-осадочная лозовская толща мощностью более 600 м сложена туфами основного, среднего, реже кислого, состава, переслаивающимися с немногочисленными потоками базальтов, андезибазальтов и андезитов и пронизанными субвулканическими телами плагиогранитов. Значительную роль в разрезах играют туфотерригенные породы, из которых выделены геттанг-синемюрские радиолярии Parahsuum simplum Gao, Canoptum merum Pessagno, Whalen (определения Н. Ю. Брагина). Ассоциация вулканических пород представляет собой непрерывно дифференцированную по SiO_2 (базальты — андезибазальты — андезиты — риодациты — риолиты) бонинитовую серию, характеризующуюся повышенными содержаниями MgO (8—10 % в андезибазальтах и 2 % в риолитах), хрома (до 972 г/т в магнезиальных андезибазальтах, 23—28 г/т в риолитах), кобальта (62—91 г/т в основных вулканитах, 28—77 г/т в андезитах и риолитах), никеля (до 146—230 г/т в базальтах, 19—47 г/т в риолитах). Вместе с тем заметно понижены в вулканитах серии содержания TiO_2 (0,13—0,43 % в базальтах при 0,15—0,65 % в риолитах), K_2O (0,07—0,48 % в базальтах при 0,06—0,6 % в риолитах), рубидия (до 6 г/т, чаще 1 г/т и менее), бария (10—80 г/т). В базальтах и андезибазальтах низки также содержания стронция (50—96 г/т), циркония (28—36 г/т), редкоземельных элементов; характерен V-образный (бонинитовый) спектр распределения РЗЭ.

Еще один крупный блок размером 4×2 км, сложенный породами лозовской толщи, изучен в междуречье Чирынай-Куйбивеем. Здесь преобладают пепловые и мелкообломочные туфы кислого состава, переслаивающиеся с пластовыми телами риолитов, дацитов и редкими потоками базальтов. Мелкие отторженцы пород лозовской толщи, заключенные в граувакковый цемент, широко распространены в верховьях рек Мал. Научирынай, Эльгеваям, Чирынай, их размеры варьируют от 5 до 490 м. Характер разреза и принадлежность лав лозовской толщи к бонинитовой серии позволяют говорить о их островодужной природе.

Блоки габброидов изучались в районе гор Угрюмая, Серая, Кекуры. Они не имеют признаков интрузивного внедрения и несомненно являются тектоническими отторженцами. Форма блоков округленно-линзовидная, размеры до 13×2,5 км, внутреннее строение неоднородное, пятнистое или полосчатое. Наибольшим распространением здесь пользуются неясно-полосчатые габбро-нориты, включающие линзы кумулятивных ультрабазитов. Кварцсодержащие амфиболовые габбро и кварцевые диориты образуют тоналитовую серию пород, которая образовалась, судя по характеру взаимоотношений с габбро-норитами, в результате их тоналитизации, хотя время и место этого процесса остаются неясными. Плагиограниты образуют разрозненные олистолиты, рассеянные в эльгеваямской толще, и крупные интрузивные массивы, прорывающие габбро-нориты, тоналиты и вулканогенно-осадочные породы лозовской толщи.

Имеющиеся геологические данные, а также анализ вещественного состава габброидов, тоналитов, плагиогранитов и вулканических пород лозовской толщи показывают, что они образуют пространственно сближенный и генетически единый комплекс, сформировавшийся в обстановке энсиматической островной дуги раннеюрского возраста. Как подобные образования могли оказаться среди граувакк эльгеваямской толщи — этот вопрос заслуживает специального обсуждения.

Охарактеризованные блоки вулканогенно-осадочных и глубинных магматических пород приурочены к зонам Эльгеваямского и Чирынайского меланжа, выделенным А. А. Александровым [1]. Цемент меланжей является автокластическим, т. е. представляет собой продукт тектонизации пород, слагающих глыбы и раму,— граувакковых микститов, габброидов, плагиогранитов и др. Динамометаморфизм сопровождался низкотемпературным бластезом с развитием метаморфогенных слоистых силикатов и других минералов с совершенной спайностью и волокнистого габитуса; вероятно, подобные изменения способствовали вязкопластичному течению вещества цемента под давлением. По-видимому, голубые и зеленые метаморфические сланцы, концентрирующиеся вокруг крупных блоков габброидов и вулканогенно-осадочных пород, возникли в результате локального повышения параметров динамотермально-метаморфических процессов, связанных с меланжеобразованием. Серпентинитовый состав цемента фиксируется только вокруг глыб, сложенных ультрабазитами. В частности, крупное дунитовое тело горы Средняя окружено оторочкой рассланцованных серпентинитов шириной 100—300 м.

В зонах автокластического меланжа чужеродные глыбы и блоки, входящие в состав эльгеваямской толщи, не испытывают существенного перемещения и перемешивания. Например, в районе горы Средняя можно видеть, как цепочка из глыб известняка, маркирующая единый олистостромовый горизонт, подходит к границе меланжа, проходит сквозь него и про-

слеживается дальше еще несколько километров. Очевидно, автокластические меланжи Майницкой зоны — это не что иное, как линейные участки мощного и разнообразно проявленного динамометаморфизма в эльгеваямской толще, приуроченные к скоплениям в ней чужеродных отторженцев. Может быть, это реакция на боковое сжатие механически неоднородной среды, какою является эльгеваямская толща.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ МАЙНИЦКОЙ ЗОНЫ

Изложенный фактический материал и его геодинамическая интерпретация показывают, что Майницкая тектоническая зона представляет собой хорошо сохранившуюся островодужную систему келловей-готеривского возраста. В пределах Ягельного меланжа вскрывается фундамент Майницкой островной дуги, представленный офиолитами, формировавшимися в зоне спрединга океанического или окраинноморского бассейна. Развитые здесь ферротитановые базальты слагали вулканические горы, осложнявшие строение океанского дна. К северу от Ягельного меланжа развиты вулканогенно-осадочные толщи, формировавшиеся в пределах подводных гор и небольших островов, слагавших вулканическую гряду Майницкой дуги. Широко распространенные здесь туфотерригенные толщи накапливались в прогибах между островами, у подножий, на террасах и у перегибов склонов островодужной гряды. К югу от Ягельного меланжа развиты сильнокатаклазированные и гидротермально проработанные оползневые отложения: граувакковые песчаники и микститы, включающие глыбы и гигантские отторженцы чужеродных пород. Подобные образования широко распространены на внешних склонах современных островных дуг в Японии, на Курилах, на Северном острове Новой Зеландии. Таким образом, в пределах Майницкой тектонической зоны сохранилось первичное взаиморасположение основных структурных элементов древней островодужной системы: на севере — осевая вулканическая гряда (тополевский комплекс), затем — внешняя невулканическая гряда (ягельный офиолитовый комплекс) и на юге — внешний приокеанический склон дуги, в пределах которого происходило формирование эльгеваямского комплекса. Выявленная полярность Майницкой островодужной системы позволяет реконструировать положение древнего глубоководного желоба на месте современной Алькатваамской зоны Корякского нагорья. История формирования островодужной системы представляется нам следующим образом (рис. 2).

На рубеже средней и поздней юры в северной части Тихого океана возникла зона субдукции, падавшая на север. В келловее? — оксфорде — готериве над ней сформировалась цепь вулканических построек, сначала подводных, а в кимеридж-волжское время появившихся над уровнем моря и образовавших островную дугу, отделившую обширное окраинное море от океанской акватории. Одновременно во фронтальной части островной дуги происходило образование так называемого субдукционного комплекса [10], материал которого имел двоякую природу. Интенсивная сейсмичность, расчлененный рельеф, активное воздымание и денудация островов способствовали быстрому переносу большого количества граувакковых псаммитов и алевритов вниз, по направлению к глубоководному желобу. С другой стороны сюда поступал экзотический и весьма разнородный материал, транспортировавшийся океанской плитой, которая несла на себе вулканические плато, гайоты, отмершие островные дуги, осложнявшие рельеф абиссальной океанической равнины. При попадании в желоб они срывались со своего основания, вминались в уже накопившиеся, но еще не литифицированные граувакки и пересыпались новыми порциями местного обломочного материала. Таким образом, в состав субдукционного комплекса попали позднепалеозойские — раннемезозойские известняки и высокотитанистые базальты (океанские гайоты), позднетриасовые-раннеюрские вулканогенно-осадочные породы, плагиограниты и габброиды (отмершие эпсиматические островные дуги). Известняки содержат остатки тропической фауны, свидетельствующие о длительном «путешествии» исходных океанических структур из южных широт в северные.

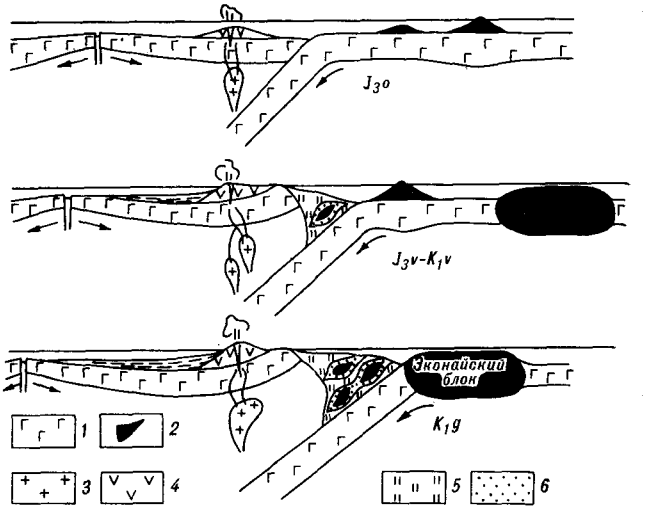


Рис. 2. Палеотектонические профили, иллюстрирующие эволюцию Майницкой островодужной системы.
1 — океаническая кора; *2* — чужеродные блоки; *3* — магматические очаги; *4* — вулканогенно-осадочные толщи осевой части Майницкой дуги; *5* — граувакки субдукционного комплекса Майницкой дуги; *6* — автокластические меланжи.

Непрерывное нисходящее движение погружавшейся океанической плиты имело несколько следствий. Во-первых, оно создавало боковое давление на осадки нижней части внешнего склона островной дуги, приводившее к какиритизации полулитифицированных граувакк эльгеваямской толщи. Гигантские чужеродные блоки при попадании в субдукционный комплекс становились жесткими упорами, вокруг которых происходило пластическое течение тектонизированных граувакковых микститов и формирование зон автокластических меланжей. На участках локального повышения давления возникали бластомилониты, бластокатаклазиты, голубые и зеленые сланцы. Во-вторых, в зону субдукции попадала морская вода, отжимающаяся из океанских осадков, нагревалась и, циркулируя по массе тектонизированных граувакк, пропитывала их низкотемпературными гидротермальными продуктами. И наконец, в-третьих, нисходящее движение плиты «затягивало» граувакковый материал вниз, под островную дугу, чему способствовали также проградация субдукционного комплекса в сторону океана и засыпание им глубоководного желоба. В результате этого процесса происходило воздымание фронтальной части дуги до тех пор, пока не был выведен на поверхность ее офиолитовый цоколь и не сформировалась внешняя невулканическая гряда.

В течение всего периода действия Майницкой островной дуги в ее тылу происходило раскрытие окраинно-морского бассейна и формирование кремнисто-базальтовых толщ, выходящих на поверхность в районе хр. Рарыткин и Алганского кряжа. В середине раннего мела островодужная система перестала функционировать, очевидно, вследствие заклинивания зоны субдукции Эконайским блоком. По-видимому, в это время в основном и сформировалась структура Майницкой тектонической зоны: окончательно оформились автокластические меланжи, были раздавлены и превращены в серпентинитовый меланж офиолиты фундамента, возник сложный линзовидно-блоковый структурный рисунок.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Александров А. А.* Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье.— М.: Наука, 1978.
2. *Бычков Ю. М., Дагис А. С.* Позднетриасовая фауна Корякского нагорья и ее значение для палеогеографических и палеотектонических построений // Стратиграфия, фауна и флора триаса Сибири.— М.: Наука, 1984.— С. 8—18. (Тр./ИГиГ СО АН СССР; Вып. 600).
3. *Гельман М. Л., Бычков Ю. М., Левин Б. С.* Бониниты в Корякском нагорье // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1988.— № 2.— С. 35—47.
4. *Геология* дна Филиппинского моря.— М.: Наука, 1980.
5. *Мурдмаа И. О.* Эдафогенные обломочные отложения современных океанов // XXV сессия МГК: Докл. советских геологов. Палеонтология. Морская геология.— М.: Наука, 1976.— С. 164—165.
6. *Очерки* тектоники Корякского нагорья/Ю. М. Пущаровский, С. М. Тильман.— М.: Наука, 1982.
7. *Пейве А. А.* Строение и структурное положение офиолитов Корякского хребта.— М.: Наука, 1984.
8. *Arthur M. A., Garson B., Huene von R.* Initial tectonic deformation of hemipelagic sediment at the leacting edge of the Japan convergent margin // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— Washington: US Govern. Print. Office.— 1980.— V. 57.— P. 569—586.
9. *Crawford A. J., Beccaluva L., Sekri G., Dostal G.* Petrology, geochemistry and tectonic implication of volcanics dredged from the intersection of the Yap and Mariana trenches // Earth and Planet. Sci.— 1986.— V. 80.— P. 265—280.
10. *Dichinson W. R., Seely D. R.* Structure and stratigraphy of Forarc Regions // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.— 1979.— V. 63, N 1.— P. 2—32.
11. *Hussong D. M., Uyeda S.* Tectonic processes and the history of the Mariana arc: a synthesis of the results of deep sea drilling project leg. 60 // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— Washington: US Govern. Print. Office.— 1981.— V. 60.— P. 909—929.
12. *Sharaskin A. Ya., Pustchin I. K. et al.* Two ophiolite sequenses from the basement of the northern Tonga arc // Ofioliti.— 1983.— V. 8, N 3.— P. 411—430.
13. *Stow D. A. V., Lovell J. P. B.* Conturites: their recognition in modern and ancient sediments // Earth-Sci. Revs.— 1979.— V. 14.— P. 251—291.

ПГО Аэрогеология
ГЕОХИ АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
8 апреля 1987 г.

ДИСКУССИЯ

Представляется, что может быть высказана иная точка зрения на образование Северо-Корякской складчатой системы, в состав которой входит Майницкая тектоническая зона.

Северо-Корякская складчатая система возникла в зоне раздвига между Северо-Азиатской и Тихоокеанской плитами. Осевая линия раздвига проходила вдоль западного побережья Камчатки (прогиб Тинро) и далее на северо-восток вдоль Пенжинского прогиба в сторону Северо-Американской плиты, разделяясь на несколько ветвей: Рарыткинско-Золотогорскую, Майницкую, Пикасьваам-Хатырскую и Вывенско-Ватынскую.

Раздвиг плит происходил в конце раннего мела. Он сопровождался вскрытием меланократового фундамента (гипербазиты, эклогиты и др.), интенсивной подводной вулканической деятельностью в новообразованных прогибах и терригенным осадконакоплением. С этим периодом связано становление интрузивных массивов от габбро до плагиогранитов. Тектонические движения вдоль раздвига сопровождались на краях плит активной вулканической деятельностью в пределах Охотско-Чукотского и Восточно-Камчатского вулканических поясов.

Процессы раздвига плит, по-видимому, имели место и в более ранние периоды геологической истории Северной Корякии, о чем свидетельствуют присутствующие в разрезах девона — карбона породы офиолитового комплекса.

«Закрытие» раздвига произошло в конце мела — начале палеогена в результате горизонтального сжатия. Оно сопровождалось образованием чешуйчато-надвиговых структур, вдоль которых выведены на поверхность породы меланократового фундамента в виде зон серпентинитового меланжа.

Эти представления, на мой взгляд, лучше других объясняют появление в Корякском нагорье пород офиолитового комплекса, сложно дислоцированного совместно с протерозойскими, палеозойскими и мезозойскими породами в зонах меланжа. Последние перекрыты базальными конгломератами и конглобрекчиями верхнего альба — сеномана и более молодыми терригенными и вулканогенными образованиями. Следовательно, процессы раздвига в пределах Корякии прекратились в середине мела, после чего происходили орогенические движения и связанные с ними накопления позднемеловых — раннекайнозойских молосс.

СВПГО *А. А. Житецкий*

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

№ 3 1989

УДК 551.24(571.66)

А. И. Малиновский, В. И. Тихонова, Н. В. Трушкова

О ДВУХ ТИПАХ ИСТОЧНИКОВ СНОСА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ОЛЮТОРСКОГО ПРОГИБА ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ

На основании изучения состава и характера распределения породообразующих, акцессорных и глинистых минералов песчаников, их петрохимических особенностей, а также анализа состава акцессорных гранатов в пределах Олюторского прогиба выделены две существенно отличающиеся друг от друга провинции. Эти различия дают основание сделать вывод о неоднородности источников питания прогиба и, следовательно, о гетерогенности фундамента Восточно-Камчатской геосинклинали. Наряду с преобладающими фемическими источниками питания, поставлявшими основную часть обломочного материала в седиментационные бассейны прогиба, существовали и подчиненные сиалические, представлявшие собой реликты гранитно-метаморфического слоя континентальной земной коры, вероятно существовавшие в геологическом прошлом на территории современного Берингова моря.

Изучению вещественного состава терригенных пород Восточной Камчатки с целью выявить характер источников питания и тип земной коры, на которой закладывалась и развивалась Корякско-Камчатская геосинклиналь, уделяют внимание многие геологи [11—13, 20, 21, 24—27]. Согласно одним [11—13], геосинклиналь заложилась на океанической фемической коре и развивалась как океаническая островодужная система на фоне непрерывной вулканической деятельности. Другими [20, 21, 24—27] было показано, что преобладающий фемический континентальный фундамент Восточной Камчатки возможно содержал отдельные континентальные сиалические блоки. Вещественный состав геосинклинальных и орогенных комплексов Олюторского прогиба Восточной Камчатки, изученный авторами, свидетельствует в пользу последнего предположения: по составу и характеру распределения породообразующих компонентов, минералов тяжелой и дисперсной фракций песчаников прогиба в нем выявлено две минералого-геохимические провинции, существенно отличающиеся друг от друга, что дает основание сделать вывод о возможной неоднородности источников питания прогиба и, следовательно, о гетерогенности фундамента Восточно-Камчатской геосинклинали.

Все геосинклинальные вулканогенно-осадочные образования Олюторского прогиба разделяются на два комплекса: раннегеосинклинальный, дофлишевый и позднегеосинклинальный, объединяющий флишевую и молассовую формации [1, 5, 6, 14] (рис. 1).

Раннегеосинклинальный комплекс включает серии: ватынскую, отвечающую офиолитовой формации, и лежащую выше ачайваямскую — островодужную [3, 5, 6, 14, 17]. Меловая ватынская серия, являющаяся, вероятно, складчатым основанием прогиба, обнажается вдоль северной и восточной окраин прогиба. Она сложена основными вулканитами, перемежающимися с кремнистыми и терригенными породами. С серией пространственно связаны небольшие габбро-гипербазитовые массивы, образующие непрерывный пояс вдоль всего поля ее развития. Позднемеловая-палеогеновая ачайваямская серия состоит из переслаивающихся разнообразных пирокластических, эффузивных и кремнистых, а также подчиненных им песчаных и глинистых пород. Общая мощность раннегеосинклинальных отложений около 9 тыс. м.

Позднегеосинклинальный комплекс представлен мощными терригенными песчано-глинистыми, часто флишевыми морскими эоцен-олигоценовыми отложениями, объединенными в ильпинскую серию, а также молассовыми континентально-морскими неогеновыми отложениями алугинской, пахачинской и корфской свит [5, 6, 9, 10, 17, 23]. Ильпинская свита сложена флишоидно переслаивающимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами, отмечаются отдельные пачки туфов, аргиллитов, песчаников, эффузивов, многочисленны прослои и конкреции мергелей. Алугинскую свиту слагают слаболитифицированные алевролиты и аргиллиты, содержащие многочисленные конкреции и линзы мергелей, а также прослои песчаников, туфов, конгломератов и гравелитов.

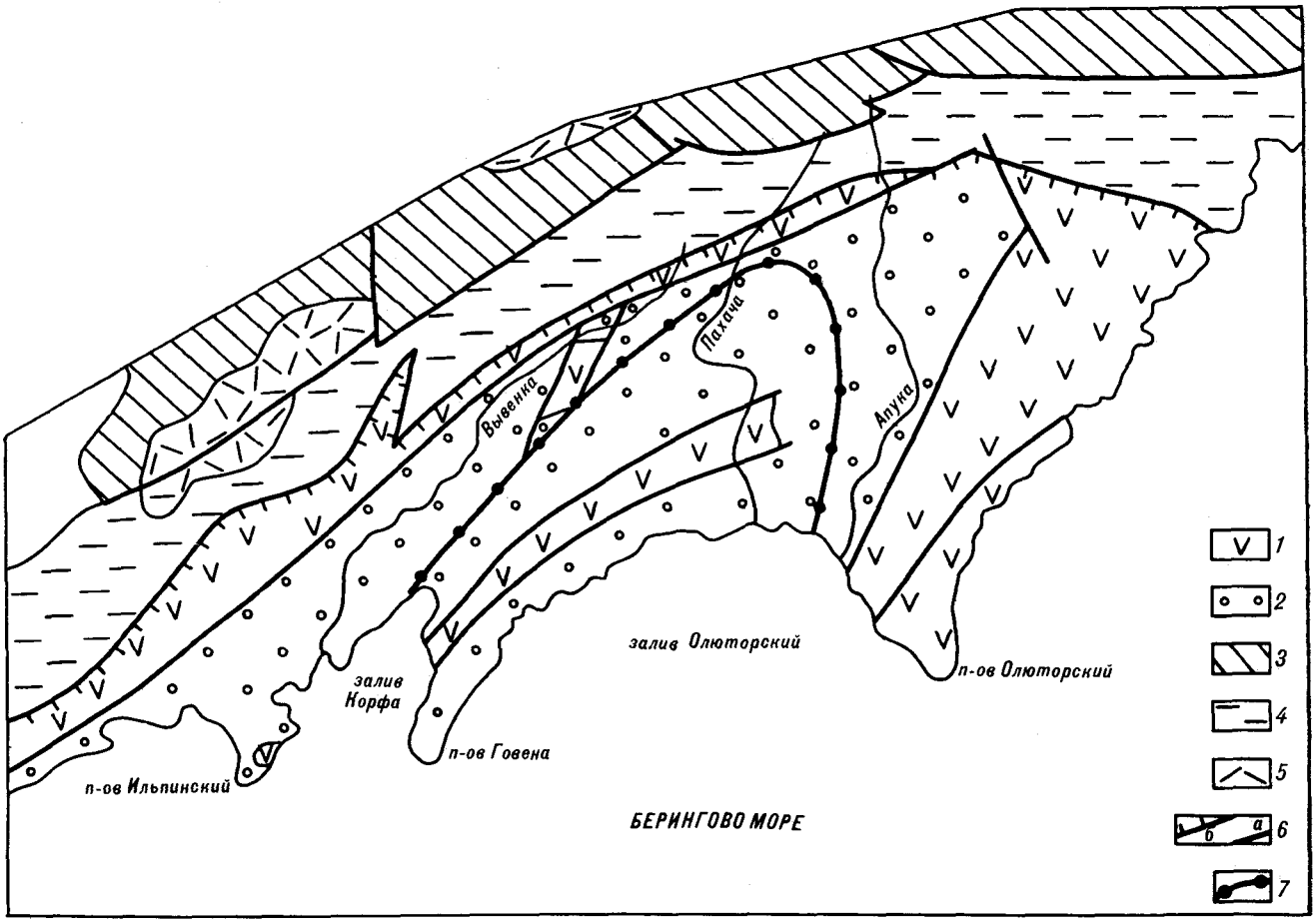


Рис. 1. Схема тектонического районирования южной части Корякского нагорья.

1, 2 — Олюторский прогиб: *1* — раннегеосинклинальный комплекс, *2* — позднегеосинклинальный комплекс; *3, 4* — зоны преимущественно флишево-олистостромовых образований: *3* — Пикасьваямская, *4* — Укэлаятская; *5* — наложенные вулканические поля; *6* — главнейшие разломы (*а*) и надвиги (*б*); *7* — граница между окраинной и центральной зонами Олюторского прогиба.

Пахачинская свита состоит из чередующихся алевролитов, аргиллитов, песчаников, гравелитов, конгломератов. Значительную роль играют конкреции и конкреционные прослои песчаников и мергелей. Корфская свита представлена континентальными угленосными отложениями: конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, туфами, эффузивами, углями. Велико количество конкреций и прослоев карбонатизированных песчаников. Мощность позднегеосинклинальных отложений более 13 тыс. м.

Неоднородность состава отложений прогиба впервые была обнаружена нами при сравнении минералогии песчаных пород Ильпинского полуострова и бассейна р. Пахача [9], а в дальнейшем оказалось возможным выделить две минералогические провинции или зоны — окраинную и центральную (см. рис. 1). Окраинная зона охватывает п-ов Ильпинский, бассейн р. Вывенка, западное побережье зал. Корфа, бассейн верхнего течения р. Пахача, а также р. Апука. К центральной зоне относятся п-ов Говена, западное и северное побережье Олюторского залива, нижнее и среднее течение р. Пахача.

Окраинная минералогическая зона — ярко выраженная фемическая, во многом близкая к прежде изученным осадочно-вулканогенным образованиям Камчатско-Корякской складчатой области [11—13, 21, 24, 35]. Ассоциация фемических минералов (рис. 2), в которую входят типичные для габбро-гипербазитов хромит, магнетит, ильменит и лейкоксен, занимает здесь до 55 % общего количества минералов тяжелой фракции, а вместе с минералами вулканической андезитобазальтовой ассоциации (моноклинным и ромбическим пироксеном, роговой обманкой и эпидотом) содержание ее не опускается ниже 95 %, оставшуюся часть составляют сиалические минералы (циркон, сфен, турмалин, апатит, рутил и гранат.) Состав минералов в фемической ассоциации свидетельствует об андезитобазальтовом, субаэральном, эксплозивном типе вулканических извержений, которые

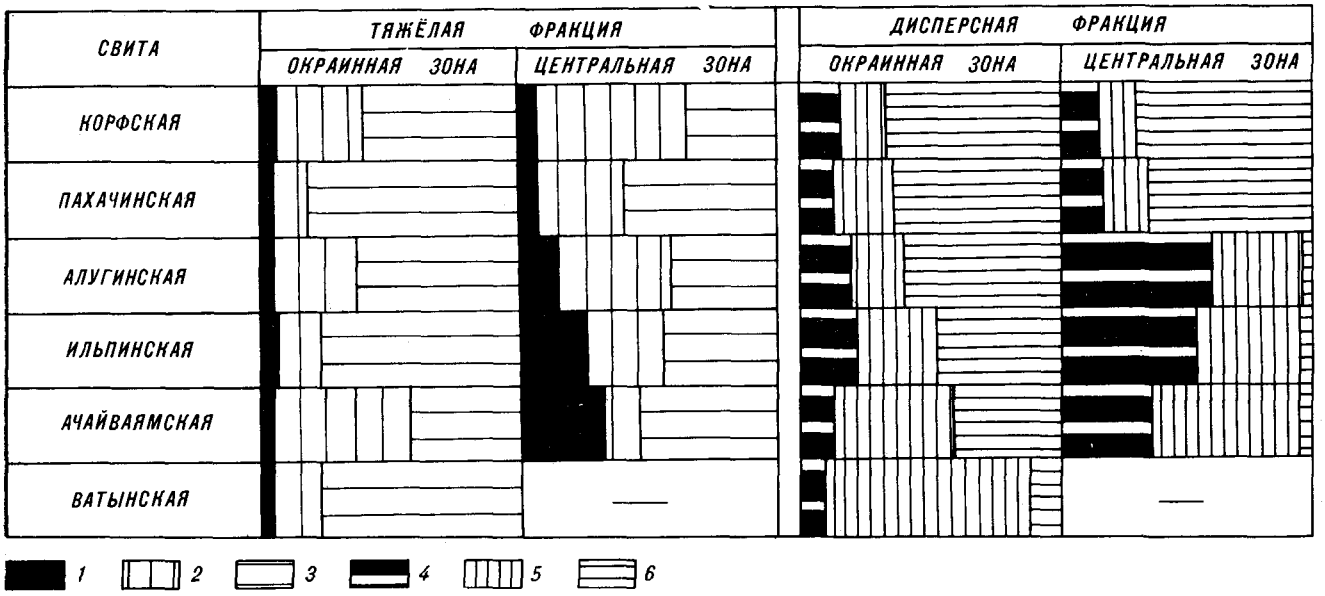


Рис. 2. Минеральный состав тяжелой и дисперсной фракций терригенных пород Олюторского прогиба (в процентах).

Ассоциации тяжелых минералов: *1* — сиалическая, *2*, *3* — фемические (*2* — габбро-гипербазитовая, *3* — вулканическая андезитобазальтовая). Минералы дисперсной фракции: *4* — гидрослюда, *5* — хлорит, *6* — смектит. Прочерк — нет данных.

играли определяющую роль в питании бассейнов седиментации обломочным, пепловым и тефровым материалом на протяжении всей геологической истории этой части Олюторского прогиба.

В центральной минералогической зоне, наряду с фемической ассоциацией тяжелых минералов, в которой по-прежнему преобладают вулканические (до 56 %), более заметную роль играет сиалическая ассоциация — до 40 % всей тяжелой фракции. В сиалическую ассоциацию, кроме обычных — циркона, турмалина, сфена, апатита, рутила и граната, источником которых могли быть как магматические, так и осадочно-метаморфические комплексы, входят типичные метаморфические и скарновые: везувиан, корунд, анатаз, ортит, брукит, силлиманит, ставролит, андалузит, дистен, флюорит (в сумме до 8 %) — минералы, существование которых в пределах прогиба ранее не было известно (см. рис. 2). Таким образом, состав минералов тяжелой фракции песчаников Олюторского прогиба дает первое основание предполагать существование наряду с типичными фемическими источниками обломочного материала и сиалических, сложенных, вероятно, метаморфическими комплексами.

С целью уточнения характера источников питания прогиба исследовались гранаты, которые в песчаниках центральной зоны составляют до 15 % тяжелой фракции.

Среди гранатов преобладают бледно-розовые и розовые разности с оранжевыми и коричневыми оттенками. Реже встречаются желтые и зеленовато-желтые зерна. Большинство их прозрачно и лишь незначительное число бледно-розовых разностей непрозрачно из-за темных пылевидных включений. В розовых прозрачных гранатах иногда наблюдаются точечные черные включения. По форме преобладают неправильные, остроугольные обломки с раковистым изломом. Целые кристаллы встречаются редко и имеют изометричную форму.

Химический состав гранатов определялся в ДВГИ ДВНЦ АН СССР на электронном микроанализаторе JXA-5A Н. А. Кирюхиной. Были проанализированы 56 зерен, из них в 14 были замерены центральные и краевые части зерен (см. таблицу).

Как известно, гранаты происходят либо из метаморфических пород, либо, значительно реже, из пород известково-щелочных магматических серий, развитых на мощной земной коре с утолщенным «гранитным» слоем [8, 16]. Данных о присутствии гранатов в известково-щелочных вулканитах Олюторского прогиба нет, поэтому мы предполагаем, что их источником были метаморфические породы.

Почти все изученные нами гранаты относятся к группе альмандина (Al_2O_3 — 19,49 — 22,36 %; $FeO + Fe_2O_3$ — 22,10—37,27 %), и лишь три — к группе андрадита ($FeO + Fe_2O_3$ — в среднем 27 %), (CaO — в среднем 32 %) (см. таблицу). Андрадит — типичный минерал контактово- и термально-метаморфизованных известковистых осадков и особенно часто встречается в метасоматических скарнах [4].

Химический состав гранатов из терригенных пород Олюторского прогиба Восточной Камчатки

Номер пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Сумма
Окраинная зона								
Т-3227	37,27	0,02	21,22	35,94	3,14	1,03	2,56	101,18
Т-3227, ц	37,05	0,13	21,12	35,61	2,43	1,23	2,99	100,57
Т-3227, к	37,15	0,17	21,12	35,23	2,47	1,16	3,32	100,63
Т-2737-А	38,36	0,13	21,74	30,18	1,08	5,46	3,97	100,92
Т-2737-А, ц	37,45	0,06	21,67	26,84	8,83	3,94	1,33	100,88
Т-2729, ц	37,79	0,29	21,91	31,73	2,35	4,09	3,04	101,19
Т-2729, к	38,02	0,20	21,77	31,35	2,58	4,54	2,96	101,42
Т-2722, ц	38,07	0,29	21,69	31,45	2,43	4,36	3,18	101,47
Т-2722, к	38,27	0,27	21,85	29,82	2,73	4,76	3,15	100,86
Т-2722	38,05	0,30	22,36	32,50	1,55	5,86	1,10	101,73
Т-2722, ц	38,18	0,26	21,84	32,78	1,70	4,18	3,17	102,12
Т-2722, к	38,02	0,26	22,16	32,86	1,80	3,79	3,17	102,09
Т-2722, ц	37,84	0,15	21,99	34,61	2,03	3,50	2,49	102,63
Т-2722, к	38,25	0,19	21,71	33,65	2,40	3,97	2,76	102,96
Т-2722, ц	37,88	0,45	22,01	37,76	0,60	5,18	1,57	102,47
Т-2722, к	38,26	0,35	22,27	32,36	0,50	6,71	1,55	102,02
Т-2722	38,07	0,10	22,28	33,26	1,50	5,42	1,11	101,74
Т-2173	36,49	0,20	22,29	35,99	0,95	3,09	2,31	101,33
Т-2173	36,43	0,15	22,03	36,01	1,46	2,73	1,95	100,77
Т-2173	35,81	0,10	22,02	37,51	1,68	1,27	2,53	100,92
Т-3198, ц	35,40	0,24	21,64	37,50	1,34	1,26	2,90	100,36
Т-3198, к	36,01	0,17	21,43	36,33	1,42	1,07	2,87	99,32
Т-3198	36,95	0,09	19,66	31,29	8,30	1,34	1,44	99,07
Т-3198	37,13	0,27	20,80	35,43	1,26	2,46	3,46	100,78
Т-2726-А, ц	36,33	0,21	19,63	33,96	1,88	3,69	2,79	98,49
Т-2726-А, к	36,38	0,18	19,49	34,06	2,15	3,70	2,56	98,53
Т-2726-А	37,24	0,21	19,38	33,30	1,92	4,13	2,90	99,08
Т-2726-А	36,87	0,20	21,45	32,95	2,01	3,71	2,99	100,18
Т-2726-А	36,15	0,06	19,16	37,27	5,63	0,66	0,40	99,33
Т-2755, ц	36,56	0,03	22,37	33,83	2,62	3,98	2,08	101,47
Т-2755, к	37,38	0,01	21,53	33,40	2,60	3,83	1,84	100,60
Т-2755, ц	36,88	0,07	21,61	34,99	1,04	4,82	1,12	100,54
Т-2755, к	36,94	0,07	21,55	34,77	1,10	4,84	1,07	100,34
Т-2755	37,08	0,12	21,53	32,97	0,71	5,11	1,52	99,04
Т-2755	37,15	0,14	21,45	33,33	1,12	5,62	1,29	100,10
Т-2755, ц	37,17	0,04	21,26	33,43	4,04	4,02	0,74	100,70
Т-2755, к	37,33	0,02	21,30	33,71	3,89	4,06	0,76	101,09
Т-2582-А	35,44	0,03	0,03	28,64	0,37	0,09	33,17	97,81
Центральная зона								
Т-3346	38,88	0,22	19,65	32,81	1,29	3,40	3,19	99,44
Т-3346	39,38	0,20	19,80	31,74	2,17	4,35	1,92	99,56
Т-3319	39,15	0,77	19,51	29,93	1,42	3,63	5,79	100,20
Т-3319	39,08	0,24	19,66	33,16	1,33	2,98	3,50	100,25
Т-3251-А	38,57	0,23	20,09	33,80	1,05	3,32	2,20	99,26
Т-3251-А	40,11	0,10	19,91	31,74	1,00	5,19	1,51	99,56
Т-3253-А	40,92	0,12	20,59	22,77	0,65	6,79	8,66	100,50
Т-3253-А	40,41	0,04	20,89	22,10	0,59	8,97	6,61	99,61
Т-3252-Б	38,58	0,21	19,82	30,18	1,77	1,80	7,50	99,86
Т-3252-Б	38,54	0,35	20,02	30,32	0,81	4,85	5,07	99,96
Т-3252-Б	38,56	0,20	20,39	33,17	1,20	3,78	2,59	99,89
Т-3335	36,71	0,03	0,11	27,47	0,32	—	32,28	96,92
Т-3335	37,14	0,01	0,07	27,26	0,24	—	32,25	96,97
Т-3247-А	36,94	0,11	21,16	36,20	1,94	1,44	3,33	101,12
Т-3248	37,33	0,21	20,92	34,02	1,90	2,85	0,93	98,32
Т-3266-Б	37,73	0,26	21,71	32,24	1,29	5,06	2,44	100,77
Т-3253-Б	37,75	0,20	21,70	33,42	1,16	4,10	2,69	101,03
Т-3253-Б	38,42	0,28	20,47	32,62	1,24	4,07	3,31	100,49
Т-3253-Б	37,41	0,26	21,51	31,53	2,24	2,96	4,95	100,94
Т-3253-Б	37,57	0,21	20,61	31,30	3,45	2,91	4,34	100,44
Т-3253-Б	37,17	0,26	21,38	33,07	1,46	3,42	3,50	100,34
Т-3253-Б	36,21	0,09	20,33	37,47	2,74	1,40	1,10	99,39
Т-3250	39,39	0,13	21,65	20,52	0,56	10,16	7,01	99,42
Т-3252-А	37,50	0,49	20,99	31,31	2,53	4,54	3,28	100,54
Т-3249-Б	37,57	0,23	21,46	32,70	2,14	3,78	2,72	100,60

Примечание. ц — центр зерна; к — край зерна; прочерк — не обнаружено. Гранаты анализировались в ДВГИ ДВО АН СССР на электронном микроанализаторе JXA-5A, аналитик Н. А. Кирюхина.

Альмандины Олюторского прогиба на трехкомпонентной диаграмме Н. В. Соболева [1] (рис. 3) разделяются на две группы. К первой группе относятся все гранаты окраинной зоны и большая часть центральной. Все они попадают в поля роговиковой и амфиболитовой фаций метаморфизма, характеризующих метаморфизм средних глубин и умеренных температур. Гранаты этой группы происходят из слабометаморфизованных габброидов и вулканогенно-осадочных пород, типичных представителей офиолитовых и островодужных комплексов [18]. Во вторую группу входят только гранаты центральной зоны. Они соответствуют полям амфиболитовой, гранулитовой и даже эклогитовой фаций метаморфизма, что свидетельствует о значительных глубинах и температуре их образования. Источником их могли быть лишь сильно метаморфизованные породы, участвовавшие в строении гранитно-метаморфического слоя земной коры континентального типа. Таким образом, различный состав гранатов двух зон Олюторского прогиба также дает основание говорить о возможности существования двух различных типов источников питания обломочным материалом седиментационных бассейнов прогиба, один из которых ярко выраженный метаморфический.

Две выделенные зоны различаются и по характеру распределения глинистых минералов дисперсной фракции (см. рис. 2). В окраинной зоне преобладает хлорит-смектитовая ассоциация (в среднем до 80 %), связанная с разложением вулканогенного материала среднего и основного состава. В центральной зоне увеличивается роль хлорит-гидрослюдистой ассоциации (содержание гидрослюды до 60 %), что предполагает участие в строении источников питания сиалических компонентов наряду с фемическими.

С минеральным составом тяжелой и дисперсной фракций хорошо согласуется и породообразующая составляющая песчаников. Хотя на классификационном треугольнике В. Д. Шутова (рис. 4) песчаники обеих зон располагаются в полях полевошпатово-кварцевых, кварцево-полевошпатовых, полевошпатовых и собственно граувакк [28], они различаются по содержанию кварца, в среднем большему в центральной зоне, а также по составу обломков пород: в окраинной зоне

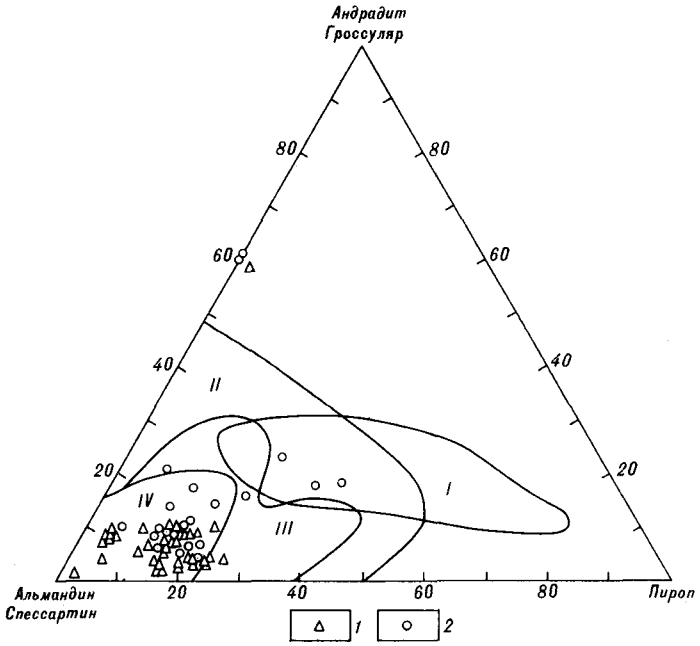


Рис. 3. Диаграмма состава гранатов из терригенных пород Олюторского прогиба по Н. В. Соболеву [19].

1 — гранаты из окраинной зоны прогиба; *2* — гранаты из центральной зоны прогиба. Фации метаморфизма: *I* — эклогитовая, *II* — гранулитовая, *III* — амфиболитовая, *IV* — роговиковая.

преобладают основные и средние эффузивы, а в центральной — кремнистые и терригенные породы.

Химические составы песчаников окраинной и центральной зон также различаются довольно четко. Наиболее ярко эти различия видны при сравнении их по содержанию кремнекислоты, а также по коэффициентам фемичности ($Fe_2O_3 + FeO + MgO/Al_2O_3$), «зрелости» ($SiO_2/Al_2O_3$) и магнезиальности ($MgO/CaO$) (рис. 5) [9, 11, 15], которые служат надежным критерием для разделения песчаных пород на граувакки и аркозы, т. е. указывают соответственно на фемический либо сиалический источник исходного материала [11, 29, 30]. В нашем случае песчаники центральной зоны прогиба, по сравнению с окраинной, отличаются значительно бо́льшим содержанием SiO_2, большей «зрелостью» обломочного материала, а также меньшей его магнезиальностью и фемичностью, что приближает их к аркозам (при общем граувакковом характере материала) и подтверждает существование сиалических источников питания для бассейнов осадконакопления центральной зоны, кроме главных фемических.

Все рассмотренные различия в вещественном составе песчаных пород двух зон Олюторского прогиба доказывают существование двух различных источников обломочного материала. Если вопрос об источнике для окраинной зоны решается однозначно: разрушались основные и средние вулканиты и их производные, терригенные и кремнистые породы при участии определенной доли ультрабазитов и габброидов, слагающих фемический фундамент прогиба, то для центральной зоны источники материала, вероятно, были более контрастными. С одной стороны, принадлежность песчаников зоны к типичным граувакам, соответствие их химического состава вулканитам андезитобазальтового ряда, преобладание среди тяжелых минералов фемической ассоциации свидетельствуют о ведущей роли, так же как и в окраинной зоне прогиба, фемических источников при существенном влиянии вулканических процессов. С другой стороны, присутствие среди минералов тяжелой фракции типичных гранитно-метаморфических минералов, в том числе гранатов высоких ступеней метаморфизма, большая роль в дисперсной фракции хлорит-гидрослюдистой ассоциации минералов, а также более кислый химический состав песчаников зоны по сравнению с предыдущими свидетельствуют о существовании в геологическом прошлом сиалических источников сноса, сложенных гранитно-метаморфическими комплексами.

Ближайшие к Олюторскому прогибу выходы метаморфических пород находятся на полуостровах Озерной и Камчатский Мыс, о. Карагинский, в Хавывенском кристаллическом выступе, на подводном хр. Ширшова, а также в северной и северо-западной частях Корякского нагорья [2, 18, 27]. Поступление метаморфического обломочного материала с севера и северо-запада исключается, так как с раннего кайнозоя этому препятствовала горная цепь Корякского хребта, служившая ба-

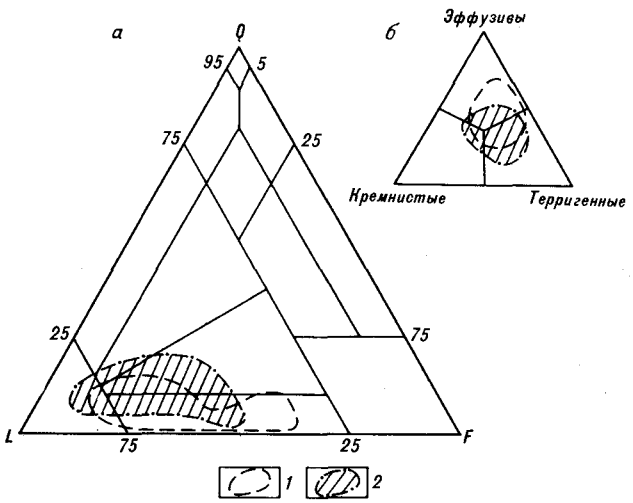


Рис. 4. Состав породообразующих компонентов песчаников Олюторского прогиба, по В. Д. Шутову [28].

а — основной треугольник, *б* — обломки пород. Поля распространения песчаников: *1* — окраинной зоны, *2* — центральной зоны, *Q* — кварц, *F* — полевые шпаты, *L* — обломки пород.

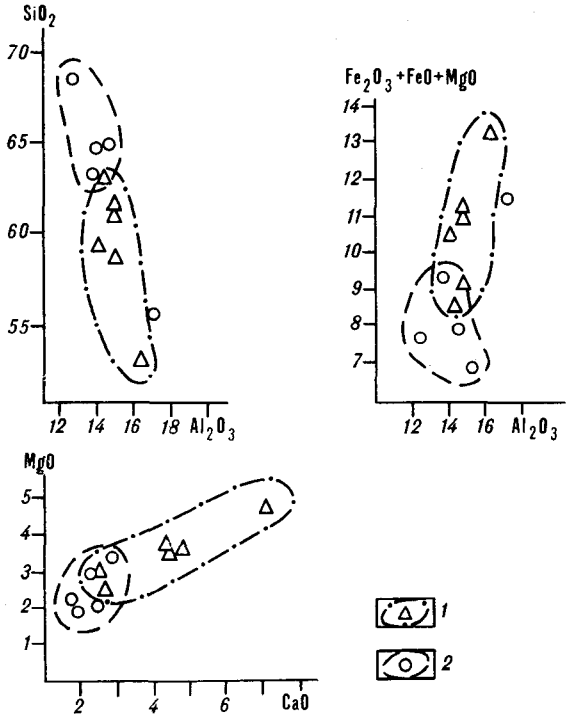


Рис. 5. Диаграммы основных петрохимических коэффициентов для песчаников Олюторского прогиба.
1 — окраинная зона, *2* — центральная зона.

рьером для обломочного материала. Это предположение подтверждается отсутствием в терригенных породах северной части окраинной зоны метаморфических минералов, обычных для пород центральной зоны. Следовательно, источники сноса находились более вероятно к югу и юго-западу от седиментационных бассейнов Олюторского прогиба.

Предположение о существовании участков сиалической суши на месте современного Берингова моря в геологическом прошлом (континент Беринго-Юкония) высказывалось еще в пятидесятых годах [22]. М. Ю. Хотин и М. Н. Шапиро [21, 24, 25], выделившие на п-ове Камчатский Мыс терригенную субаркозовую формацию, где наряду с фемическими компонентами присутствуют гранитно-метаморфические породообразующие и акцессорные минералы, пришли к выводу, что к востоку от современной Камчатки (по крайней мере на широте п-ова Комчатский Мыс) с мела до конца неогена существовали участки суши, сложенные разнообразным комплексом метаморфических и осадочных пород.

Судя по распределению тяжелых минералов в песчаниках прогиба, их слабой окатанности, а также присутствию среди сиалических минералов довольно неустойчивых (гранат, ставролит, роговая обманка, андалузит), источники материала располагались недалеко от Олюторского прогиба, в пределах современного Берингова моря. Так как сиалическая ассоциация в центральной зоне обнаруживается начиная с ачайваямской свиты, можно утверждать, что ее источники существовали по крайней мере с позднего мела до плиоцена.

Предположению, что гранитно-метаморфический материал мог быть доставлен в седиментационные бассейны Олюторского прогиба с севера плавающими льдами [7], противоречит отсутствие в отложениях крупных обломков, глыб и галек гранитно-метаморфических пород.

Таким образом, вещественный состав обломочного материала песчаников Олюторского прогиба свидетельствует в пользу существования в позднем мелу — плиоцене не только преобладающих фемических источников питания, которые слагали обрамление и, вероятно, фундамент Олюторского прогиба, но и подчиненных сиалических, представлявших собой реликты гранитно-метаморфического слоя континентальной коры, вероятно существовавшей на территории современного Берингова моря.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Алексеев Э. С.* Основные черты развития структуры южной части Корякского нагорья // Геотектоника.— 1979.— № 1.— С. 85—96.
2. *Баранов Б. В., Волокитина Л. П.* Подводные поднятия и их положение в структуре окраинных морей северо-западной части Тихого океана // Геоморфология и тектоника дна океана.— М.: Наука, 1985.— С. 100—114.
3. *Вишневская В. С., Сухов А. Н., Чехович В. Д.* Возраст ватынской серии (Олюторская зона Корякского нагорья) // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1981.— № 12.— С. 71—78.
4. *Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. Т. 1.— М.: Мир, 1965.
5. *Егиазаров Б. Х., Криштофович Л. В., Пичугина Г. К.* Палеогеновые и неогеновые отложения восточной части Олюторского прогиба // Геология Корякского нагорья.— М.: Наука, 1963.— С. 109—121.
6. *Егиазаров Б. Х., Дундо О. П., Аникеева Л. И. и др.* Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья.— Л.: Недра, 1965.
7. *Лисицын А. П.* Процессы современного осадкообразования в Беринговом море.— М.: Наука, 1966.
8. *Максимов С. О.* Гранат как индикатор *P — T*-условий происхождения вулканических серий // Минералы — индикаторы петрогенеза/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1980.— С. 17—39.
9. *Малиновский А. И.* Геохимия и минералогия песчаников молассовой формации Олюторского прогиба (Восточная Камчатка) // Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1985.— С. 128—142.
10. *Маркевич П. В.* Флишевые формации северо-западной части Тихоокеанского складчатого пояса.— М.: Наука, 1978.

11. *Маркевич П. В.* Геосинклинальное терригенное осадконакопление на востоке Азии в фанерозое.— М.: Наука, 1985.
12. *Маркевич П. В., Чудаев О. В.* Вещественный состав песчаников флишевых формаций Сихотэ-Алиня и Камчатки // Геохимия и минералогия осадочных комплексов Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1979.— С. 3—20.
13. *Маркевич П. В., Чудаев О. В.* Минеральный состав песчаных и глинистых пород геосинклинальных формаций Восточной Камчатки // Геологическая история Берингова моря/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1981.— С. 83—94.
14. *Очерки* тектоники Корякского нагорья.— М.: Наука, 1982.
15. *Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р.* Пески и песчаники.— М.: Мир, 1976.
16. *Попов В. С.* Состав граната как показатель генезиса известково-щелочных изверженных пород // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1982.— № 3.— С. 36—48.
17. *Салин Ю. С., Храмов К. А., Коноваленко А. А.* Геологическое строение осевой части Олюторского прогиба // Геология Дальнего Востока.— Хабаровск, 1972.— С. 175—186.
18. *Силантьев С. А., Баранов Б. В., Колесов Г. М.* Геохимия и петрология амфиболитов хребта Ширшова (Берингово море) // Геохимия.— 1985.— № 12.— С. 1694—1705.
19. *Соболев Н. В.* Парагенетические типы гранатов.— М.: Наука, 1964.
20. *Ханчук А. И.* Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах Восточной Азии/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1985.
21. *Хотин М. Ю.* Эффузивно-туфокремнистая формация Камчатского Мыса.— М.: Наука, 1976.
22. *Чайковский В. К.* Новые данные о Тихоокеанском поясе // Сов. геология.— 1956.— Вып. 50.— С. 134—149.
23. *Челебаева А. И.* Вопросы стратиграфии континентального кайнозоя Камчатки.— Л.: Наука, 1971.
24. *Шапиро М. Н.* Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки.— М.: Наука, 1976.
25. *Шапиро М. Н., Хотин М. Ю.* Верхнемеловые кварц-полевошпатовые песчаники Восточной Камчатки // Литология и полезн. ископаемые.— 1973.— № 5.— С. 67—74.
26. *Шульдинер В. И., Высоцкий С. В., Ханчук А. И.* Типы земной коры и ее эволюция в островодужных системах Дальнего Востока // Геология дальневосточной окраины Азии/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1981.— С. 38—52.
27. *Шульдинер В. И., Высоцкий С. В., Ханчук А. И.* Кристаллический фундамент Камчатки: строение и эволюция // Геотектоника.— 1979.— № 2.— С. 80—93.
28. *Шутов В. Д.* Граувакки.— М.: Наука, 1972.
29. *Dickinson W. R., Beard L. S., Brakenridge G. R. et al.* Provenance of North American Phannerozoic Sandstones in relation to tectonic setting // Geol. Soc. Amer. Bull.— 1983.— V. 94.— P. 222—235.
30. *Pettijohn F. I.* Chemical composition of sandstones — excluding carbonate and volcanic Sands // Geol. Surv. Profess. Pap.— 1963.— N. 440 S.— P. 1—21.

ДВГИ ДВО АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
19 мая 1987 г.

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

№ 3 1989

УДК 550.834(571.61 + 571.62)

Б. П. Мишенькин, Е. А. Колмаков, З. Р. Мишенькина, В. В. Анненков, А. В. Брыксин, Е. Н. Тен, И. Ф. Шелудько

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЛУБИННОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ НА ВОСТОКЕ ТРАССЫ БАМ

На восточном участке трассы БАМ вдоль 620-километрового профиля, пересекающего Буреинский массив, и на системе из трех профилей в пределах Средне-Амурской впадины проведены региональные глубинные сейсмические исследования. Установлены существенная расслоенность по вертикали и горизонтальная изменчивость глубинных недр. Верхняя часть земной коры охарактеризована преломляющими горизонтами. В пределах впадин определены мощность осадков и величины граничных скоростей по поверхности фундамента. Установлены отражающие границы в средней и нижней частях земной коры. Определенная в области Буреинского массива величина граничной скорости по поверхности мантии составляет 8,1—8,2 км/с.

В 1985—1986 гг. на восточном участке БАМ ПГО Иркутскгеофизика Мингео РСФСР совместно с ИГиГ СО АН СССР проводили изучение строения земной коры и верхов мантии методом ГСЗ. Выполнены рекогносцировочные наблюдения по 620-километровому маршруту р. Зея — р. Селемджа — р. Бурея (рис. 1). Маршрут располагался в пределах Буреинского массива и пересекал Гонжинский выступ, Октябрьский, Туранский блоки, а также Зейскую, Гарьскую, Амуро-Зейскую впадины и Буреинский прогиб [1, 2, 5]. Осуществлены детальные исследования по трем пересекающимся профилям, расположенным в пределах Средне-Амурской впадины (см. рис. 1). Длина каждого из этих профилей составляла 110—150 км.

МЕТОДИКА РАБОТ

Глубинные сейсмические исследования проводились по методике дифференциальных зондирований с использованием продольных квазиголовных, рефрагированых и отраженных волн [3,4]. В небольшом объеме в пределах Средне-Амурской впадины были зарегистрированы поперечные и обменные волны.

Запись упругих волн осуществлялась комплексом телеуправляемой аппаратуры «Тайга-2» с одновременным использованием 25—35 полевых регистраторов.

Применялись сейсмоприемники СВ-5 с собственной частотой 5 Гц. Регистрация поперечных и обменных волн выполнялась трехкомпонентными установками, представленными смонтированными на единой платформе приборами СГ-10 и СВ-10ц ($f_0 = 10$ Гц).

Возбуждение упругих волн проводилось посредством взрывов рассредоточенных зарядов тротила с суммарным весом от 200 до 2000—3000 кг в водоемах глубиной от 1 до 3 м. В пунктах регистрации размещалась ориентированная на источник 500-метровая установка с шестью группами вертикальных сейсмоприемников.

На профиле р. Зея — р. Селемджа — р. Бурея регистрирующие установки располагались достаточно равномерно по маршруту через 10—15 км. Возбуждение упругих волн осуществлялось из пунктов, отстоящих один от другого на 15—20 км. Реализованная система позволила изучить волновую картину в диапазоне удалений источник — приемник 5—200÷250 км. В центральной части маршрута получены записи на расстояниях до 320—340 км. При наблюдениях в пределах впадин для изучения осадочной толщи проводилось сгущение пунктов регистрации до 5—10 км.

В Амуро-Зейской впадине с целью исследования скоростных характеристик осадочных отложений и пород кристаллического основания и последующего определения полной мощности осадков проведены параметрические наблюдения на 70-километровом участке.

При детальных исследованиях по системе профилей в Средне-Амурской впадине пункты взрыва располагались вдоль профилей с интервалом 5—10 км, приемные станции —2—7 км. Максимальная дальность регистрации составила 110—120 км.

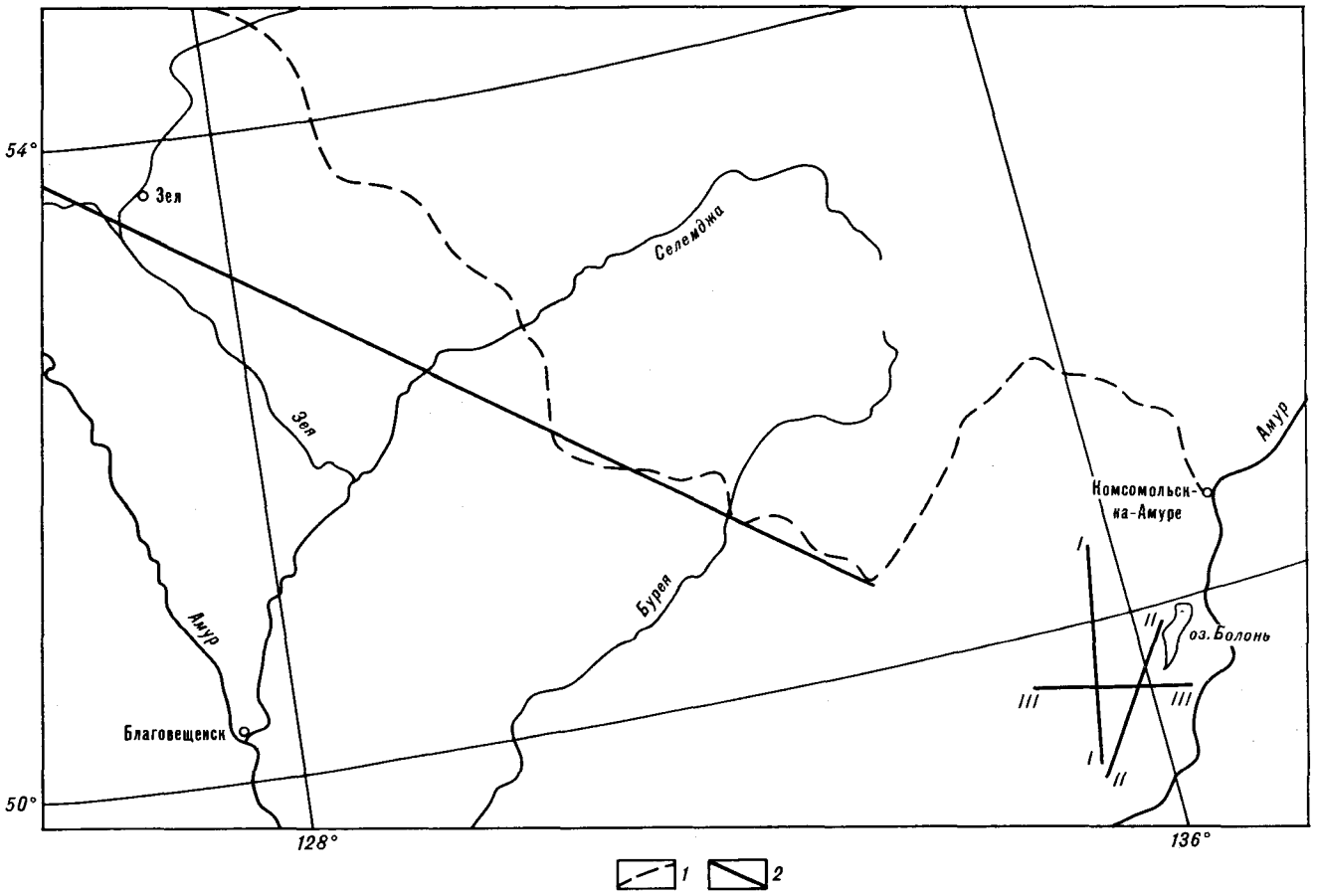


Рис. 1. Обзорная схема района работ.
1 — трасса БАМ, *2* — маршруты ГСЗ.

Рассмотрим основные волны, которые были выделены и дискретно прослежены при применявшейся системе наблюдений и в дальнейшем использованы при интерпретации [2].

К первой группе отнесены волны P^{K_0}, зарегистрированные в первых вступлениях на удаленных от источника $l = 5—180$ км. Это преломленные волны от границ в верхней части земной коры. На некоторых участках маршрута ($X = 0—110$ км, $X = 130—150$ км, $X = 400—450$ км) наблюдаются протяженные до 60—80 км ветви годографов с выдержанными кажущимися скоростями. В пределах этих участков нагоняющие годографы из пунктов взрывов, разнесенных на 15—30 км, в пределах точности (0,1 с) параллельны. На этих участках волна является квазиголовной, скользящей вдоль резкой границы раздела и незначительно проникающей в подстилающую толщу пород.

Совокупность годографов вдоль маршрута характеризуется яркими особенностями, указывающими на блоковое строение верхней части земной коры. На одних и тех же участках трассы ($X = 120—130$ км, $X = 225—235$ км, $X = 400—410$ км) резко изменяется форма всех годографов.

На удалениях 40—100 км от источника в последующей части записи выделяется отраженная волна $P^{K_1}_{отр}$ от границы, находящейся в средней части земной коры.

К третьей группе волн отнесена волна $P^{K_2}_{отр}$, отраженная от внутрикорового горизонта, расположенного в нижней части земной коры. Волна прослеживается в диапазане расстояний взрыв — прием от 70—80 до 130—140 км.

Следующие две группы опорных волн образовали отраженные $\left(P^{M_0}_{отр}\right)$ и преломленные $\left(P^{M_0}_{пр}\right)$ волны от раздела Мохоровичича.

Отраженная волна $\left(P^{M_0}_{отр}\right)$ начинает уверенно выделяться в последующей части сейсмограмм, зарегистрированных на расстояниях свыше 70—80 км от пункта возбуждения.

Дискретное прослеживание волн, преломленных на поверхности мантии $\left(P^{M_0}_{пр}\right)$, наиболее уверенно осуществлялось, начиная с уда-

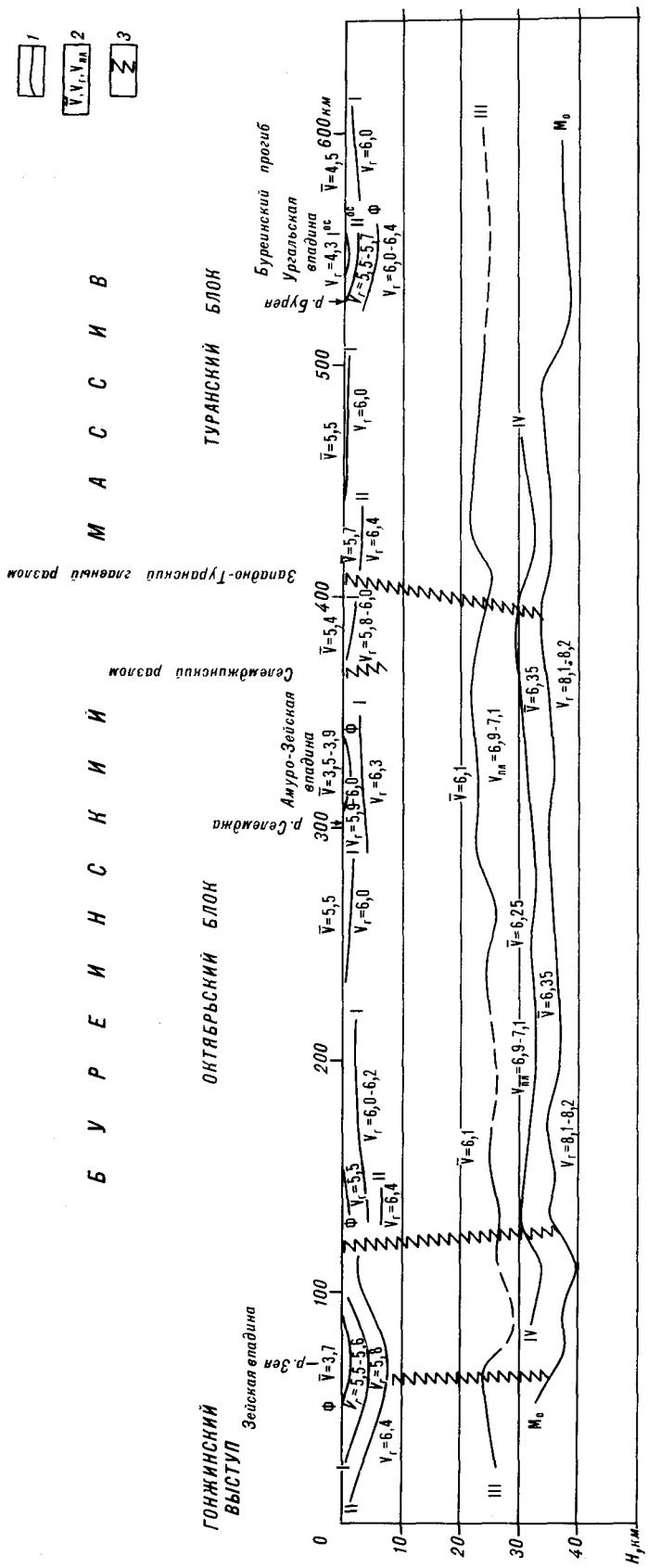


Рис. 2. Сейсмический разрез земной коры и поверхности мантии по маршруту р. Зея — р. Селемджа — р. Бурея.

1 — сейсмические границы: $I^{ос}$, $II^{ос}$ — в осадочном чехле, Ф — поверхность фундамента, I—IV — в кристаллической части земной коры, M_0 — раздел Мохоровичича; *2* — соответственно средняя, граничная и пластовая скорости в км/с; *3* — предполагаемые зоны глубинных разломов.

лений взрыв — прием более 200 км, когда волны этой группы наблюдаются в первых вступлениях. Значения кажущейся скорости, определенные по относительно коротким частям годографов (~20—40 км), изменяются в диапазоне 7,8—8,5 км/с, по протяженным ветвям годографов значения локализуются в более узком диапазоне 8,1—8,3 км/с.

Волновая картина, полученная при детальных исследованиях в Средне-Амурской впадине, в общих чертах сходна с рассмотренной выше и характеризуется следующими опорными группами волн: волны в первых вступлениях $\left(P^{K_0}\right)$ (головные волны от преломляющих границ в верхней части земной коры), отраженные волны из средней части земной коры $\left(P^{K_1}_{отр}, P^{K_2}_{отр}\right)$, отраженная волна от раздела Мохоровичича $\left(P^{M_0}_{отр}\right)$.

Преломленная волна от поверхности мантии не выделялась, поскольку длина профилей была недостаточна для прослеживания ее в первых вступлениях.

На удалениях 15—80 км непосредственно за первыми вступлениями *P*-волн на *X*-компоненте наблюдаются обменные волны типа *PPS*, преломленные на границах в верхней части земной коры. В диапазоне расстояний 25—90 км в последующей части записей на *X*- и *Y*-компонентах регистрируется поперечная волна, преломленная на границе, расположенной на глубине около 3 км.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

На сейсмическом разрезе по профилю р. Зея — р. Селемджа — р. Бурея (рис. 2) с глубиной освещения до 40 км выделены преломляющие и отражающие внутрикоровые границы, а также раздел Мохоровичича. Во всех пересеченных маршрутом впадинах установлены значения средней скорости во всей осадочной толще, величины граничной скорости и глубина залегания кристаллического основания. Максимальная мощность осадков в Зейской, Гарьской, Амуро-Зейской

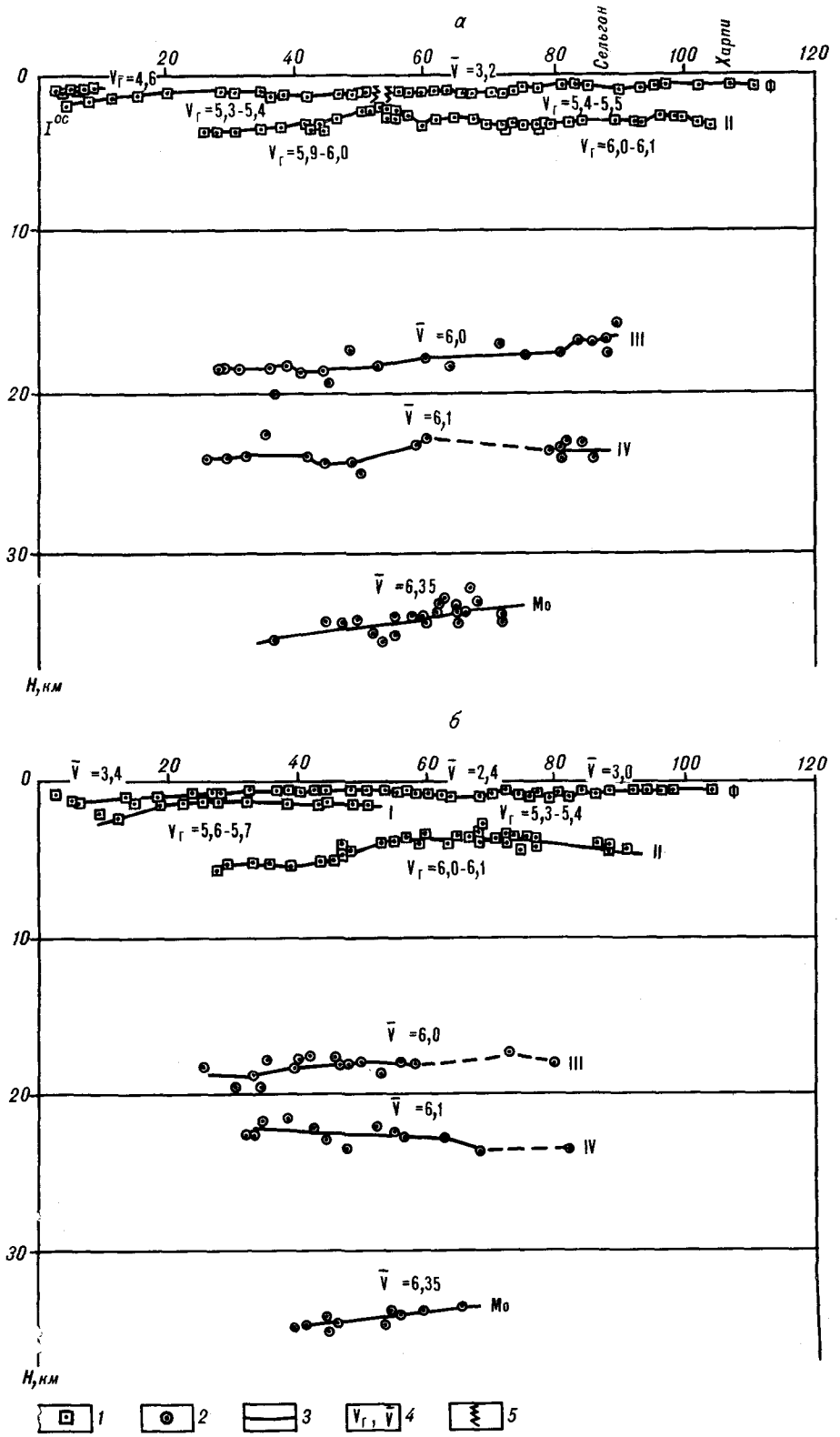


Рис. 3. Сейсмические разрезы земной коры в пределах Средне-Амурской впадины, *а* — по профилю II—II, *б* — по профилю III—III.

1 — определения глубин по данным преломленных волн; *2* — определения глубин по данным отраженных волн; *3* — сейсмические границы: I^{oc} — в осадочной толще, Ф — поверхность складчатого фундамента, I, II — в верхней части земной коры, III, IV — в средней части земной коры, M_0 — раздел Мохоровичича; *4* — соответственно значения граничных и средних скоростей в км/с; *5* — предполагаемые зоны разрывных нарушений.

впадинах и Буреинском прогибе составляет соответственно 1,2—1,3, 0,2—0,3, 0,8—1,0 и 6,0—7,0 км.

Проведенные глубинные сейсмические исследования позволили установить существенную вертикальную расслоенность глубинных недр. Верхняя часть земной коры до глубин 7—8 км охарактеризована преломляющими границами I^{oc}, II^{oc}, Ф, I, II с величинами граничной скорости от 4,3 до 6,4 км/с. На западном и восточном окончаниях маршрута (районы Зейской впадины у Буреинского прогиба) в верхней части разреза построены три преломляющих горизонта. На некоторых участках центральной части (Гарьская, Амуро-Зейская впадины) разреза выделены две преломляющие границы; в пределах других участков, соответствующих, как правило, выходу на поверхность кристаллических пород, устанавливается только один преломляющий горизонт.

В средней и нижней частях земной коры выделены две отражающие границы III и IV, погруженные в среднем на 22—28 и 30—33 км.

Наиболее выдержанной региональной отражающей

и преломляющей границей, прослеженной по всей трассе работ, является раздел Мохоровичича. Для центральной части разреза характерно практически горизонтальное залегание раздела на глубинах 35—38 км. Наибольшая мощность земной коры до 39—40 км выявлена на окончаниях маршрута (районы Зейской впадины и Буреинского прогиба). Средняя скорость по всей толще земной коры равняется 6,35 км/с. По представительным данным граничная скорость вдоль поверхности мантии составляет 8,1—8,2 км/с, т. е. характеризуется «нормальными» значениями скорости упругих волн, типичными для большинства континентальных областей, не затронутых процессами современной тектонической активизации.

Природа выделенных преломляющих и отражающих границ представляется следующей. Горизонты I^{oc} и II^{oc} в пределах Ургальской впадины являются границами слоев в осадочном чехле. Граница Ф повсеместно сопоставляется с поверхностью фундамента и глубина ее залегания контролирует мощность осадочных образований во всех пересеченных маршрутом впадинах. Преломляющая граница I $V_г = 6{,}4$ км/с на западном окончании маршрута погружена на глубину 2—3 км. На поверхности в этом районе обособляется Гонжинский выступ, в ядре которого обнажаются позднеархейские и раннепротерозойские гнейсы и кристаллические сланцы. Поэтому, с большой долей вероятности, граница II контролирует поверхность этих отложений. Отражающая граница III в средней части земной коры разделяет существенно различные по скоростям части земной коры. Пластовая скорость в слое между границами III и М, определенная по данным отраженных волн, равна 6,9—7,1 км/с, т. е. граница III является крышей высокоскоростного слоя нижней части земной коры. Границу IV следует рассматривать как верхнюю кромку переходной зоны в нижней части земной коры. Снизу эту зону оконтуривает раздел Мохоровичича, в свою очередь, по-видимому, являющийся сложно построенной областью мощностью ~2 км и более (на что указывает многофазный характер записи отраженных от раздела М волн).

На сейсмическом разрезе достаточно четко прослеживается горизонтальная изменчивость глубинного строения земной коры. Горизонтальные неоднородности проявляются в изменении полной мощности земной коры и глубин залегания отдельных сейсмических горизонтов, в степени расслоенности разреза и варьировании величины граничной скорости вдоль преломляющих границ по трассе исследований.

В пределах отдельных участков (блоков) глубинного разреза относительно выдерживаются количество границ, глубина их залегания и величина средней и граничной скоростей. С запада на восток, с определенной долей условности, можно выделить следующие блоки: Зейская впадина, Октябрьский блок, Амуро-Зейская впадина и Туранский блок, включающий Буреинский прогиб с наложенной Ургальской впадиной. Сочленение блоков, вероятнее всего, происходит по зонам глубинных разломов.

На сейсмических разрезах в пределах Средне-Амурской впадины (рис. 3) выделены преломляющие и отражающие внутрикоровые границы, определено положение раздела Мохоровичича. Установлены значения средней скорости в осадочной толще Средне-Амурской впадины $\bar{V} = 3{,}0—3{,}2$ км/с, величина граничной скорости $V_г = 5{,}3—5{,}5$ км/с и глубина залегания складчатого основания, которая в среднем варьирует от 0,5 до 1 км.

В результате исследований выявлена значительная вертикальная расслоенность земной коры, особенно ее верхней части. Верхняя часть сейсмических разрезов до глубин 3—5 км характеризуется наличием двух-трех преломляющих горизонтов с граничными скоростями, изменяющимися по вертикали от 4,6—4,7 до 5,9—6,1 км/с. Предлагается следующее толкование природы преломляющих границ. Горизонт I^{oc} с граничной скоростью $V_г = 4{,}6$ км/с, выделенный на непротяженном интервале в юго-западной оконечности профиля II—II, вероятно, разделяет различные осадочные слои. Раздел Ф, надежно прослеживаемый на всех профилях и характеризующийся граничной скоростью $V_г = 5{,}3—5{,}4$ км/с, по-видимому, соответствует поверхности мезозойского складчатого основания (фундамента) Средне-Амурской впадины, выходы пород которого на дневную поверхность находятся вблизи юго-западного окончания профилей I—I и II—II (район станции Литовко). Наблюдаемая в центральной части профиля II—II грабенообразная структура поверхности Ф, вероятно, обусловлена наличием зоны разрывного нарушения. Граница I характеризует вертикальную неоднородность верхней части складчатого основания. Раздел II с граничной скоростью 5,9—6,1 км/с, вероятно, отвечает поверхности герцинского складчатого основания.

В средней части земной коры установлены две отражающие границы, находящиеся на глубинах 17—19 и 23—24 км соответственно. Общая мощность земной коры, определенная по данным отраженных волн, несколько меньше, чем в среднем для области Буреинского массива, и составляет 34 км. Средняя скорость в толще земной коры равна 6,35±0,1 км/с.

Представляют интерес результаты обработки выполненных трехкомпонентных наблюдений.

Совместная интерпретация продольных и поперечных волн позволяет получать качественно новую информацию об изучаемой среде, определять новые упругие параметры, которые дают возможность более обоснованно судить о составе и физическом состоянии недр. Полученные оценки значений средних и граничных скоростей S-волн в совокупности с данными по скоростям продольных волн позволили оценить эффективную величину коэффициента Пуассона в соответствующих толщах разреза.

Самая верхняя часть разреза (до границы Ф) характеризуется высокой величиной коэффициента Пуассона $\sigma \approx 0{,}3$, что не противоречит экспериментальным данным по рыхлым осадкам.

В верхах складчатого фундамента (в слое между границами Ф и I) $\sigma \approx 0{,}18—0{,}22$, что позволяет предположить высокое содержание кремнезема в породах, слагающих данную толщу (породы могут быть представлены, например, кварцевыми песчаниками).

Величина σ на преломляющей границе I близка к «нормальной» и составляет 0,24—0,25 (такие значения характерны для кристаллических пород, например гранодиоритов или метаморфизованных осадочных пород).

Приведенные определения коэффициента Пуассона ввиду их малочисленности следует рассматривать как оценочные.

Итак, на восточном участке трассы БАМ по 620-километровому профилю, пересекающему Буреинский массив, и системе из трех профилей в пределах Средне-Амурской впадины построены сейсмические разрезы земной коры и верхов мантии до глубины 40 км. Выявлены существенная расслоенность по вертикали и горизонтальная изменчивость глубинных недр, зоны коромантийных разломов.

Определены мощности осадочных отложений Зейской, Амуро-Зейской, Средне-Амурской впадин и Буреинского прогиба, достигающие соответственно 1,2—1,3; 0,8—1,0; 1—1,5; 6,0—7,0 км.

Обнаружено сокращение мощности земной коры в пределах Средне-Амурской впадины до 34 км по сравнению с областью Буреинского массива, где раздел Мохоровичича залегает на глубине 35—40 км.

Установлено, что граничная скорость по поверхности мантии в пределах Буреинского массива характеризуется «нормальными» для континентальных областей, не затронутых процессами современной тектонической активизации, значениями $V_г = 8{,}1—8{,}2$ км/с.

Полученные результаты могут служить методической основой для дальнейших более широких сейсмических исследований, а также использоваться в качестве опорных данных для других геофизических работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Красный Л. И.* Геология региона Байкало-Амурской магистрали.— М.: Недра, 1980.
2. *Мишенькин Б. П., Мишенькина З. Р., Анненков В. В.* Глубинное сейсмическое зондирование на Буреинском массиве // Геология и геофизика.— 1987.— № 10.— С. 20—32.
3. *Пузырев Н. Н., Крылов С. В., Мишенькин Б. П.* Методика рекогносцировочных глубинных сейсмических исследований.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.
4. *Пузырев Н. Н. и др.* Методика и аппаратура для региональных сейсмических исследований в труднодоступной местности и их применение в Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.
5. *Салун С. А., Потапьев С. В.* Строение земной коры советского Дальнего Востока по данным ГСЗ // Геотектоника.— 1980.— № 4.— С. 85—94.

ИГиГ СО АН СССР
Новосибирск

Поступила в редакцию
30 октября 1987 г.

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

№ 3 1989

УДК 549.01 + 550.41 + 553.061.13

В. Р. Беляева, Б. Л. Залищак

ОБРАЗОВАНИЕ АНОРТИТСОДЕРЖАЩИХ ГРЕЙЗЕНОВ ОДНОГО ИЗ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

(*Верхнее Приамурье*)*

На основании изучения физико-химических условий формирования рудоносных метасоматитов методами термодинамического анализа, а также выяснения соотношения метасоматоза и оруденения авторы делают вывод о том, что характер эндогенной минерализации определяется эволюцией метасоматических процессов на протяжении всего геологического развития региона, которая на заключительном этапе привела к образованию грейзенов и формированию в них наложенного оруденения.

В процессе изучения одного из рудных полей Верхнего Приамурья Б. Л. Залищаком [10] были описаны своеобразные анортит-биотит-гранат-турмалинсодержащие грейзены с наложенным золотополиметаллическим оруденением. Ни в отечественной, ни в зарубежной литературе нет примеров описания подобных образований, хотя полевошпатсодержащие грейзены, обычно с альбитом или калишпатом, упоминаются в ряде работ [1, 17—20]. Некоторые исследователи считают своеобразные грейзены рудного поля новым турмалин-гранат-кварц-серицитовым типом золотоносных метасоматитов [6]. На примере этих грейзенов, развивающихся в позднеархейских гранитоидах, оцениваются физико-химические условия их формирования.

Рудное поле располагается в северо-восточной части рудного района, в пределах Могочинской глыбы, ограниченной с юга и севера соответственно Амазар-Гилюйским и Джелтулакским трогами. В строении района принимают участие докембрийские образования, представленные гнейсокристаллосланцевой ассоциацией могочинской серии нижнего архея и грауваккoвой формацией раннего протерозоя, а также архейскими массивами габброидов и гранитоидов различного состава и генезиса. Габброиды развиты в виде блоков и останцов в массивах гранитоидов, последние образуют в пределах рудного поля два разобщенных массива. Один из них, Хайктинско-Орогжанский, в мезозойское время подвергся грейзенизации в контактах с телами амананских лейкогранитов триас-нижнеюрского возраста и является вмещающим для всех рудопроявлений и месторождения. В период, предшествующий грейзенизации, гранитоиды были калишпатизированы, пропилитизированы, биотитизированы, одновременно претерпевали бластез, катаклаз и частичную милонитизацию. Калишпатизация является «сквозным» для района процессом и проявлена в несколько этапов. Ранняя калишпатизация, связанная со становлением гранитоидов, выражается в образовании порфиробластов, содержащих включения других минералов и обломков гранитоидов. Мезозойская ортоклазизация проявлена в образовании реакционных кайм вокруг зерен плагиоклаза. Пропилитизация в виде хлорит-эпидот-карбонатных прожилков имеет региональный характер и в мезозое явилась решающим фактором для формирования ореолов контактового метаморфизма, которые тяготеют исключительно к пропилитизированным разностям докембрийских образований. Биотитизация также проявлена в несколько этапов. I этап связан со становлением в районе раннеюрских гранитоидов и фиксируется роговиковым мелкочешуйчатым болотно-коричневым биотитом в виде гнезд и мелкой вкрапленности по плагиоклазу и псевдоморфоз по реликтовой роговой обманке. Биотитизация II этапа связана с формированием средне-позднеюрских гранитоидов и затушевывает предшествующие преобразования. Грейзенизация с наложенным оруденением является наиболее поздним процессом и накладывается на все предшествующие изменения, что весьма затрудняет их типизацию и формационную интерпретацию.

Рудоносные метасоматиты располагаются полосой (4,5—6×10 км) в центральной части поля и представляют собой зоны измененных и минерализованных пород. Крупнейшая из зон

* Печатается в дискуссионном порядке.

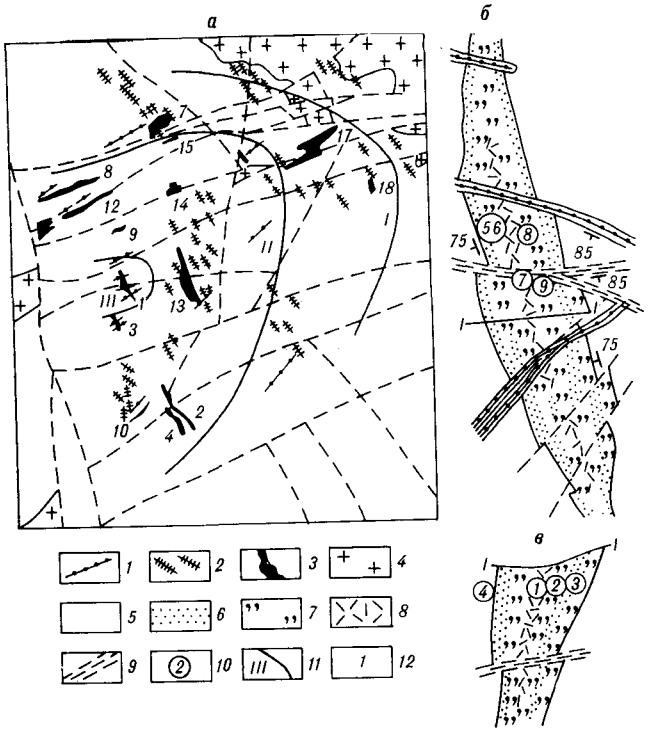


Рис. 1. Геологическая схема рудного поля (*а*), метасоматическая зональность зоны 1 в плане (*б*) и в разрезе (*в*).

1 — меловые дайки лампрофиров; *2* — дайки средне-позднеюрского возраста кислого и среднего состава; *3* — зоны метасоматитов; *4* — массивы и штоки раннеюрских гранитоидов; *5* — габброиды и гранитоиды архейского возраста; *6—8* — фации грейзенов состава: *6* — кварц + анортит № 90—97 + альмандин-спессартин + биотит + (калишпат + + мусковит), *7* — кварц + мусковит + альмандин-спессартин + (калишпат + биотит), *8* — кварц + мусковит; *9* — разрывные нарушения; *10* — места взятия проб; *11* — метасоматическая зональность рудного поля; *12* — номера зон метасоматитов.

(1) является месторождением и изучена наиболее подробно [4, 5, 11, 16]. Метасоматиты, ранее считавшиеся березитами, отнесены к образованиям грейзеновой формации [10]. По характеру распределения в пространстве они относятся к самостоятельным телам, по структурно-морфологическим признакам — к переходному типу между грейзенами минерализованных куполов и минерализованных зон пород экзоконтакта. По минеральному составу они соответствуют кварц-мусковитовой фации грейзенов, но в них отсутствуют типичные для грейзенов топаз и флюорит. Новообразованными являются турмалин, гранат, биотит, анортит. Метасоматиты обладают свойственной как никакому другому типу, характерной только для грейзенов симметричной зональностью с традиционным концентрическим распределением минеральных фаций по отношению к осевой зоне. Комплексный анализ геологических, минералогических, петрогеохимических и прочих особенностей этих метасоматитов, согласно классификации Д. В. Рундквиста с соавторами [17], выявил их принадлежность к грейзеновой формации.

Субмеридиональные крутопадающие тела грейзенов локализованы закономерно по отношению друг к другу. В их размещении проявлена зональность концентрического характера с центром в зоне 1 (рис. 1).

Периферическая группа I (зоны 7, 17 и 18) характеризуется незначительными метасоматическими изменениями. По данным минералогического картирования зоны представляют собой участки осветленных, слабо мусковитизированных и биотитизированных гранитов и гранодиоритов. В зонах 17 и 18 встречены гранат и турмалин. Оруденение проявлено интенсивной сульфидизацией пород: в зоне 7 — пирит-сфалерит-галенитовая минерализация в осветленных гранитах, в зонах 17 и 18 — сульфидизированные ореолы в кварцевых и кварцево-слюдистых бластомилонитах.

II группа зон занимает промежуточное положение по степени метасоматической переработки и интенсивности оруденения. Линзовидные или изометричные тела и зоны 2—4, 8—16 представляют собой грейзены и грейзенизированные гранитоиды, с крутым падением, с концентрической зональностью по типу: неизмененный гранитоид — грейзенизированный гранитоид — грейзен, часто с редуцированной метасоматической колонкой. Вертикальная колонка отличается от горизонтальной появлением в некоторых разрезах фаций пропилитов и березитов, что позволяет выделить в промежуточной группе зон три типа метасоматических колонок: грейзеновую, пропилитовую и березитовую.

Зоны 2 и 4 имеют достаточно большой набор минеральных фаций, в которых присутствуют гранат, турмалин, анортит. В зонах 3, 8—12 и 15 схема зональности сохраняется, но нет закономерности в чередовании фаций, иногда отсутствуют отдельные фации или целые серии фаций (например, пропилиты или березиты в вертикальной колонке). В зонах 3 и 9 не встречены такие типоморфные для грейзенов поля минералы, как гранат и анортит. В зонах 8, 10—12 своеобразие грейзенов подчеркивается появлением в отдельных реликтах ассоциации андалузит — кианит, которая распространена на территории к востоку от рудного поля, где развиты кристаллические сланцы [7]. В грейзенах зоны 15 количество плагиоклаза возрастает до 24—28 %. Содержание анортитовой молекулы в некоторых зернах достигает № 60—80 (лабрадор — битовнит), что затрудняет проведение четких границ между гранитоидами (грейзенизированными, биотитизированными и хлоритизированными) и плагиоклазсодержащими метасоматитами с хлоритизированным (поздними гидротермальными

растворами) биотитом, турмалином и сульфидами.

Оруденение II группы зон представлено убогой золотополиметаллической минерализацией с ничтожными содержаниями полезного компонента.

Центральная зона I является месторождением и представляет собой тело рудоносных грейзенов с наложенным оруденением крутого, почти вертикального падения, субмеридионального простирания, с симметрично-концентрической зональностью:

0 — ядро — кварц-мусковитовые грейзены с пиритом *,
1 — кварц + мусковит + гранат,
2 — кварц + мусковит + гранат + ортоклаз,
3 — кварц + мусковит + гранат + ортоклаз + турмалин,
4 — кварц + мусковит + гранат + ортоклаз ± турмалин + биотит,
5 — кварц + мусковит + гранат + ортоклаз ± турмалин + биотит + анортит,
6 — грейзенизированный гранит (гранодиорит) с биотитом, гранатом, мусковитом, реже турмалином, иногда с анортитом,
7 — гранит-гранодиорит состава: кварц 10—15 % (в граните до 25 %), плагиоклаз № 26—34 (в граните до № 7) 25—40, калишпат 30—40, биотит 5—10 (по роговой обманке), амфибол 2—3, мусковит-серицит 1—1,5, пирит 0,5—0,7 %.

Месторождение относится к золотополиметаллическому умеренносульфидному типу низкотемпературного гидротермально-метасоматического генезиса [2, 11, 12]. Зональность в распределении руд выражается в тенденции усиления сфалеритовой минерализации на северном фланге, пирротиновой — на южном, галенитовой — в средней части. Характерная черта рудного этапа — широкое развитие метасоматических замещений.

По данным В. Д. Беды [2], бóльшая часть продуктивного оруденения обусловлена процессами растворения — переотложения и метасоматического замещения с образованием последующих генераций тех же минералов: пирита, пирротина, сфалерита, галенита, халькопирита. Наиболее существенным процессом продуктивной стадии явилось гидротермально-метасоматическое образование золото-гранат-кварцевой ассоциации за счет существовавших ранее кварц-гранатовых агрегатов. Золото распределяется в микропрожилках в гранате ранней генерации или вокруг зерен граната, иногда совместно с пиритом, галенитом и халькопиритом, но позже них. Такое распределение рудных компонентов свидетельствует о том, что грейзены представляли собой ту основу, по которой формировались руды, используя вещество грейзенов в качестве субстрата.

Таким образом, оруденение характеризуется не только выраженной минералого-геохимической специализацией, но и тесной ассоциацией с определенными типами метасоматитов — полиминеральными грейзенами с гранатом, анортитом, биотитом, турмалином во внешних зонах грейзеновой колонки. Поэтому такие биотит-гранат-анортитсодержащие грейзены представляют особый интерес.

Они слагают на месторождении дайкоподобные зоны мощностью от 5 до 20 м на границе гранитоидов с грейзенами и наследуют структурно-текстурные особенности замещаемых пород. Такие метасоматиты имеют лепидогранобластовую структуру с порфиробластами граната (1—3 мм). Морфологически анортитизация выражается грануляцией таблиц плагиоклаза (№ 30—35) и замещением их агрегатами мелких (0,0*n* — 0,2 мм) зерен анортита, часто с образованием «шахматной» структуры, аналогичной структуре шахматного альбита в альбитизированных гранитоидах (рис. 2). На крайней стадии анортитизации порода состоит из равных количеств мусковита, биотита и анортита с примесью ортоклаза и граната. Анортит характеризуется волнистым угасанием, иногда зонален, обладает полисинтетическим двойникованием, нередки секториальные двойники (см. рис 2).

С формирования анортитсодержащих метасоматитов начался в районе процесс грейзенизации гранитоидов. Изучение химического состава пород и минералов (табл. 1, 2) дает только общее представление о направленности химизма грейзенизации, так как реликтовые минералы неравновесны с новообразованными и находятся далеко за пределами своих полей устойчивости. Сущность процесса образования столь необычных грейзенов можно уяснить с помощью парагенетического анализа, который проведен для парагенезиса мусковит — биотит — анортит — гранат — ортоклаз. Такая ассоциация

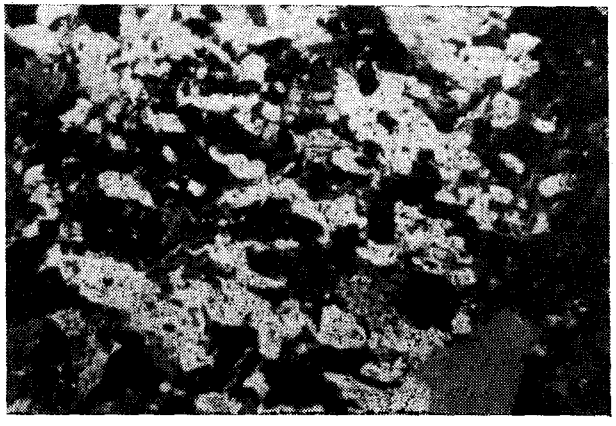


Рис. 2. Новообразованный анортит в грейзенизированном гранодиорите (николи X; ×64).

* Пирит присутствует во всех фациях в переменных количествах с тенденцией к увеличению в направлении от периферии к ядру.

Таблица 1

Химический состав пород месторождения

Компонент	Номер образца				
	2362 (1)	2365 (2)	2697 (3)	2294 (3)	2725 (4)
SiO_2	67,30	66,10	64,46	66,42	66,06
TiO_2	0,55	0,37	0,41	0,43	0,38
Al_2O_3	17,05	14,23	15,13	14,91	16,61
Fe_2O_3	2,62	3,36	4,66	1,66	1,04
FeO	1,22	1,95	1,76	3,14	2,86
MnO	0,92	4,40	1,19	1,35	0,08
MgO	1,10	1,37	1,26	0,89	1,20
CaO	0,70	0,87	3,68	3,33	2,98
Na_2O	0,16	0,16	0,26	0,33	3,35
K_2O	4,80	3,83	4,56	5,73	3,15
H_2O^+	1,37	0,55	0,53	0,39	0,72
H_2O^-	0,11	0,15	0,52	0,39	0,72
P_2O_5	0,25	0,22	0,24	0,20	0,17
П. п. п.	1,70	2,23	0,18	0,69	0,51
Сумма . . .	99,83	99,79	99,24	99,47	99,22
Объемная плотность, г/см³	2,62	2,64	2,67	—	2,70

Примечание. В скобках указаны номера проб (соответствуют точкам опробования на рис. 1, *б*, *в*): 1 — грейзен: кварц + мусковит; 2 — грейзен: кварц + мусковит + альмандин-спессартин + (калишпат + биотит); 3 — грейзен — анортитизированный гранодиорит: кварц + анортит № 90—97 + + альмандин-спессартин + биотит + (калишпат + мусковит); 4 — гранодиорит: кварц + плагиоклаз № 30—35 + калишпат + амфибол + биотит + (сфен + апатит + ортит + титаномагнетит + + циркон).

сформирована в начальные этапы грейзенизации и содержит наибольшее число минералов:

мусковит (Му) — $KMg_{0,1}Fe^{+2}_{0,2}Al_{2,8}Si_3O_{10}(OH)_2$,

биотит (Би) — $KMgFe^{+2}Mn^{+2}_{0,1}Al_{1,6}Si_3O_{10}(OH)_2$,

анортит (Ан) — $CaAl_2Si_2O_8$,

гранат (Гр) — $Ca_{0,5}Mn^{+2}_{1,6}Fe^{+2}_{0,6}Fe^{+3}_{0,2}Al_2Si_3O_{12}$,

ортоклаз (Ор) — $K_{0,9}Na_{0,1}AlSi_3O_8$.

Формулы рассчитаны согласно данным микрозондового анализа (JXA-5A, аналитик Н. И. Кирюхина). Химический состав минералов, слагающих грейзены, представлен следующими компонентами: K, Ca, Mg, Fe^{+2}, Fe^{+3}, Mn, Al, Si, O, H. Сравнение составов минералов сменяющихся парагенезисов и общих химических свойств грейзенов показывает наибольшую инертность Ca, Fe, Mn, Mg и Al. В силу того, что Si представляет существенную составную часть всех фаз и присутствует в виде отдельной фазы — кварца (SiO_2), он отнесен к избыточным компонентам. Ti, P, Zr, образующие индивидуально или совместно с другими компонентами самостоятельные фазы или присутствующие в виде примесей, составляют обособленные компоненты. K, Na и H не влияют на число фаз и на размерность диаграммы состав — парагенезис и являются вполне подвижными компонентами (рис. 3, *а*). Диаграмма состав — парагенезис построена в координатах (Mn, Mg, Fe)O — CaO — $Al_2O_3/2$. Тогда при постоянных и произвольных давлении P и температуре T имеем согласно правилу фаз Гиббса — Коржинского, $n = k_i + 2 - ф$, где n — число степеней свободы, k_i — число инертных компонентов, ф — число фаз, т. е. $n = 3 + 2 - 5 = 0$. Такая система с числом степеней свободы $n = 0$ является нонвариантной. Для расчета пучка моновариантных линий на диаграмме зависимости химического потенциала μK^+ от pH (рис. 3, *б*) в нонвариантной точке составлены реакции между Му, Би, Ан, Гр и Ор по пересечению возможных коннод на диаграмме составов в соответствии с правилом фаз:

(Му) Гр + Ор ⇄ Би + Ан,

(Ор) Гр + Му ⇄ Би + Ан,

(Би) Му + Ан ⇄ Гр + Ор,

(Ан, Гр) Би + Ор ⇄ Му.

Коэффициенты при минералах в уравнении рассчитаны методом определителей, углы наклона моновариантных линий определялись по

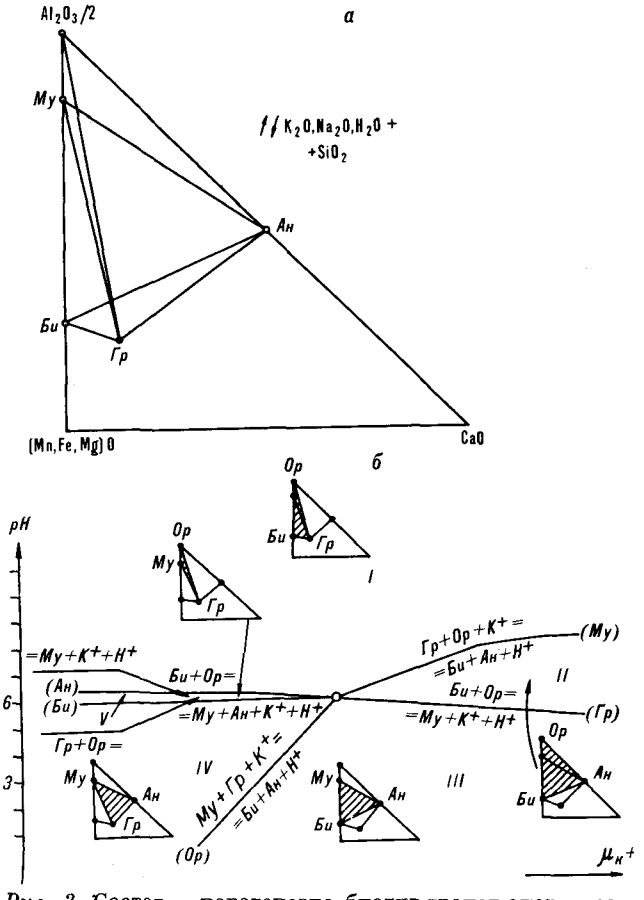


Рис. 3. Состав — парагенезис биотит-гранат-анортитсодержащей фации грейзенов при условии вполне подвижного поведения воды и щелочей (*а*) и зависимости парагенезисов части системы (Mg, Fe, Mn)O—CaO—$Al_2O_3/2$ от химического потенциала калия и pH растворов (*б*).

Таблица 2

Химический состав минералов грейзенов

Компонент	Номер образца						
	ЗГ-75-46 (5)	ЗГ-75-46 (6)	2465 (7)	2465 (8)	2140 (9)	2465 (9)	2465 (9)
SiO_2	45,40	59,90	46,13	33,31	38,10	63,97	34,12
TiO_2	—	0,31	0,54	2,80	0,34	0,03	0,69
Al_2O_3	33,30	23,32	33,49	18,19	19,44	19,54	30,27
Fe_2O_3		1,47					
	0,08		3,21	27,31	8,51	0,07	10,99
FeO		0,53					
MnO	—	0,08	0,0	0,42	25,36	0,0	0,12
MgO	—	0,99	1,19	8,27	0,48	0,0	4,89
CaO	18,80	6,35	0,03	0,23	7,78	0,0	1,65
Na_2O	1,06	0,20	0,14	0,10	0,0005	0,54	1,30
K_2O	0,07	4,20	11,42	8,05	0,001	16,52	0,05
H_2O^+	—	1,68	—	—	—	—	—
F	—	0,88	—	—	—	—	—
Cr_2O_3	—	—	0,01	0,10	—	—	0,02
P_2O_5	—	0,17	—	—	—	—	—
Сумма. . .	—	100,08	—	—	—	—	—
$F_2 = O$	—	0,37	—	—	—	—	—
Сумма. . .	98,71	99,71	96,16	98,77	100,0	100,69	—
ng	1,583	—	1,603	1,636	1,800	1,524	1,652
np	1,572	—	1,566	1,594		1,518	1,625
2V	—78°	—	—	—19°	—	—62°	—
Удельная плотность, г/см³	2,75	—	2,76	3,01	4,02	—	3,06

Примечание. В скобках указаны номера проб (соответствуют точкам опробования на рис. 1, *б*, *в*): 5 — анортит; 6 — смесь кварц + анортит + мусковит; 7 — мусковит, 8 — биотит; 9 — альмандин-спессартин, a = = 11,63Å; калишпат — состав по химическому анализу $Ор_{79}Аб_{21}$, S = 0,45—0,70. Проба 6 — аналитики Л. А. Козлова, А. А. Грицюк, пробы 5, 7—9— аналитики И. М. Романенко, Н. И. Кирюхина (рентгеновский микроанализатор JXA-5A, ДВГИ). Образцы с индексом «ЗГ» — из коллекции А. С. Ваха.

уравнениям смещенного равновесия обычным способом [9, 15]. Линии моновариантных равновесий, отходящие своими стабильными частями вверх от нонвариантной точки, в сторону щелочной среды, рассчитывались при pH = 9 и 11, а отходящие вниз, в область кислой среды, при pH = 1,3 и 6 (по методу И. Н. Говорова, с учетом диссоциации ионов в гидротермальных растворах [8]). Анализ пучковой диаграммы зависимости минеральных парагенезисов от потенциала калия (μK^+) и водородных ионов выявляет условия устойчивых равновесий различных ассоциаций. Так, ассоциация Би — Ор — Гр (см. рис. 3, *б*, поле I) имеет очень широкие вариации μK^+ в щелочных условиях. При замещении биотита мусковитом область существования (см. рис. 3, *б*, поле V) становится минимальной при низком μK^+ и близнейтральных значениях pH. Области существования анортитсодержащей ассоциации характеризуются пониженными значениями μK^+ в широком диапазоне pH, причем замещение биотита мусковитом опять же означает перемещение этого парагенезиса в область кислотных условий. Характерная особенность диаграммы — минимальные углы наклона линий моновариантных равновесий для всех реакций, кроме Ор, и как следствие, узкие поля существования парагенезисов Му + Гр + + Ор, Му + Ан + Гр, Би + Ан + Ор. Лишь одна линия имеет наклон 45°, это — реакция (Ор) Му + Гр ⇌ Би + + Ан. Она более контрастно характеризует сущность процесса грейзенизации как кислотного выщелачивания компонентов исходных пород и направленность его в сторону возрастания кислотности, с повышением которой увеличивается влияние потенциала калия (μK^+), а с повышением щелочности закономерно снижается.

Для грейзеновых парагенезисов с анортитом проведен термодинамический анализ ионно-минеральных равновесий по методу И. Н. Говорова [8]. Вычисление изобарного потенциала ΔZ_T и константы равновесия K_a реакций смещенного равновесия позволило рассчитать окислительно-восстановительный потенциал Eh реакций, активность калия в растворе a_{K^+} и построить диаграммы зависимости этих параметров от pH растворов (рис. 4). Eh рассчитаны при различных значениях активностей растворенных компонентов, от 10^{-1} до 10^{-6} *m* при температуре 500 °C и давлении 1 кбар. *T* и *P* примерно соответствует *P* —*T*-условиям реального процесса минералообразования.

Диаграммы позволяют дать физико-химическую интерпретацию существующих парагенезисов. Парагенезис Би + Ан устойчив в восстановительных условиях (Eh < 0,42в и ниже) в широком диапазоне pH при активности растворенных компонентов [a] = 10^{-6} *m* (рис. 4, *а*). Изобарные потенциалы реакций при различных значениях pH с учетом коэффициента диссоциации компонентов при повышенных температурах и давлении имеют отрицательные значения, что свидетельствует об отклонении реакций вправо от состояния равновесия и об экзотермическом эффекте реакции. Парагенезисы граната с мусковитом и ортоклазом занимают области окислительных условий (Eh > > — 0,2 и выше), причем ассоциация с ортоклазом находится в более щелочной области, а мусковит сдвигает ассоциацию в поле кислотных условий. Конфигурация диаграммы зависимости $\lg a_{K^+}$ от pH (рис. 4, *б*) аналогична диаграмме Eh — pH и устанавливает цифры активности калия в растворе, при которых возможно существование парагенезиса. Область

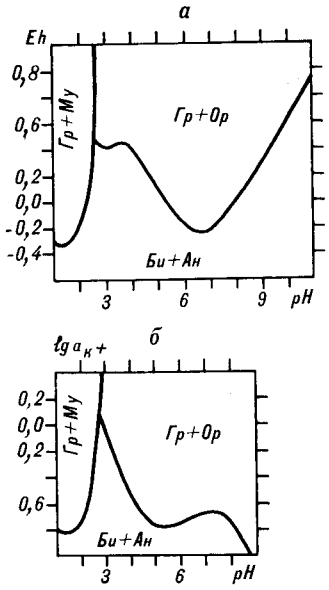


Рис. 4. Поля устойчивости минералов анортитсодержащей фации грейзенов в зависимости от: *а* — Eh—pH раствора при $T = 500$ °C, $P \approx 1$ кбар и активности растворов компонентов $[a] = 10^{-6}$ *m*; *б* — $\lg a_{K^+}$ — pH раствора при тех же параметрах раствора.

сосуществования минералов грейзенов и фазовых превращений при реальной активности растворенного калия находится в диапазоне pH = 6 — 9 (близнейтральные растворы). При более низких и более высоких значениях pH цифры активности калия нереально занижены или завышены. Точка экстремума в максимуме на диаграммах зависимости Eh и $\lg a_{K^+}$ от pH фиксирует переход окисного железа в гранате в его закисную (восстановленную) форму в биотите. Эта точка при pH = 3 замечательна еще тем, что характеризует инверсию режима окислительно-восстановительного потенциала в зависимости от формы существования ионов железа в растворе. Окисное железо является в десятки раз более сильным окислителем при pH < 3. С возрастанием pH железо восстанавливается до своей закисной формы и окислительно-восстановительный потенциал раствора зависит уже только от режима кислорода, в связи с чем кривая Eh — pH в точке экстремума делает инверсию, и далее зависимость Eh от pH традиционна — с возрастанием pH понижаются значения Eh. В щелочных условиях окисление сменяется восстановлением.

Число освобождающихся в реакции электронов, от которого зависит угол наклона моновариантной кривой на диаграмме Eh — pH, определяет крутое, близкое к вертикальному направление кривой, что свидетельствует об индифферентном отношении парагенезисов к Eh. В то же время небольшие значения водородного потенциала ΔZ_{H^+} и $\lg a_{K^+}$ указывают на слабое влияние режима pH и калия на условия существования этих парагенезисов, что подтверждает результаты анализа качественной диаграммы μK^+ — pH.

Для определения факторов, влияющих на возникновение парагенезиса с анортитом, биотитом, гранатом, и установления степени равновесности анортита (в качестве реликтового, «унаследованного» из докембрийских образований) в пропилитовой ассоциации рассчитаны уравнения реакций пограничных парагенезисов фаций пропилитов и грейзенов: Эп ⇌ Би + Ан, где Эп — эпидот $K_{0,29}Ca_{1,27}Al_{2,67}(Fe^{+3}_{0,3}Mn^{+}_{0,2}) \times \times O[SiO_4][Si_{2,21}O_7]OH$.

Определены изобарные потенциалы, константы равновесия, Eh и $\lg a_{K^+}$ (рис. 5). Реально возможные величины Eh получаются при заданной активности $[a] = 10^{-2}$ *m*, соответствующей пропилитовому процессу. При $[a] = 10^{-6}$ *m*, отвечающей грейзенизации, значения Eh нереально занижены, что свидетельствует о неравновесном состоянии биотита и анортита с минералами пропилитов.

В петрохимическом аспекте пропилитизация — существенно магнезиально-железистый процесс, идущий с выносом щелочей и понижением pH (кислотные области на диаграмме

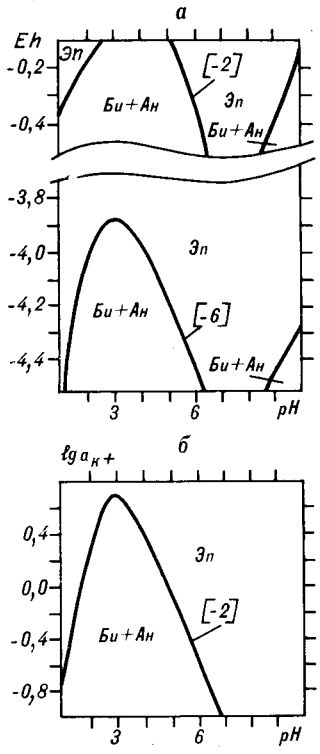


Рис. 5. Поля устойчивости минералов пограничной ассоциации пропилитовой и грейзеновой фаций в зависимости от: *а* — Eh—pH раствора при $T = 500$ °C, $P \approx 1$ кбар и активности растворенных компонентов $[a] = 10^{-2}$ *m*; *б* — $\lg a_{K^+}$ — pH раствора при тех же параметрах раствора.

Eh — pH). Возрастание значений термодинамических параметров в качестве показателя притока вещества и энергии характеризует пропилитизацию как прогрессивный процесс. Грейзенизация с ее отрицательными значениями изобарного потенциала и экзотермическим эффектом реакций, с эволюцией растворов в сторону повышения кислотности характерна для регрессивной стадии, протекающей в условиях падения температур и затухания метасоматического цикла. Грейзенизация происходила в условиях дефицита летучих и галогенов в растворе, выносе Na и привносе K и Mn, что способствовало формированию таких своеобразных гранат-биотитсодержащих грейзенов. Расчет привноса — выноса вещества [3, 16] показал высокую подвижность Ca, который выносился в ходе грейзенизации. Но такой минерал, как анортит, предполагает его формирование из высококальциевых растворов. Зоны анортитизации на диаграммах привноса — выноса [3] фиксируются не абсолютным привносом кальция, а относительным по сравнению с его содержанием в безанортитовых грейзенах. Исходные гранодиориты были обогащены кальцием благодаря наличию в них реститовых плагиоклазов, оставшихся от материнских пород в процессе гранитизации, в результате чего происходил минимальный привнос Ca в поступавшие растворы, которые имели кислотный характер и соответствовали стадии кислотного выщелачивания для метасоматитов, бедных кальцием. В ходе грейзенизации, которая в начальные периоды проявила себя как анортитизация, в результате замещения анортита минералами последующих стадий анортит сохранился только во внешних, фронтальных зонах колонки. Находки анортита в кварц-мусковитовых фациях подтверждают такую последовательность минералообразования грейзенов.

Проведенные исследования метасоматитов и физико-химических параметров их формирования свидетельствуют о направленной смене типов метасоматических процессов во времени, что согласуется с представлениями Ю. В. Казицына о цикличности метасоматоза в земной коре и прогрессивно-регрессивном характере процесса в пределах каждого из циклов [13, 14]. В прогрессивную стадию докембрийского цикла эволюции метасоматоза, в условиях непрерывно возрастающего действия экстенсивных факторов, происходила гранитизация основных пород фундамента и был сформирован Хайктинско-Орогжанский массив. Для этой же стадии характерна пропилитизация с ее возрастающими термодинамическими параметрами.

Снижение параметров, «смена знака», отрицательные значения изобарного потенциала, максимум в экстремуме, инверсия окислительно-восстановительного потенциала характеризуют грейзенизацию как регрессивный процесс мезозойского этапа развития метасоматоза. Сформировавшись в условиях падения температур и затухания метасоматического цикла, грейзены обладают зональностью не только в масштабе одного тела, но и в пределах рудного поля. Периферические зоны поля имеют большую мощность и меньшую степень метасоматической проработки и оруденения. В ходе метасоматического замещения преобладают экзотермические реакции, а накопление рудных компонентов происходит во внутренней зоне (1), которая характеризуется максимальной степенью метасоматоза при незначительных размерах рудного тела по сравнению с телами внешней и промежуточной групп зон. В соответствии с концепцией Ю. В. Казицына [13], рудное вещество, мобилизованное в процессе длительного эволюционного развития метасоматоза в пределах определенных структур, локализуется в составе продуктов регрессивных метасоматитов во внутренних зонах этих структур.

Избирательная приуроченность золотополиметаллического оруденения к анортитсодержащим грейзенам доказывает, что они являлись наиболее благоприятными по своим физико-химическим параметрам образованиями для локализации оруденения. Такие грейзены могут служить одним из критериев оценки перспективности золотого оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Барабанов В. Ф.* К вопросу о поведении полевых шпатов при грейзенизации // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва.— 1958.— Ч. 87, вып. 1.— С. 448—454.
2. *Беда В. Д., Калинкин Н. Я.* Минеральные ассоциации и генетические черты золотополиметаллической минерализации в грейзенах (Приамурье) // Новые данные по геологии и рудоносности Монголо-Охотского пояса.— Владивосток, 1983.— С. 64—74.
3. *Беляева В. Р.* Грейзенизированные гранитоиды одного из месторождений Верхнего Приамурья // Магматизм рудных районов Дальнего Востока.— Владивосток, 1985.— С. 122—132.
4. *Беляева В. Р.* Условия формирования гранитоидов Хайктинско-Орогжанского массива (Верхнее Приамурье) // Тез. докл. XII конференции по геологии и геофизике Вост. Сибири.— Иркутск, 1986.— С. 5—6.
5. *Беляева В. Р., Пахомова В. А.* Условия минералообразования рудоносных метасоматитов одного из месторождений Приамурья // Геология и металлогения районов Дальнего Востока.— Владивосток, 1985.— С. 110—121.

6. *Буряк В. А., Гуменюк В. А., Кайдалова Е. Ф. и др.* Новый (турмалин-гранат-кварц-серицитовый) тип золотоносных метасоматитов // Докл. АН СССР.— 1978.— Т. 241, № 5.— С. 1143—1146.
7. *Васильев И. А., Старк А. Г., Степанов В. А.* Золотая минерализация Сергачинской металлогенической зоны (Верхнее Приамурье) // Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— С. 93—98.
8. *Говоров И. Н.* Термодинамика ионно-минеральных равновесий и минералогия гидротермальных месторождений.— М.: Наука, 1977.
9. *Жариков В. А.* Основы физико-химической петрологии.— М.: Изд-во МГУ, 1976.
10. *Залищак Б. Л.* Условия образования анортитизированных гранитоидов — нового типа метасоматитов // Термобарогеохимия в геологии: Тез. VI Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии. Т. 1.— Владивосток, 1978.— С. 141—143.
11. *Залищак Б. Л., Беда В. Д., Петраченко Р. И. и др.* Особенности эндогенной минерализации Хайктинской очаговой структуры (Верхнее Приамурье) // Геология окраин континентов.— Владивосток, 1979.— С. 192—195.
12. *Залищак Б. Л., Беда В. Д., Петраченко Р. И. и др.* Золотоносная грейзеновая формация очаговой структуры (Верхнее Приамурье) // Рудные формации Приамурья.— Владивосток, 1983.— С. 12—34.
13. *Казицын Ю. В.* Околорудные метасоматиты Забайкалья.— Л.: Недра, 1972.
14. *Казицын Ю. В.* Метасоматизм в земной коре.— Л.: Недра, 1979.
15. *Коржинский Д. С.* Теоретические основы анализа парагенезисов минералов.— М.: Наука, 1973.
16. *Петраченко Р. И. и др.* Метасоматиты золотополиметаллического месторождения в области мезозойской тектономагматической активизации // Метасоматиты месторождений благородных металлов Дальнего Востока.— Владивосток, 1984.— С. 93—124.
17. *Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г.* Грейзеновые месторождения (онтогенез и филогенез).— М.: Недра, 1971.
18. *Чухров Ф. В.* Минералогия и зональность Восточного Коунрада // Тр./ИГЕМ.— 1960.— Вып. 59.
19. *Stemprok M.* Petrografie a vertikalni rozsah mineralizace v Cinovcke žulově Klenbě // Sbornik Geol. Věd, rada LG.—1965.— Sv. 5.— S. 7—106.
20. *Humphrey F. L., Wyatt M.* Scheelite in feldspathired granodiorite Gobbs, Nevada // Econ. Geol.— 1955.— V. 50, N 7.— P. 781—782.

ДВГИ ДВО АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
6 июля 1987 г.

ДИСКУССИЯ

Авторов нельзя упрекнуть в недостатке добротного фактического материала, представляющего как непосредственные полевые наблюдения, так и лабораторные исследования. Но интерпретация его вызывает принципиальные возражения.

Авторы необоснованно подходят к диагностике метасоматитов, интересных по составу и сопровождаемых ценной рудной минерализацией, относят их к грейзеновой формации. Даже формально, если рассматривать валовый минералогический состав метасоматитов, они содержат только три характерных минерала грейзенов, не содержат 5—7 минералов, обычно в них встречающихся, и характеризуются четырьмя (гранат, анортит, золото и не упоминающаяся авторами шпинель) минералами, обычно в них не встречающимися, т. е. чуждыми.

Непонятно, каким образом авторы трактуют представления Ю. В. Казицына о циклическом развитии метасоматоза и прогрессивно-регрессивном характере каждого цикла. Действительно, метасоматиты описываемого рудного поля представляют собой гетерогенные образования, содержащие продукты (минеральные ассоциации) как прогрессивного, так и регрессивного этапа. На прогрессивном этапе в обстановке геодинамического сжатия образованы хлорит, биотит, анортит, гранат, турмалин, шпинель, а на регрессивном — кварц, мусковит, серицит, ортоклаз. Во внутренних частях колонок минеральные парагенезисы прогрессивного этапа почти полностью замещены, сохраняется лишь корродированный гранат, выделяемый В. А. Буряком и В. А. Гуменюком в качестве III морфологического типа. Во внешних частях, начиная с 3-й зоны колонки, минералы прогрессивного этапа сохраняются и определяют состав метасоматитов. Регрессивный этап сопровождается жилообразованием (точнее — прожилкообразованием) и является продуктивным рудным этапом. В ходе рудообразования обстановка геодинамического сжатия и разуплотнения (прогрессивного и регрессивного минералообразования) многократно повторялась, что способствовало экстрагированию рудных элементов из окружающего пространства и отложению их в трещинах и зонах регрессивного минералообразования.

Исходя из динамики метасоматоза и наименований индикаторных минералов двух последовательных его циклов, описываемые метасоматиты лучше называть полихронными гранат-мусковитовыми метасоматитами.

ИТиГ ДВО АН СССР

Ю. И. Бакулин

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

№ 3 1989

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.834

Л. М. Ханкишиева, И. П. Карогодина

ОСАДОЧНЫЙ ПОКРОВ И РЕЛЬЕФ ПОВЕРХНОСТИ АКУСТИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ОБЛАСТИ ПЕРЕХОДА ОТ ВОЗВЫШЕННОСТИ ШАТСКОГО К ИМПЕРАТОРСКИМ ГОРАМ

Приводятся данные непрерывного сейсмопрофилирования рейсов НИС «Морской геофизик» и «Дмитрий Менделеев» в области перехода от возвышенности Шатского к Императорским горам. В результате обработки этих данных и анализа построенных карт рельефа фундамента и мощности осадочного покрова выявлены структурные особенности региона и характер распределения осадочной толщи.

Исследуемый район расположен в пределах абиссальной равнины. В его центральной части наблюдается ряд горных массивов; выделены разломы двух основных простираний.

Осадочная толща в регионе имеет двухслойное строение, характерное для всей площади Северо-Западной котловины Тихого океана. Сделана попытка провести аналогию строения осадочной толщи на исследуемом полигоне, у подножия возвышенности Шатского и Императорских гор и в котловине, в районе скважин глубоководного бурения 194, 195, 303, 304.

В области перехода от возвышенности Шатского к Императорским горам в районе 37,5° с. ш. и 165° з. д. был отработан полигон с общей протяженностью профилей НСП около 2000 миль НИС «Морской геофизик» [1] и НИС «Дмитрий Менделеев» [2] (рис. 1). В качестве источника упругих волн на НИС «Дмитрий Менделеев» применялись пневмоизлучатели ПИ-IВ и «Импульс» с частотным диапазоном 40—100 Гц. На НИС «Морской геофизик» использовался электроискровой излучатель «Волна» с шириной спектра излучения до 250 Гц.

Анализ профилей НСП, карт рельефа фундамента и мощности осадочного покрова, построенных по этим материалам, позволяет выявить особенности строения и распределения осадочной толщи и простирание основных структурных элементов в регионе.

Полигон расположен в пределах абиссальной равнины. Северный массив возвышенности Шатского соединяется с горой Коко (Императорский хребет) цепью гор, расположенных на валообразном поднятии, которое разбито разломами на блоки протяженностью до 60 км (рис. 2). Глубина заложения этих разломов, видимая на записях НСП, примерно 800—1000 м. В юго-западной и центральной частях региона горы с отметками 2900—4000 м чередуются с относительно выровненными участками фундамента (5,6—6,0 км). Средняя скорость сейсмических волн в осадках составляет 2 км/с. Поскольку на некоторых профилях НСП подошва осадочного слоя выделяется неуверенно и отмечаются более глубокие отраже-

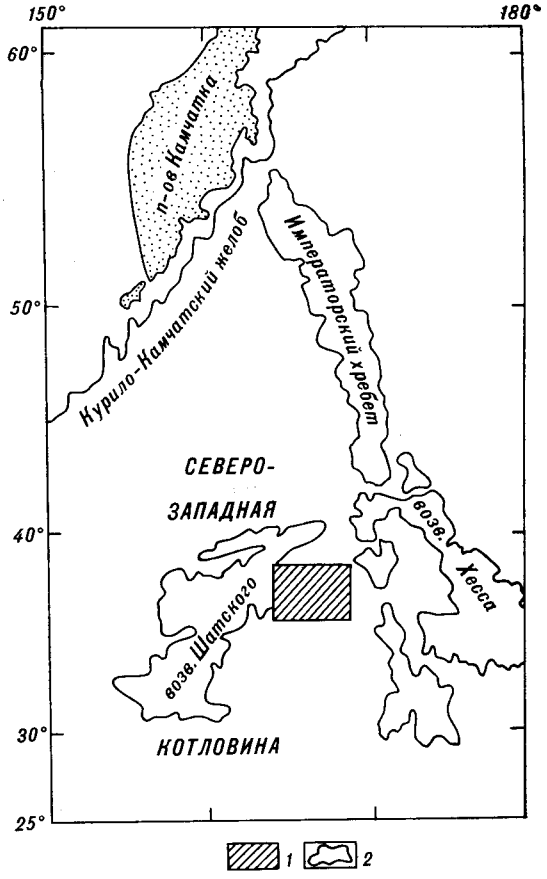


Рис. 1. Схема расположения полигона НИС «Морской геофизик» и «Дмитрий Менделеев».
1 — полигон НСП; *2* — изобата 5000 м.

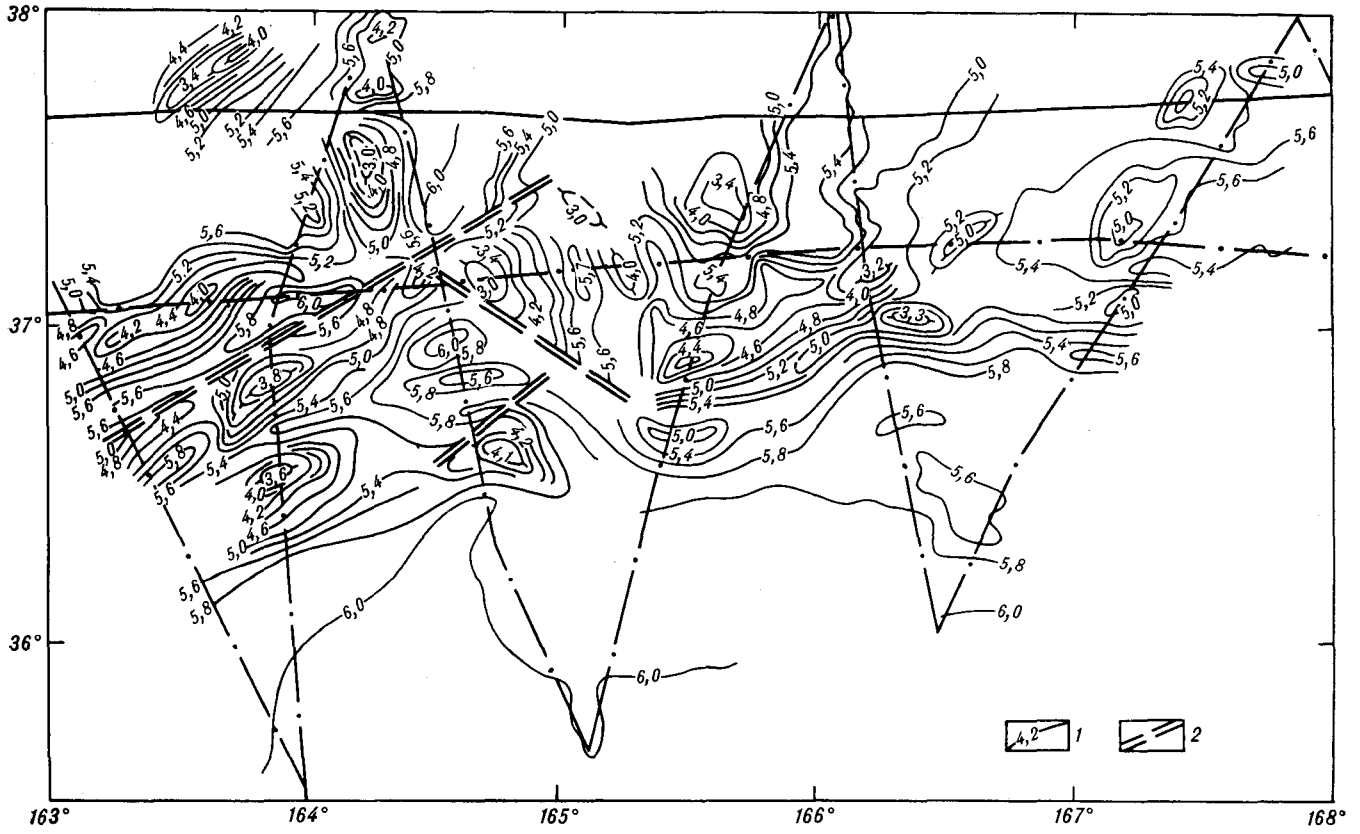


Рис. 2. Карта рельефа акустического фундамента области перехода от возвышенности Шатского к Императорским горам.

1 — изолинии, км; *2* — разломы.

ния, особенно в зонах, приуроченных к разломам у подножия горных массивов, можно предположить, что на этих участках фундамент залегает значительно глубже.

В центральной части полигона вдоль субширотного профиля НИС «Морской геофизик» (37° с. ш.) наблюдается ряд горных массивов протяженностью 55—60 км и высотой 1000—2000 м. Средняя глубина их цоколя составляет 5,0—5,3 км, это значительно ниже, чем положение цоколя северного массива возвышенности Шатского (4,4—4,8 км).

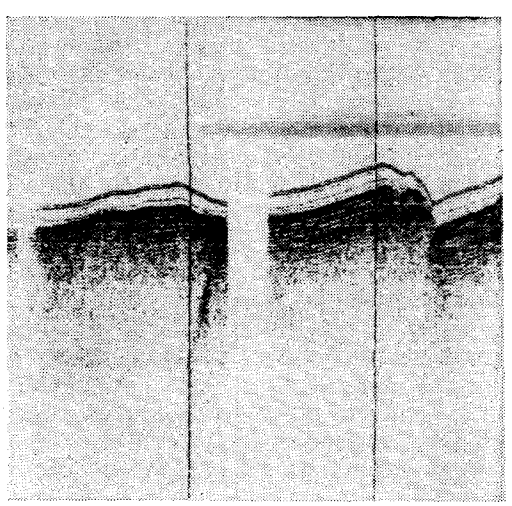
В западной и центральной частях полигона разломы трассируются конусообразными горами (рис. 3), высота которых от основания достигает 1800—2300 м. Наименьшую отметку глубины (2,9—3,0 км) имеют горы, расположенные на ступенях крупных блоков. В северной, северо-восточной и южной частях полигона наблюдается относительно выровненная, местами слегка деформированная поверхность фундамента с отдельно стоящими горами с отметками около 4 км. Наиболее гористый рельеф отмечается в западной и юго-западной частях полигона. Здесь особенно четко видно простирание основных геологических структур.

Осадочная толща в пределах полигона имеет двухслойное строение, характерное для всей площади Северо-Западной котловины. Проанализировав и обобщив физические и литологические данные по скважинам 194, 195, 303, 304 глубоководного бурения в котловине, мы условно перенесли их на рассматриваемый регион, учитывая однотипность строения осадочного чехла в котловине и на нашем полигоне (см. рис. 3, 4). Таким образом, в пределах полигона верхний акустически прозрачный слой со скоростями 1,5—1,7 км/с и средней мощностью 150—200 м, по-видимому, соответствует толще радиоляриевых и диатомовых илов и алевритистых глин позднемиоцен-четвертичного возраста, обогащенных вулканическим пеплом и стеклом. Нижний, акустически непрозрачный слой, кровля которого датируется альбсеноманом (130—90 млн лет), представлен переслаивающимися глубоководными глинами, мелом, мергелем, известняками. Средняя мощность слоя около 200 м, скорость сейсмических волн примерно 3,0 км/с. Аналогичная картина строения осадочного чехла наблюдается в пределах возвышенности Шатского: участки с двухслойным строением осадков средней мощно-

Рис. 3. Фрагмент профиля НСП НИС «Морской геофизик» (конусообразные горы).

стью 300—400 м приурочены к седловинам между массивами. У подножия возвышенности и в зонах разломов наблюдается более расчлененный акустический фундамент и деформированный осадочный покров.

Акустически прозрачный слой (третично-четвертичные осадки) к северо-западу от возвышенности Шатского имеет мощность 200—300 м, к юго-востоку — менее 100 м. Непрозрачные слои (меловые осадки) к северо-западу



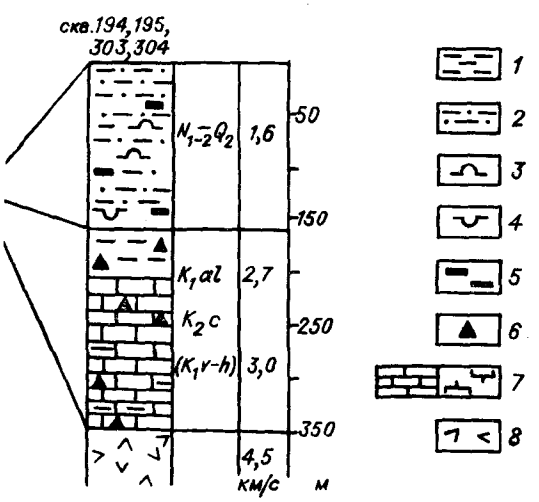


Рис. 4. Фрагмент профиля НСП 23-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев».

1 — пелагические глины; *2* — алевритовые глины; *3* — радиоляриевые илы; *4* — диатомовые илы; *5* — вулканические пеплы; *6* — кремни; *7* — мел, известняк; *8* — базальты.

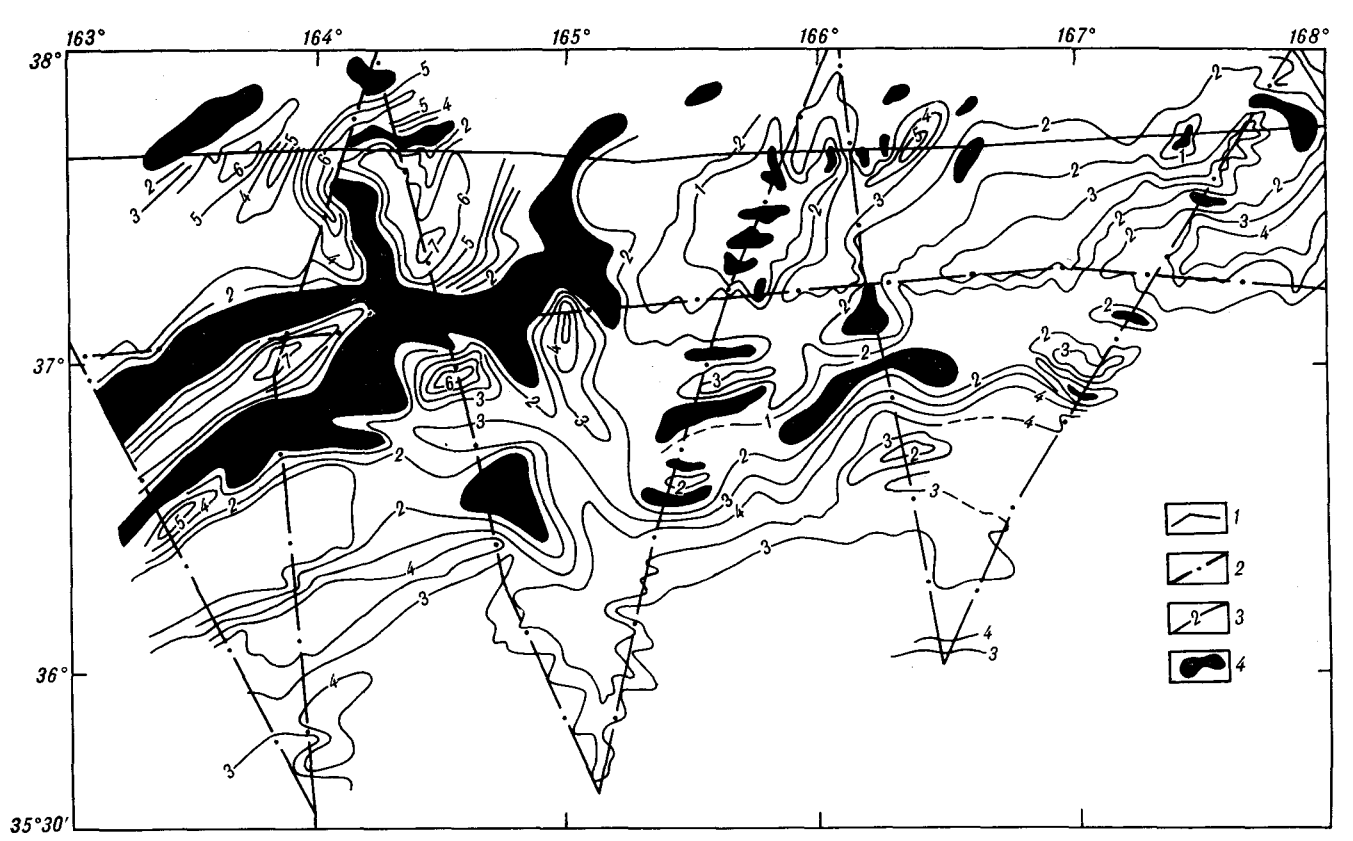


Рис. 5. Карта распределения мощности осадочного покрова области перехода от возвышенности Шатского к Императорским горам.

1 — профили НСП НИС «Дмитрий Менделеев»; *2* — профили НСП НИС «Морской геофизик»; *3* — изопахиты, сотни метров; *4* — выступы акустического фундамента.

от возвышенности имеют мощность 100—150 м, к западу — до 500, к юго-востоку — 300—400 м. Наиболее вероятной границей, разделяющей эти области различных скоростей осадконакопления в меловое и третично-четвертичное время, по-видимому, является зона разломов [3—5].

В пределах полигона мощность верхнего акустически прозрачного слоя варьирует от 0,07 до 0,3 с. Наибольшие его значения (0,3 с) отмечаются на выровненных поверхностях фундамента, в понижениях между горами в западной, юго-западной, северной и южной частях полигона, наименьшие (менее 0,1 с) — на поверхности горных массивов, в центральной и восточной частях полигона. По мере приближения к Императорскому хребту мощность этого слоя уменьшается до 30—50 м. Одновременно происходит увеличение нижнего непрозрачного слоя по крайней мере до 0,5 с, т. е. 500—600 м. Поскольку у подножия Императорских гор (в понижениях фундамента) возрастает стратифицированность осадочной толщи, вероятно, обусловленная спорадическим поступлением осадочного материала вулканогенного или карбонатного состава с этих гор, однозначно установить возраст осадочных слоев у подножия Императорских гор не удалось. На Императорском хребте (гора Коко) в скважинах 308, 309 были обнаружены отложения эоценового возраста [5].

Наибольшие мощности осадков (600—900 м) приурочены к понижениям в фундаменте в юго-западной и западной частях полигона у подножия северного массива возвышенности Шатского. Слои в осадочном чехле залегают без видимых несогласий. Следы сноса, аккумуляции и размыва незначительны: по-видимому, цепь гор, окружающая северный массив, задерживала осадочный материал, поступавший с поднятия. Серия гор в юго-западной и центральной частях полигона почти полностью лишена осадочного покрова и образует несколько гряд протяженностью до 250 км и шириной 15—30 км, вытянутых с юго-запада на северо-восток (рис. 5).

Чередование линейно вытянутых гряд и впадин акустического фундамента северо-восточного и, реже, северо-западного простираний, хорошо выраженное в осадочном чехле, указывает, по-видимому, на вторичные нарушения, оперяющие ранее выявленный крупный разлом восток-северо-восточного простирания (аз.

простирания примерно 72°), прослеживающийся от возвышенности Шатского до Императорских гор, а в юго-западной части Северо-Западной котловины — до группы подводных гор (Горы Гейш) [3]. Возможно, эти нарушения связаны с динамикой крупных фрагментов возвышенности Шатского.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Гнибиденко Г. С., Карогодина И. П., Вольнов В. М. и др.* Тектоника плиты Картографов (Тихий океан).— Деп. в ВНТИЦ, № 02850077606.— 1980.
2. *Непрочнов Ю. П.* 23-й рейс НИС «Дмитрий Менделеев» // Океанология.— 1980.— Т. 20, вып. 2.— С. 360—362.
3. *Строение* дна северо-запада Тихого океана (геофизика, магматизм, тектоника)/Ю. М. Пущаровский, Ю. П. Непрочнов.— М.: Наука, 1984.
4. *Heezen B. C., Macgregor I. D., Forman H. P. et al.* Cretaceous Chalks Beneath Neogene Volcanic Clays, east of the Japan Thench: DSDP Site 194. Mesozoic Chalk and Chert on the Pacific ocean Plate near Japan: DSDP Site 195. The Shipboard Scientific Party // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 20.— Washington: US Government Printing Office, 1973.— P. 3—31.
5. *Larson R. L., Moberly P., Bukry D. et. al.* Site 303: Japanese Magnetic lineations. Site 304: Japanese Magnetic lineations // Ibid.— V. 32.— 1975.— P. 17—73.

Институт океанологии АН СССР
Москва
ИМГиГ ДВО АН СССР
Новоалександровск

Поступила в редакцию
22 сентября 1986 г.

УДК 550.83 : 553.45(571.6)

Ф. И. Манилов, Е. Г. Иволга, Н. Л. Маловицкая, С. С. Борисенко, О. Г. Зубехина, Л. Т. Пугина

ФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ОЛОВОРУДНЫХ РАЙОНОВ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Рассматриваются особенности физических полей Комсомольского, Кавалеровского, Хингано-Олонойского и Вознесенского рудных районов (юг Дальнего Востока) в трехмерном пространстве; отмечаются их общие черты и отличия, уточняются на этой основе границы рудных районов и делается вывод о возможности предварительной оценки глубины эрозионного среза по разрезам Δg. Рассматривается возможность эффективного использования объемного представления физических полей при автоматизации интерпретации итерационным способом.

В основу работы положены результаты исследований, выполненных авторами в порядке подготовки геофизических материалов к построению средне- и крупномасштабных объемных геолого-геофизических моделей оловорудных районов юга Дальнего Востока. В статье рассматривается вопрос использования трехмерного представления физических полей с целью: а) обнаружения проявленных в объемных схемах гравитационного поля закономерностей размещения оловорудных районов; б) применения объемных схем полей при количественной интерпретации геофизических данных.

Под объемными схемами физических полей мы понимаем систему разрезов, построенных путем аналитического продолжения поля в нижнее полупространство, опирающуюся на карту поля на дневной поверхности. Объемную картину поля дополняет комплект срезов поля на различных глубинных уровнях.

Исследованиями охвачены четыре оловорудных района, размещенных в различных физико-геологических обстановках. Комсомольский и Кавалеровский рудные районы расположены в пределах мезозоид Сихотэ-Алиня, Хингано-Олонойский и Вознесенский — в активизированных областях Буреинского и Ханкайского срединных массивов соответственно. Три из названных районов принадлежат к зонам сочленения разнотипных структур: Комсомольский — Баджальского антиклинория и Горинского синклинория, Кавалеровский — Главного синклинория Сихотэ-Алиня и Прибрежной антиклинали, Вознесенский — Вознесенского антиклинория и Черниговского синклинория. Оруденение в названных районах контролируется преимущественно гранитоидными интрузиями со специфическим щелочным уклоном петрохимического состава. Степень и характер непосредственной связи оруденения с указанными интрузиями различными авторами трактуется неоднозначно. Геосинклинальные комплексы рудных районов представлены в основном мезозойскими терригенными (Комсомольский и Кавалеровский районы) и рифейско-кембрийскими терригенно-карбонатными (Вознесенский район) толщами, прорванными интрузиями различного состава и возраста. Положение Хингано-Олонойского рудного района в древних структурах Буреинского массива затушевано интенсивными процессами более поздней активизации. В настоящее время структурная

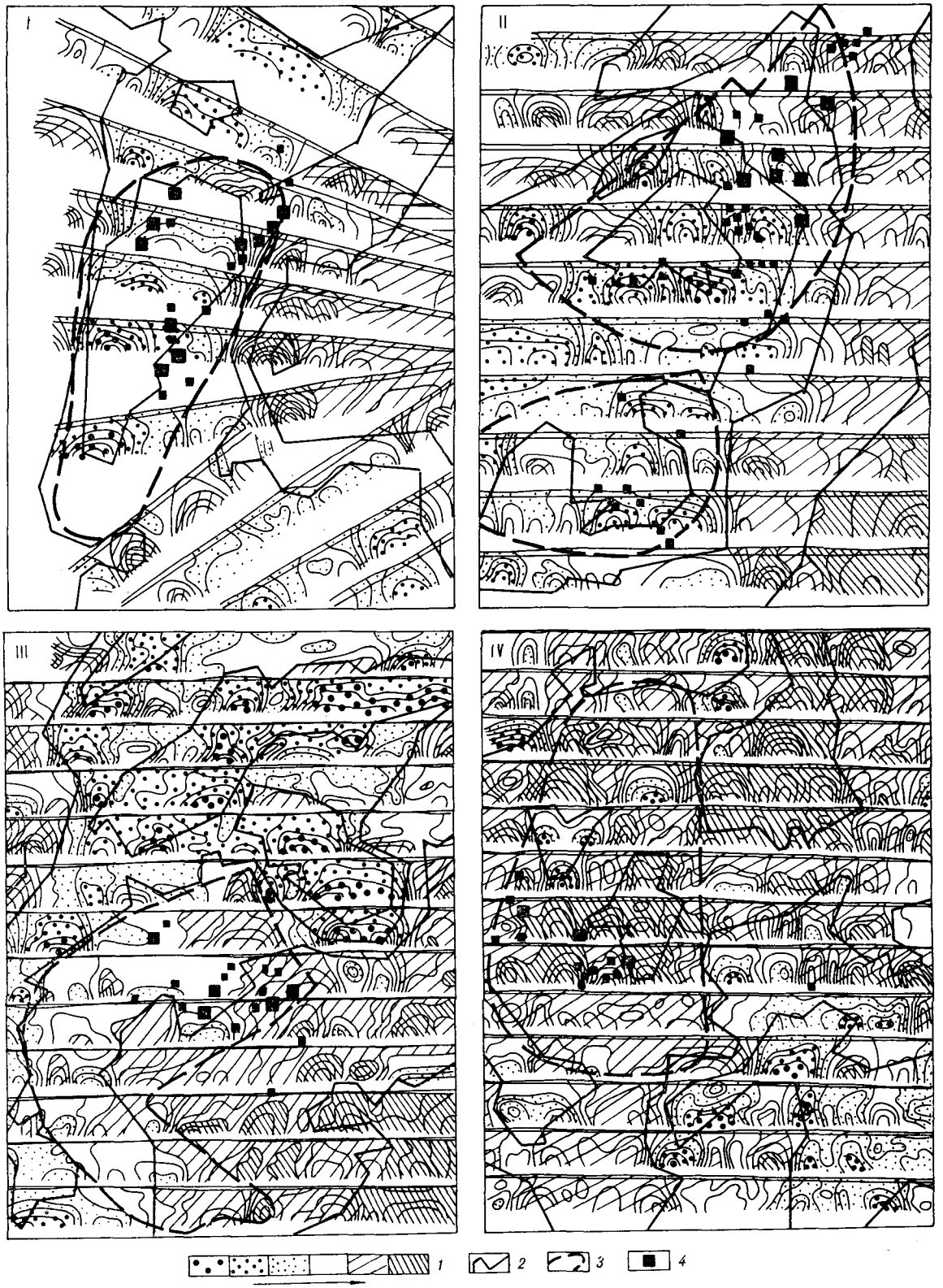


Рис. 1. Объемные схемы полей Δg рудных районов.

1 — шкала интенсивности расчетного поля, направление стрелки в сторону увеличения; *2* — границы полей разного типа; *3* — предполагаемые контуры рудных районов; *4* — рудные месторождения; *5* — рудопроявления. I—IV см. в тексте.

позиция района определяется его положением в северной половине Хингано-Олонойской вулканотектонической депрессии, выполненной вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями мелового возраста. Депрессия является составной частью Хингано-Баджальской зоны мезозойской тектономагматической активизации. Известное оруденение контролируется областями развития кислых вулканитов, возможно (по [2]), глубинными интрузиями кислого состава.

Под рудным районом большинством исследователей понимается рудонасыщенный блок с едиными геологическим строением, историей развития, а также металлогенией близкого типа. Принимая в качестве методической посылки представление о том, что объемные схемы полей отражают в пространстве вещественно-структурные особенности соответствующей территории, задача настоящей работы формулируется следующим образом: выделить в объемных схемах однотипный фрагмент, пространственно связанный с ареалом известной рудоносности. Под однотипностью понимается близкая морфология поля в трехмерном пространстве, определенный интервал значений интенсивности, схожая степень сложности («изрезанность») и т. п. В качестве границ таких фрагментов (блоков) принимаются преимущественно обрамляющие линейные зоны высоких градиентов, частично — линии смены характера морфологии, сложности поля, т. е. «пограничные зоны», по [1].

В процессе анализа особенностей позиции рудных районов и отдельных месторождений в объемных схемах полей намеренно исключены из рассмотрения, с одной стороны, интерпретационные геофизические построения, с другой — представления о пространственно-генетических связях оруденения с определенными интрузивными комплексами с целью сведения до минимума субъективных факторов. Таким образом, анализируются пространственные взаимоотношения между ареалами размещения оруденения и особенностями объемных схем полей.

На рис. 1 представлены объемные схемы полей Δg Хингано-Олонойского (I), Комсомольского (II), Кавалеровского (III) и Вознесенского (IV) рудных районов. Рудные районы (II, III и IV) приурочены к области перехода от высоких значений напряженности гравитационного поля к низким (см. рис. 1, 2). Хингано-Олонойский рудный район пространственно совпадает с контрастной отрицательной аномалией поля Δg. Переходная область в плане имеет различную форму: для Комсомольского рудного района — «залива» со стороны Баджальского гравитационного минимума, для Кавалеровского района представляет собой дугообразное обрамление блока повышенных значений поля Δg.

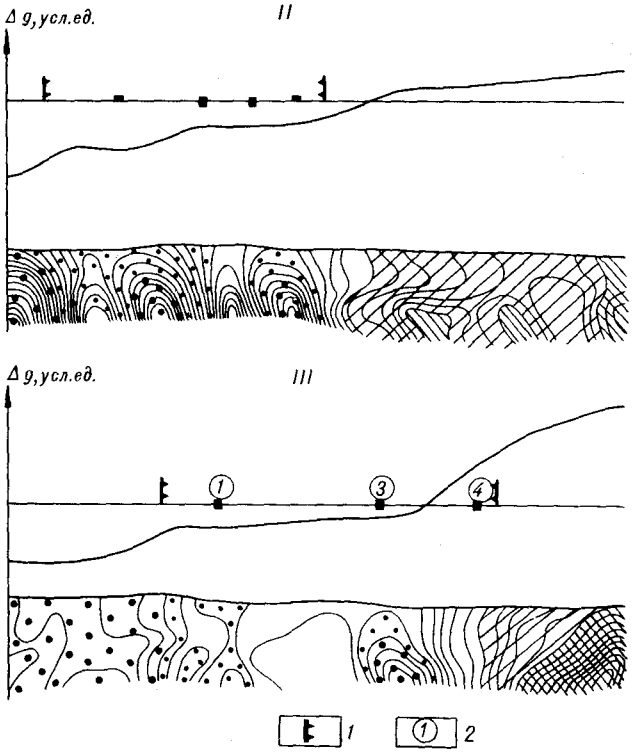


Рис. 2. Типовые разрезы полей Δg Комсомольского (II) и Кавалеровского (III) рудных районов.
1 — границы рудных районов; *2* — месторождение и его номер.

Для всех районов характерна повышенная концентрация (в объеме) отрицательных локальных аномалий Δg, уменьшение с глубиной интенсивности поля в целом при увеличении его контрастности. Последнее распространяется и на Вознесенский рудный район, характеризующийся более высоким уровнем поля по сравнению с другими. Кроме того, рудные районы отличаются от смежных блоков обилием высокоградиентных областей в разрезах несмотря на то, что собственно рудовмещающие части пространства преимущественно характеризуются пониженной градиентностью поля Δg. В этой связи и в исходных картах поля Δg рудные районы могут проявиться как участки пониженной градиентности поля (см. рис. 1).

Выявленные общие черты по-разному проявляются в каждом из рассматриваемых районов, отражая их своеобразие в вещественно-структурном отношении. На рис. 2 приведены разрезы полей Δg Комсомольского и Кавалеровского районов. Для первого характерна насыщенность верхней части разреза отрицательными аномалиями и зонами повышенных градиентов. В Кавалеровском районе подобная аномальная область фиксируется на некоторой глубине. Это хорошо согласуется с представлениями о более

глубоком эрозионном срезе Комсомольского района по сравнению с Кавалеровским.

Размещение месторождений и рудопроявлений в пределах рудных районов подчиняется определенной закономерности. В целом они приурочены к периферийной части (в объеме) локальных отрицательных аномалий поля Δg, частично к крутопадающим зонам повышенных градиентов. Причем не исключено, что позиция месторождений и рудопроявлений относительно указанных элементов поля определенным образом связана и с типом оруденения. Например, в случае Кавалеровского района (рис. 3) для оруденения, размещенного в области над аномалией, характерно преобладание штокверкового типа (см. рис. 2, месторождение 3), для месторождений, расположенных в крутопадающих зонах градиентов,— жильного (месторождение 4).

Эффективность использования объемных схем при количественной интерпретации данных гравиметрии определяется следующим.

1. Названные схемы отражают внутреннюю структуру изучаемого трехмерного геологического пространства. Это утверждение обосновывается повсеместным во всех охваченных ранее обстановках [2] удовлетворительным совпадением пространственной геометрии различных, в том числе и непотенциальных, полей: Δg, $\Delta T(\Delta Z)$, ρ_k.

2. В подавляющем большинстве случаев имеет место пространственное совпадение выделяемых по данным различных методов крутопадающих и пологих поверхностей разделов с поверхностями максимальных градиентов интенсивности либо сложности поля Δg.

3. Наблюдается прямая корреляционная зависимость по знаку и интенсивности для локальных «глубинных» аномалий Δg, $\Delta T(\Delta Z)$, ρ_k для площадей с установленными прямыми корреляционными связями между физическими параметрами пород (δ, $\varkappa$, ρ). Последнее позволяет выделять в разрезах Δg (аналогично планам Δg) плотностные неоднородности с избыточной либо недостаточной плотностью.

Изложенное иллюстрируется примером по Вознесенскому рудному району (см. рис. 3). Разрез ρ_k (см. рис. 3, *а*) построен по данным ВЭЗ с разносами $AB = 8$ км (выбор вертикального масштаба для AB/2 описан в [2]), разрезы ΔT и Δg (см. рис. 3, *б*, *в*) получены в результате аналитического продолжения полей (по [3]) до глубины 3 км. Сопоставление трех разрезов показывает близость их геометрии, что убеждает нас в удовлетворительном отражении разрезом Δg структуры изучаемого пространства. Крутопадающие зоны повышенных градиентов полей для всех трех методов и внутренняя морфология поля практически совпадают. Количественные оценки гипсометрического положения кусочно-субгоризонтальных границ разделов по данным количественной интерпретации ВЭЗ и результатов анализа разреза Δg (субгоризонтальные зоны градиентов, спрямленные субгоризонтальные линии смены типа поля) дают среднеквадратичное расхождение ± 73 м. Расчет прямого эффекта от петроплотностной модели, построенной по разрезу Δg (см. рис. 3, *г*), показал удовлетворительную сходимость теоретической и наблюденной кривых для большей части разреза с первой же итерации, расхождение в уровне правой части кривых обусловлено заниженной плотностью, принятой в нижней части разреза. Плотность эта была уточнена в результате итерационного подбора в автоматическом режиме при закрепленной геометрии (расчет выполнен по программе В. И. Бородина на ЕС ЭВМ-1052).

Анализ рис. 3 в целом показывает, что разрез Δg позволил вполне удовлетворительно построить модель первого приближения. Закрепление геометрии разреза дает возможность сводить решение обратной задачи к классу линейных задач. Положительной стороной использования разрезов Δg (трехмерной формы представления полей) является воспроизводимость построения модели первого приближения и возможность формализации правил построения такой модели. Так, например, в качестве формализованных правил можно принять следующие: 1) плотностные неоднородности в трехмерном пространстве ограничены поверхностями максимальных градиентов интенсивности поля либо максимальных градиентов его неоднородности (изрезанности, сложности и т. п.); 2) заданные плотностные характеристики σ_1, σ_2, ..., σ_n ограниченных областей должны ранжироваться в соответствии со средними значениями Δg для области. С принятием этих правил за основу в принципе представляется возможным соединение стандартного пакета программ трансформаций потенциальных полей с одной из программ автоматизированного подбора в классе линейных задач. Следовательно, намечается один из путей автоматизации первого звена автоматизированной системы интерпретации — получение так называемого «нулевого приближения».

Основные выводы из изложенного сводятся к следующему.

1. Трехмерная форма представления физических полей эффективна как при качественном анализе объемных особенностей структуры изучаемых территорий, так и при построении основы для количественной интерпретации. В качестве формального основания для получения картины поля в трехмерном варианте может быть использовано аналитическое продолжение в нижнее полупространство по

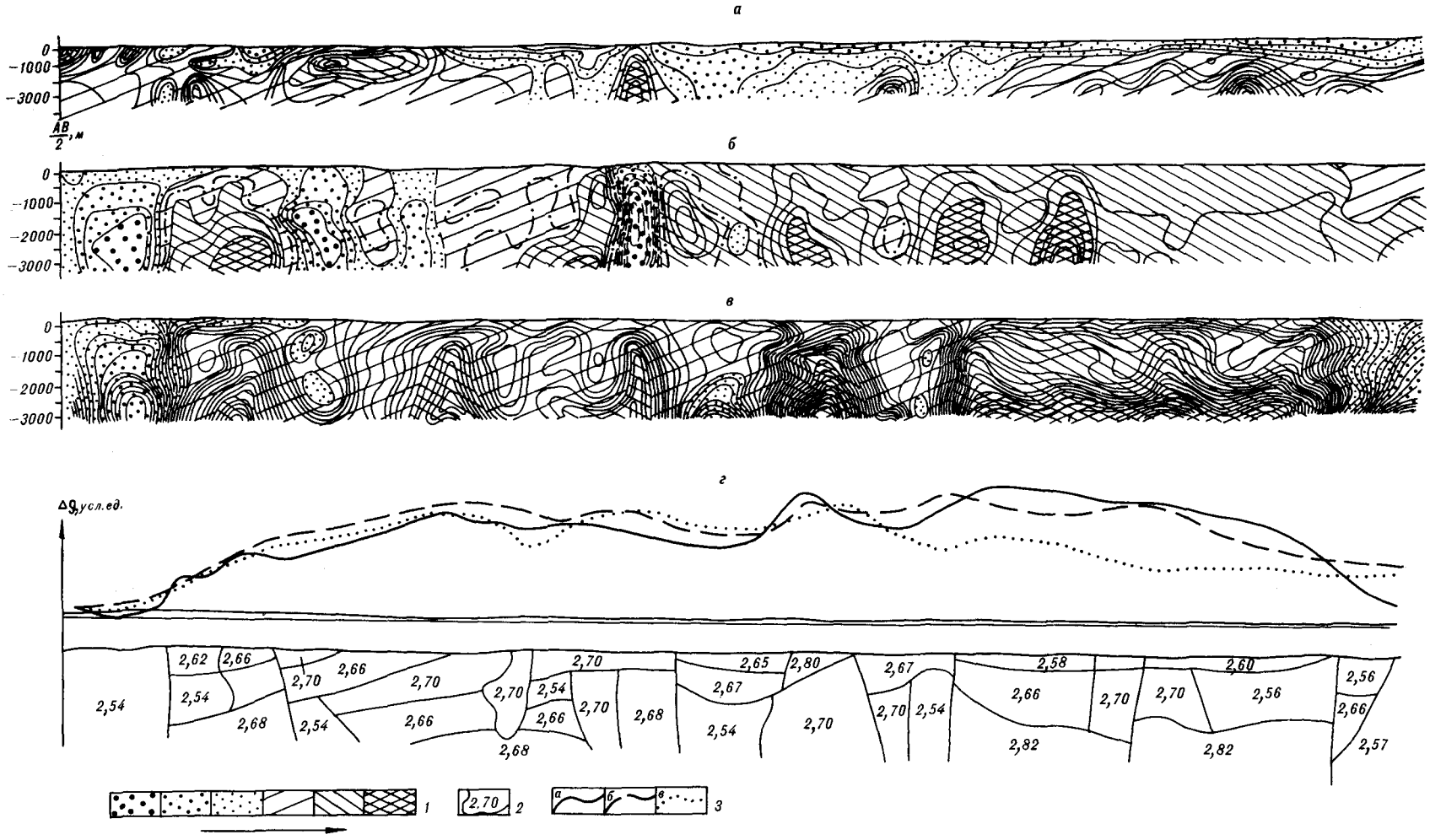


Рис. 3. Сопоставление разрезов Δg (*а*), ΔT (*б*) и ρ_k (*в*) Вознесенского рудного района.

1 — шкала интенсивности расчетных полей k_ρ, ΔT и Δg, направление стрелки в сторону увеличения; *2* — границы плотностных неоднородностей, цифры — значения плотности, г/см³; *3* — кривые Δg (у. е.): сплошная — наблюденная, пунктирная — после первой итерации (прямой эффект модели «нулевого приближения»), штриховая — после шести итераций, выполненных в автоматическом режиме. *а—г* см. в тексте.

алгоритмам В. Н. Страхова с построением объемных схем полей.

2. В результате анализа составленных объемных схем гравитационного поля уточнены границы Хингано-Олонойского, Комсомольского, Кавалеровского и Вознесенского рудных районов. Установлена преимущественная приуроченность рудных районов, исключая Хингано-Олонойский, к зоне перехода от высоких значений полей к низким. Переходная зона характеризуется насыщенностью локальными отрицательными аномалиями на различных глубинных уровнях и повышенной градиентностью в нижних частях разрезов. Для всех рудных районов характерна приуроченность рудных месторождений к периферии (в трехмерном пространстве) отрицательных глубокоуходящих локальных аномалий, частично — к крутопадающим зонам градиентов поля Δg. На основе сопоставления объемных схем полей Комсомольского и Кавалеровского районов намечается возможность предварительной оценки уровня эрозионного среза рудных районов. Для Кавалеровского района просматривается пока формальная связь между морфологическими особенностями оруденения групп месторождений и их позицией относительно элементов объемной схемы поля Δg.

3. На практическом материале обосновывается возможность использования объемных моделей полей в качестве основы при итерационном способе количественной интерпретации. Обсуждается возможность использования трехмерных моделей поля для автоматизации первого звена построения нулевого приближения процесса интерпретации.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Ахмадулин В. А., Малышев Ю. Ф., Мастюлин Л. А. и др.* Районирование гравитационных и магнитных полей юга Дальнего Востока // Принципы тектонического районирования/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1975.— С. 128—145.
2. *Манилов Ф. И., Саксин Б. Г.* Объемное геолого-геофизическое картирование/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1984.
3. *Страхов В. Н.* Аналитическое продолжение потенциальных полей и его использование при интерпретации гравитационных аномалий // Справочник геофизика. Т. 5.— М.: Недра, 1981.— С. 323—349.

ДВИМС
Хабаровск

Поступила в редакцию
30 октября 1987 г.

УДК 553.07

А. А. Врублевский, Ю. П. Юшманов, Д. Н. Кузнецов

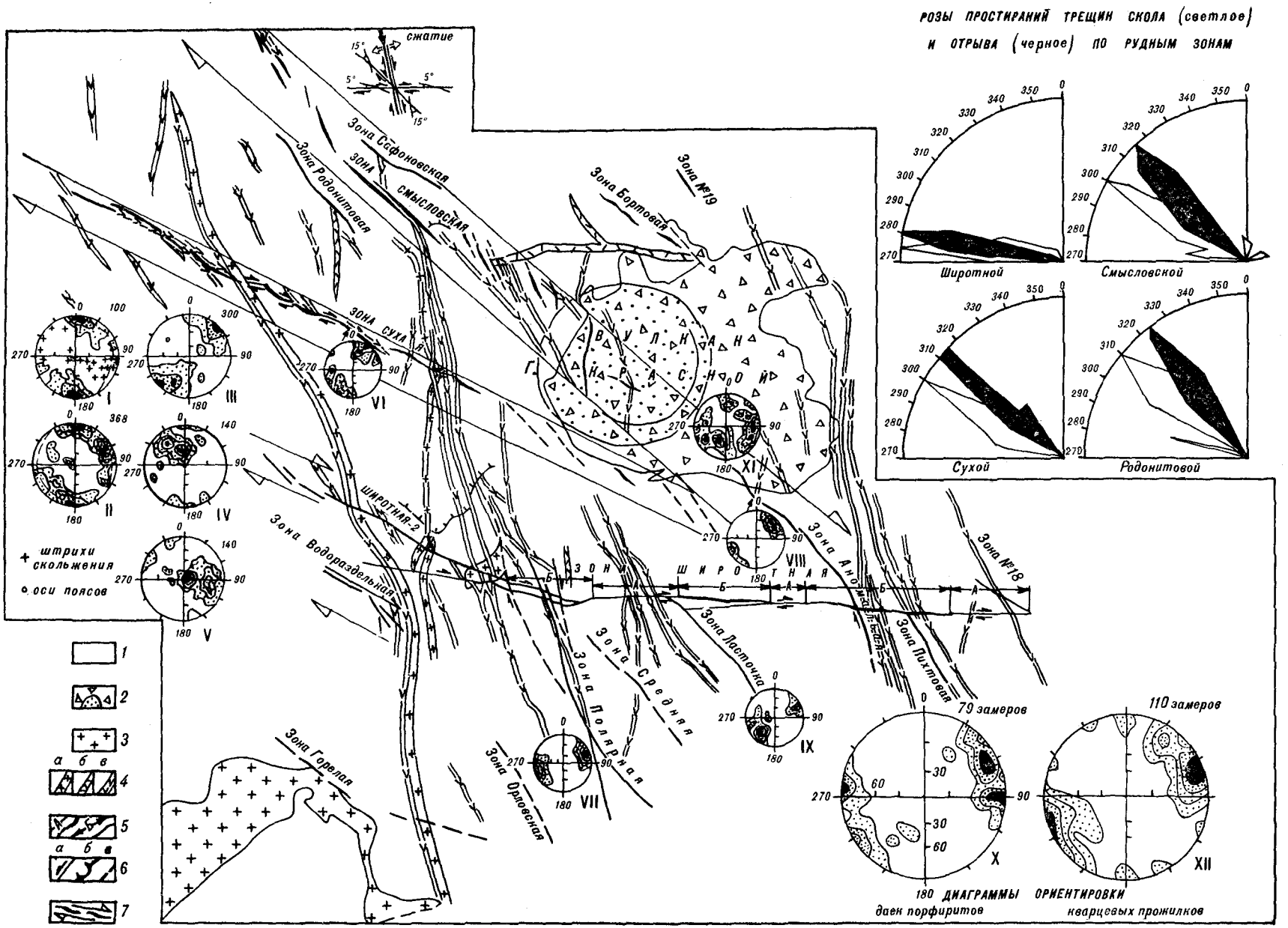
СТРУКТУРА КРАСНОГОРСКОГО ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПРИМОРЬЕ) И МОРФОЛОГИЯ РУДНЫХ ТЕЛ

Охарактеризованы структурная позиция и внутренняя структура месторождения. Показана определяющая роль разрывной тектоники в размещении и условиях локализации рудного вещества.

Красногорское месторождение расположено в пределах Каменной интрузивно-купольной структуры Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Рудное поле месторождения сложено покровом верхнемеловых игнимбритов приморской серии. В центральной части рудного поля покров прорван вулканическим жерлом палеовулкана горы Красной, мелкими штоками, дайками основного и кислого состава (см. рисунок). Вблизи жерла скважиной вскрыта апикальная часть интрузива габбро-диорит-грандиорит-гранитного состава. Магматические породы совместно с жерловыми фациями, штоками и дайками кислых и основных пород относятся к сантон-маастрихтскому дальнегорскому вулканоплутоническому комплексу.

Структурная позиция месторождения определяется его приуроченностью к северо-западному Смысловскому разлому, охватывающему площадь всего рудного поля [1,4]. Разлом контролирует ряд месторождений и рудопроявлений с оловянно-полиметаллической минерализацией.

Красногорское месторождение принадлежит к полиметаллической формации, к группе гидротермальных месторождений и состоит из рудных тел жильного и порфирового типа. Оловополиметаллическое оруденение порфирового типа, локализованное в измененных породах



Геолого-структурная схема Красногорского месторождения.

1 — игнимбриты; 2 — жерловые фации и наложенная кольцевая структура, контролирующая порфировое оруденение; 3 — граниты; 4 — дайки гранитов (а), липаритов (б), диоритов (в); 5 — грани разрывов с промышленной (А) и непромышленной (В) минерализацией; 6 — разрывы установленные (а — сдвиги и сбросы, б — надвиги) и предполагаемые (в); 7 — зоны скалывания с кулисообразной системой разрывов (стрелками указано направление смещения).

жерла палеовулкана горы Красной, контролируется кольцевой структурой, внутри которой развита радиальная система трещин, что отражено на диаграмме полюсов трещиноватости (см. рисунок, XI).

Промышленное полиметаллическое оруденение представлено жильным типом, рудные тела которого локализованы в разрывных нарушениях. Среди них выделяются три главные системы — субширотные (275—280°), падение 80—90° на север; северо-западные (300—325°), падение 75—85° на северо-восток, реже на юго-запад; север-северо-западные (330—350°), падение близвертикальное (см. рисунок, I—III, VI—XII). В процессе разведки выявлены три продуктивные зоны: Широтная, Сухая и Смысловская.

Зона Широтная расположена в центральной части рудного поля, где она прослежена в широтном направлении. Продуктивная часть зоны пересекается зонами Пихтового и Полярного разломов, за которыми она имеет тенденцию к выклиниванию. На западе эта зона образует структуру «конского хвоста». Промышленная полиметаллическая минерализация внутри зоны имеет сложное распределение, зависящее от морфологии поверхности сместителя. Морфология и мощность зоны, а также распределение промышленного оруденения зависят от ее простирания и падения. С учетом этого в составе зоны выделяются две главные грани *А* и *Б*, которые соответственно имеют простирание 270—275° и 275—280°. Морфология грани *А* характеризуется прямолинейностью, малой мощностью (до 20 см) рудной зоны, минерализацией с незначительным содержанием полезных компонентов. Продуктивные промышленные участки протяженностью от 80 до 360 м приурочены к грани *Б*. Эта грань, в свою очередь, состоит из нескольких граней второго порядка, отличающихся простиранием и морфологией. Здесь увеличение мощности тел до 15 м наблюдается на гранях, отклоняющихся на 5—10° к меридиану от общего простирания грани *Б*. Эти участки протяженностью от 20 до 80 м рассматриваются как рудные столбы. По морфологии они имеют ромбовидную или удлиненную, часто близкую к линзовидной, форму. Рудные столбы не отличаются по минеральному составу от других участков и выделяются по данным опробования.

В зоне Широтной «методом поясов» проведен анализ трещиноватости, связанной с разрывными смещениями [2, 3]. Из диаграмм I, II (см. рисунок) видно, что трещиноватость в зоне группируется в пояс с осью, погружающейся по азимуту СВ 50 ∠ 80°. Ось пояса трещиноватости совпадает с ориентировкой рудных столбов, установленных горными выработками. Линия смещения, проходящая в плоскости сместителя под углом 90° к оси пояса трещиноватости, наклонена в рассматриваемом случае на запад под углом 10° к горизонту. Правосдвиговый характер смещения устанавливается по смещению дорудных даек диабазов на расстояние 2—4 м. Одновременно со сдвигами внутри грани формировались сбросы (см. рисунок, I).

Сочетание сдвиговых и сбросовых смещений блоков обусловило сложную морфологию зоны Широтной и особенности распределения промышленной полиметаллической минерализации. Шаг чередования промышленной минерализации с непромышленной по падению грани *Б* не установлен. Возможно, он соответствует шагу в плане, и в этом случае с глубиной следует ожидать второй этаж оруденения.

На всем протяжении зону Широтную оперяют короткие, маломощные трещины северо-западного и близширотного простирания. Они подходят к зоне под острым углом, являются трещинами скола и поэтому не образуют рудных столбов в узлах сочленения.

Более сложное строение имеют северо-западные (300—315°) рудные зоны — Смысловская и Сухая. Они состоят из крупных кулисообразно расположенных трещинных зон, которые контролируют промышленные блоки и сопровождаются дайками диабазовых порфиритов. Иногда кулисы соединены трещинами скалывания. Кулисное строение рудных зон указывает на отсутствие значительных перемещений блоков пород, характерных для начальных этапов формирования зон сдвига. Статистическим анализом установлено, что большинство разрывов, составляющих зоны Смысловскую и Сухую, ориентированы вертикально с некоторым разбросом полюсов трещин по падению и простиранию сместителей (см. рисунок, III—VI). Разрывы, вмещающие промышленную полиметаллическую минерализацию, отклоняются на 10—15° к северу от общего простирания кулисных зон (см. розы-диаграммы на рисунке). Подобная закономерность свидетельствует о формировании разрывов в условиях правого сдвигосброса. Диаграммы IV, V ориентировки штрихов и шарниров скольжения * подтверждают этот вывод. Сдвигосбросовая природа зоны Смысловской определила морфологию рудных блоков, где рудные столбы предполагаются на гранях пологой и крутой ориентировки, погружающихся на юго-восток под углами 30 и 65°. Разрывы, вмещающие промышленную полиметаллическую минерализацию, располагаются кулисно

* Шарнир скольжения — линия, лежащая в плоскости сместителя, перпендикулярная штриху. Шарнир скольжения соответствует средней оси эллипсоида деформации.

как в плане, так и в разрезе. По своей морфологии они или прямолинейные (зона Смысловская), или *S*-образной формы (зона Сухая). В разрезе кулисы погружаются на северо-восток, где скважинами обнаружены слепые рудные тела, несущие промышленную минерализацию.

В близмеридиональной зоне Полярного разлома промышленные по содержанию блоки соответствуют жилам выполнения, сопровождаемым дайками диабазовых порфиритов. По морфологии жилы прямолинейные или слабоволнистые, выклиниваются по простиранию и падению по трещинам скола. Увеличение мощности рудных тел до 3 м наблюдается в плавно изогнутых участках разрыва, раскрывшихся в период рудоотложения по типу правого сдвига. Из диаграммы VII (см. рисунок) видно, что основной максимум полюсов разрывов, составляющих зону Полярную, круто погружается на северо-восток под углом 80°.

Послерудные смещения носят унаследованный характер. Так, в зоне Широтной поперечные прожилки кальцита смещены на 10—30 см. В свою очередь, зона Широтная смещена близмеридиональными разрывами Полярного и Аномального разломов на 2—4 м по единичным трещинам скола при суммарной амплитуде по зонам разломов в 10—14 м.

Предполагается, что формирование дизъюнктивной структуры Красногорского месторождения началось в конце позднего мела после накопления вулканитов. В условиях горизонтального субмеридионального сжатия широтные и северо-западные разломы формировались как зоны скалывания, по которым происходили правые сдвиги. С этими смещениями, как показано выше, связаны основные черты морфологии разрывов. Зона Широтная образовалась путем слияния мелких трещин в единый разлом. На участках искривления и приоткрывания возникли области повышенной раздробленности боковых пород в условиях растяжения вдоль зоны сдвига. В момент рудоотложения трещины, отклоняющиеся к северу от широтного направления, приоткрывались и являлись ловушками для рудных растворов. Северо-западные разломы сформировались из кулисной системы трещин. Более ранние генерации кулисных сколовых трещин по мере сдвигания крыльев разлома в широкой зоне разлома приоткрывались и служили каналами для внедрения даек и рудных растворов. Поздние генерации сколовых трещин, вероятно, были закрыты, так как не содержат рудной минерализации.

Близмеридиональные разрывы вмещают дайки кислого и основного состава. Контакты даек крутые с падением на восток, северо-восток под углами 80—85° (см. диаграмму X на рисунке). В центральной части рудного поля дайки образуют три пояса шириной 100—500 м. Они пересекают площадь рудного поля и прослежены по простиранию на 4—5 км. По-видимому, в дорудный этап эти разрывы формировались как «чистые» разрывы растяжения параллельно горизонтальному вектору сжатия. На неоднократное раскрытие этих разломов указывает присутствие в них контрастных даек порфиритов и гранит-порфиров и даже жил (зоны Полярная, Аномальная, Пихтовая). Внутри- и послерудные смещения по этим разломам носили характер правого сдвига. На горизонтальное сжатие в послерудный этап указывает субмеридиональная ориентировка послерудных кварцевых прожилков, развитых на площади рудного поля (см. диаграмму XII на рисунке), а также полого ориентированные штрихи и борозды скольжения на руде.

Охарактеризованные особенности строения дизъюнктивной структуры Красногорского месторождения, думается, будут способствовать правильной ориентировке поисковых работ на обнаружение промышленной оловянно-полиметаллической минерализации в районе.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бельды А. Ю.* Роль геодинамического фактора в рудолокализации на Красногорском полиметаллическом месторождении (Дальнегорский рудный район) // Тез. докл. Всесоюз. совещ. «Структуры рудных полей вулканических поясов».— Вып. 2/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1985.
2. *Гущенко О. И.* Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформации в литосфере.— М.: Наука, 1979.— С. 7—25.
3. *Данилович В. Н.* Методы поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями // Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской области. Вып. 2 (29).— Иркутск: Кн. изд-во, 1961.
4. *Михайлов В. А., Феоктистов Ю. М., Смирнов М. М.* Краткий очерк геологического строения Дальнегорского рудного района/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1987.

ИТиГ ДВО АН СССР
Хабаровск
ПГО Приморгеология
Дальнегорск

Поступила в редакцию
24 июня 1988 г.

УДК 548.4

Н. В. Бердников

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ МЕТАМОРФИЗМА

Для геологической интерпретации данных по изучению включений углекислоты в минералах метаморфических пород обсуждаются три основные модели регрессивного метаморфизма: изотермической декомпрессии, сопряженного снижения T и P и изобарического остывания. Модельные построения иллюстрированы конкретным материалом по изучению включений в минералах гранулитов Алданского щита и Прибайкалья, а также в минералах эндоконтакта Джугджурского анортозитового плутона. Показано, что основным диагностическим признаком, по которому режим реального регрессивного метаморфизма можно интерпретировать той или иной моделью, является изменение плотности CO_2 во включениях от ранних генераций к поздним. В модели изотермической декомпрессии плотность в этом направлении уменьшается, в случае сопряженного снижения T и P вдоль изоденсы CO_2 она остается постоянной, а в модели изобарического остывания — увеличивается. Обсуждаются геотектонические обстановки, соответствующие каждой модели.

Современный уровень термобарогеохимических исследований позволяет построить ряд моделей, описывающих $T-P$-эволюцию метаморфизма в различных геодинамических обстановках. В настоящей статье обсуждаются наиболее общие и простые модели, область функционирования которых ограничивается тремя факторами. Во-первых, они построены с учетом только углекислотных включений, наиболее характерных для метаморфических минералов. Во-вторых, эти модели описывают лишь кульминационный и регрессивный этапы метаморфизма, так как включения только этих этапов мы имеем возможность изучать. И, в-третьих, модели описывают лишь одноактный метаморфизм, не учитывая случаев полиметаморфизма.

С учетом сделанных ограничений могут быть построены три основные модели. Принципиальное положение их $T-P$-трендов показано на рис. 1. Тренд 1 отражает снижение давления при неизменной температуре и отвечает режиму изотермической декомпрессии. Он пересекает изоденсы углекислоты в направлении понижения ее плотности. Поэтому гистограмма распределения плотностей углекислоты во включениях в этом случае должна характеризоваться понижением плотности CO_2 от ранних генераций включений к поздним (рис. 2, кривая 1). Тренд 2 проходит субпараллельно изоденсам CO_2 и соответствует режиму сопряженного снижения температуры и давления. Плотность углекислоты вдоль тренда остается постоянной, а гистограмма замеров ее плотностей во включениях будет иметь форму узкого пика (см. кривую 2 на рис. 2). Тренд 3 отражает снижение температуры при неизменном давлении и отвечает режиму изобарического остывания. Он направлен в сторону увеличения плотности CO_2, поэтому распределение значений плотности CO_2 во включениях будет характеризоваться ее увеличением от ранних генераций включений к поздним (см. кривую 3 на рис. 2). По-видимому, окончание процесса изобарического остывания будет ограничиваться $T-P$-условиями геотермы.

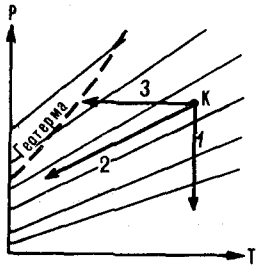


Рис. 1. Принципиальное положение трендов моделей изотермической декомпрессии (*1*), сопряженного изменения T и P (*2*) и изобарического остывания (*3*), совмещенных с изоденсами CO_2. Здесь и далее К — условия кульминации метаморфизма, начало регрессивного этапа.

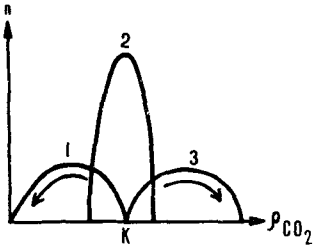


Рис. 2. Принципиальный вид гистограмм распределения плотностей включений CO_2 в минералах пород, метаморфизованных в модельных условиях. Номера кривых соответствуют номерам модельных трендов на рис. 1. Здесь и далее стрелки показывают изменение плотности CO_2 во включениях от ранних генераций к поздним, n — число замеров плотности CO_2 во включениях.

Три рассмотренные модели являются идеальными случаями и в геологических процессах проявляются редко. Реальные тренды регрессивных этапов обычно располагаются между идеальными трендами 1—3 (см. рис. 1), а вид гистограмм распределения плотности CO_2 осложнен рядом факторов. Первый из них — статистический — определяется неравномерностью образования включений во времени. Причины такой неравномерности не вполне ясны, однако можно предположить, что важную роль здесь играют тектонические подвижки. Они приводят к возникновению микротрещин в минералах, которые при залечивании образуют зоны вторичных включений. Другой фактор отражает флуктуации теплового потока на регрессивном этапе и связанные с ними явления мигматизации и гранитизации, что приводит

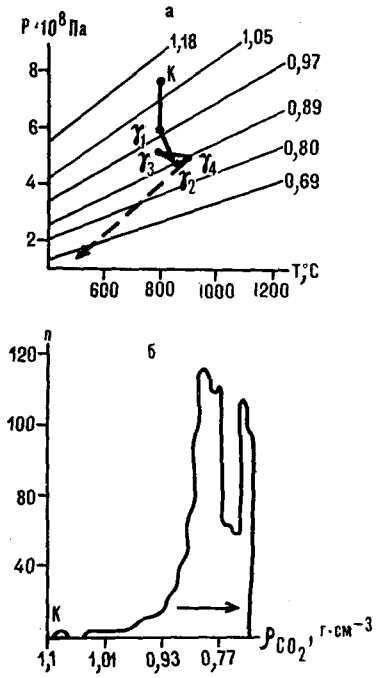


Рис. 3. $T-P$-тренд (*а*) и обобщенная гистограмма замеров плотности CO_2 во включениях (*б*) из мигматизированных гранулитов Алданского щита по данным [1, 2]. γ_1—γ_4 — последовательные этапы мигматизации, штрих — постметаморфическая эволюция.

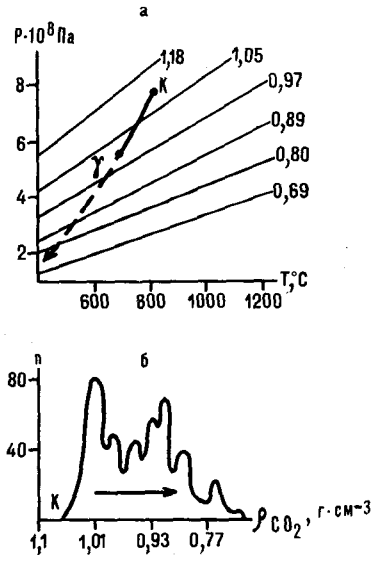


Рис. 4. $T-P$-тренд (*а*) и обобщенная гистограмма замеров плотности CO_2 во включениях (*б*) из гранитизированных кристаллосланцев, эндербитов и чарнокитов шарыжалгайского комплекса [4]. $\gamma-T-P$-условия гранитизации, штрих — постметаморфическая эволюция.

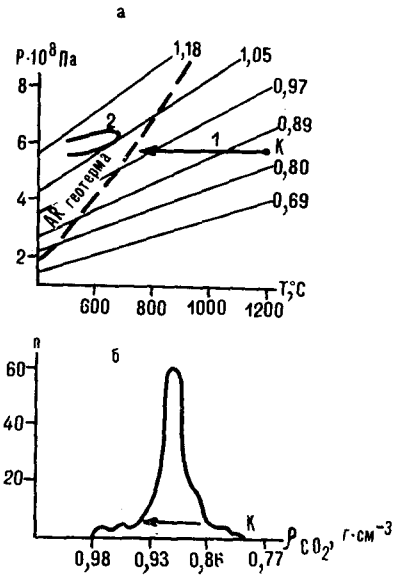


Рис. 5. $T-P$-тренд (*а*) остывания эндоконтакта джугджурских анортозитов (*1*), тренд субизобарического зонального кианит-силлиманитового метаморфизма Центрального Массачусетса (*2*), по данным [3], и соответствующая гистограмма CO_2 (*б*).

к искривлению линии тренда и искажению гистограммы. Третьим важнейшим фактором является полиметаморфизм и другие наложенные изменения. Повторный метаморфизм, как правило, имеет иную интенсивность и положение регрессивного тренда, поэтому он сильно изменяет, а иногда и полностью затушевывает картину первичного метаморфизма.

Примеры реальных регрессивных трендов и соответствующих им гистограмм плотностей CO_2 во включениях показаны на рис. 3—5. На рис. 3 приведены обобщенные данные по изучению гранулитов Алданского щита [1, 2], регрессивный метаморфизм которых проходил в режиме изотермической декомпрессии в обстановке общего воздымания и гранитизации. Криволинейная форма тренда и неравномерное распределение замеров на гистограмме обусловлены многоэтапностью процесса мигматизации пород. Наличие узкого пика на левой ветви гистограммы объясняется интенсивным образованием включений во время постмигматитовых процессов (пунктир на тренде). Однако, несмотря на сложную форму гистограммы, плотность CO_2 во включениях закономерно понижается от ранних генераций к поздним (стрелка на гистограмме), что является определяющим признаком данной модели.

Тренд регрессивного метаморфизма с сопряженным снижением температуры и давления изучен нами совместно с Е. Б. Курдюковым [4] на примере гранитизированных гранулитов шарыжалгайского комплекса в Прибайкалье. Он занимает промежуточное положение между модельными трендами 1 и 2 (см. рис. 1, 4) и пересекает изодансы CO_2 в направлении уменьшения плотности. Вид гистограммы на рис. 4, *б* осложнен явлениями гранитизации (правый пик), а условиям образования высокотемпературных кристаллосланцев, эндербитов и чарнокитов соответствует узкий левый пик. Его форма приближается к форме модельного пика 2 на рис. 2, хотя плотность включений CO_2 в минералах от ранних генераций к поздним в общем уменьшается (стрелка на гистограмме).

Рис. 5 иллюстрирует модель изобарического остывания. Тренд 1 отражает эволюцию $T-P$-параметров в эндоконтакте Джугджурского анортозитового массива на Дальнем Востоке. Внедрившийся при температуре порядка 1200 °C в архейские метаморфические комплексы анортозитовый плутон остывал на глубине до температуры геотермы. На гистограмме на рис. 5, *б* заметно увеличение плотности CO_2 от ранних генераций к поздним, что явля-

ется характерным признаком соответствующей модели. Термобарогеохимические данные по региональному изобарическому метаморфизму пока отсутствуют. Тренд 2 на рис. 5, построенный по данным минеральной термобарометрии [3], иллюстрирует эволюцию кианит-силлиманитового зонального комплекса Центрального Массачусетса. Можно ожидать, что на регрессивном этапе такого метаморфизма формируются включения, плотность углекислоты в которых также увеличивается от ранних генераций к поздним.

Таким образом, можно констатировать, что существование трех основных моделей регрессивного этапа метаморфизма (изотермической декомпрессии, сопряженного снижения T и P и изобарического остывания) подтверждается данными термобарогеохимии. В связи с этим появляется возможность диагностики типа регрессивного метаморфизма по включениям CO_2 в минералах. Основным критерием диагностики служит характер изменения плотности флюида от ранних генераций включений к поздним.

Рассмотренные модели являются необходимым инструментом при геолого-тектонической интерпретации данных изучения включений в минералах метаморфических пород. Действительно, каждой из рассмотренных моделей соответствует более или менее определенная геолого-тектоническая обстановка. Так, модели изотермической декомпрессии отвечает обстановка быстрого подъема метаморфизующихся толщ, сопровождающаяся многоэтапной мигматизацией и гранитизацией в условиях повышенного теплового потока. Быстрое снижение давления, предполагающееся моделью, должно обеспечиваться интенсивной эрозией. В тектоническом смысле такая обстановка может быть реализована на орогенном этапе развития геосинклиналей.

Модели изобарического остывания могут соответствовать условия эндогенного плутонизма. В приложении к условиям регионального метаморфизма модель может работать в случае уменьшения теплового потока на регрессивной стадии метаморфизма без воздымания (посторогенный этап), а также при формировании зональных метаморфических комплексов под воздействием локальных тепловых потоков на фоне стабильной геотектонической обстановки (зональный метаморфизм пород, прилегающих к глубинным разломам, интрузиям центрального типа и т. п. в платформенных областях).

Модель сопряженного снижения T и P отражает наиболее распространенный вариант эволюции температуры и давления на регрессивном этапе метаморфизма и включает в себя массу переходных вариантов между первыми двумя моделями. Видимо, поэтому для этой модели наиболее трудно подобрать четкие геологические видовые признаки. Можно лишь сказать, что $T - P$-тренд модели наклонен к оси температур больше любой из геотерм стабильных континентальных областей. Поэтому регрессивный метаморфизм, который моделируется данным трендом, должен проходить в условиях повышенного теплового потока.

В настоящей работе термобарогеохимические модели построены с учетом только углекислотных включений в минералах, в силу чего они получились излишне специализированными, а их геологическая интерпретация неоднозначна. Вероятно, эти недостатки будут преодолены построением комплексных термобарогеохимических моделей, учитывающих другие типы включений. Думается, что такие модели будут более гибкими, а их геологическая интерпретация — более четкой и достоверной. По-видимому, при построении комплексных моделей появится возможность учесть в них процессы, осложняющие идеальные $T - P$-тренды. В первую очередь речь идет о постметаморфических процессах — явлениях, связанных с появлением расплавов в метаморфических системах, и о полиметаморфизме.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Вапник Е. А.* Флюидный режим анатексиса и диатексиса при различных условиях метаморфизма: Автореф. ... канд. дис.— Л., 1988.
2. *Вапник Е. А., Седова И. С.* Режим давлений и состав флюида при процессах ультраметаморфизма в Алданском мегаблоке // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва.— 1986.— Вып. 4.— С. 410—422.
3. *Кориковский С. П., Перчук Л. Л.* Закономерности изменения $P - T$-параметров регионального метаморфизма на основе микрозондовых исследований минералов // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1983.— № 5.— С. 79—90.
4. *Курдюков Е. Б., Бердников Н. В.* $P - T$-условия метаморфизма и гранитизации шарыжалгайского комплекса (Юго-Западное Прибайкальское) // Там же.— 1987.— № 12.— С. 42—49.

ИТиГ ДВО АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
24 мая 1988 г.

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

№ 3 1989

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.24.01

Г. М. Власов

ТЕКТОНИКА ПЛИТ, РЕАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И РУДЫ МЕТАЛЛОВ

Оценена степень реальности отдельных гипотез тектоники плит и отмечены некоторые ее положения, заслуживающие внимания и развития.

Исходя из принципа «практика — критерий истины», в настоящей статье оценены гипотезы тектоники плит в отношении соответствия их реальным геологическим условиям и полезности при поисках руд. Сделанные выводы дополняют ранее опубликованные отзывы советских и зарубежных геологов-рудников* о тектонике плит.

Спрединг. Существование в срединно-океанических хребтах раздвигов коры — рифтов не вызывает сомнений. Но не доказанными остаются непрерывность (или правильная периодичность) излияний из них базальтов и формирование при этом океанической литосферной плиты, перемещающейся от оси хребтов к зонам субдукции. Этим процессам противоречит картина рельефа срединно-океанических хребтов и прилегающей к ним площади дна, рисуемая узкофокусным аппаратом, буксируемым у дна [9]. Сложный ступенчатый горсто-грабенный рельеф непосредственных вершин хребтов в стороны резко сменяется пологохолмистой поверхностью океанических котловин. Таким образом, гипотеза об унаследованной морфоструктуре дна океана от центров спрединга не оправдывается.

Площадь дна, где находятся срединно-океанические хребты, явно имела сложную предысторию, судя по разнообразию встреченных там не только вулканических, но и интрузивных и метаморфических пород [1]. На это же указывают и выходы миоцена в экваториальной части Срединно-Атлантического хребта [2]. Помимо растяжения в хребтах проявлено сжатие [24].

Необоснованны представления о прямой корреляции рудной продуктивности различных участков срединно-океанических хребтов и скорости спрединга. А. Малахов [43] отмечает, что предположение об этом оказалось ошибочным. По мнению П. Роны [30], наоборот, «...в центрах с малыми скоростями спрединга возможностей для аккумуляции крупных минеральных месторождений больше, чем в центрах со средними и высокими скоростями».

Трансформные разломы. Значение трансформных разломов в тектонике плит чрезвычайно преувеличено. Так стали именоваться все разрывные дислокации, более или менее поперечные к структурам, включая обычные сбросы и сдвиги. Так же условно в трансформных разломах предполагается та или иная рудная минерализация. Возражения против столь широкого толкования трансформных разломов высказывались многими авторами. Некоторые специалисты по рудным месторождениям отмечают обычную бедность рудами трансформных разломов, что они объясняют отсутствием магматизма или слабым его проявлением в дислокациях такого типа.

Следует вообще проверить существование подобных структур. Срединно-океанические хребты могут представлять, как полагает И. А. Соловьева [31], цепи эшелонно располагающихся рифтовых впадин, отделенных друг от друга поперечными грабенами.

Отрицательным следствием увлечения трансформными разломами явилась недооценка тектоникой плит рудогенерирующей и рудоконцентрирующей роли глубинных разломов. Сама концепция глубинных разломов, учитывающая длительность их развития и возможность многократного, унаследованного рудообразования в них, чужда крайним мобилистским представлениям тектоники плит.

Линейные магнитные аномалии. Магнитостратиграфическая шкала, используемая в тектонике плит для определения возраста линейных аномалий, не является общепризнанной. По представлениям В. А. Берггрена и др. [38], точность магнитной шкалы небольшая, и если

* См.: Власов Г. М. Почему тектоника плит принимается не всеми // Тихоокеан. геология.— 1989.— № 2.— С. 125—130.

учесть величину ошибок в датировке полосовых аномалий, то распространение этой датировки на большой возрастной интервал, до юрской эпохи включительно — необоснованно. Базальты, пересекаемые скважинами на дне океана, неоднократно меняют знаки намагниченности. Под молодыми базальтами могут оказаться древние. Магнитное поле над полосами базальтов в таком случае будет сложной функцией глубин залегания намагниченных слоев, их мощности, интенсивности и знака намагниченности и т. д. [28]. По этим причинам, вероятно, так многочисленны ошибки при определении возраста базальтов по линейным магнитным аномалиям.

Вопрос о происхождении линейных магнитных аномалий в океанах не может считаться окончательно решенным. Различные возможные способы их образования дискутируются до настоящего времени.

При всех этих условиях принятый метод интерпретации аномалий не может считаться единственно правильным. После получения новых материалов о геологии дна океанов может быть найдено принципиально иное решение этой проблемы.

Конвекция в мантии. Неоднородности в мантии, ее расслоенность, невыдержанность астеносферных слоев и линз ставят под сомнение реальность существования крупномасштабных конвективных ячеек. Основную трудность представляет объяснение нисходящей ветви конвективных ячеек. В. К. Кучай [14] отмечает безуспешность попыток О. Г. Сорохтина [32] обосновать возможность существования нисходящей ветви, используя модификацию формулы Рэлея.

Не находит полного подтверждения гипотеза взаимопереходов одноячеистой и двухъячеистой конвекций (чем, якобы, обусловливается цикличность геологических процессов порядка 600 млн лет). О неполной согласованности перемещения плит и структуры конвективной циркуляции свидетельствует отсутствие единых эпох перестройки кинематики плит в различных океанах в течение позднего мезозоя — кайнозоя.

Строгая система конвективных ячеек никак не согласуется с очень сложной конфигурацией зон спрединга и субдукции. Поэтому пришлось допустить отсутствие полной согласованности восходящих и нисходящих ветвей конвективных ячеек и глобальных зон расширения и сжатия поверхности Земли. Было введено понятие «рассеянный спрединг» по отношению к незакономерно проявляющимся спрединговым явлениям.

Практическая проверка не подтверждает существования конвективных ячеек и вызванного конвекцией закономерного движения крупных литосферных плит. Анализ региональной структуры аномальных гравитационного и магнитного полей северо-западной части Тихого океана и прилегающей зоны перехода от континента к океану привел к выводу, что процессы, происходящие в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия, не оказывают существенного влияния на геологическое развитие исследованных территорий и акваторий. Кора этого региона развивается несколько обособленно в пределах отдельных блоков [22]. Предполагаемое блоковое строение всей литосферы Земли [12] вообще не допускает движения крупных литосферных плит как единого целого. Длительные исследования геологического развития Австралии в палеозое также отвергают гипотезу мантийной конвекции [49].

Субдукция. Сейсмические разрезы через Японский, Алеутский, Курило-Камчатский, Вашингтон-Орегонский глубоководные желоба не подтверждают субдукцию. Отсутствуют, по имеющимся данным, проявления субдукции, по крайней мере с миоцена, в Перуано-Чилийском желобе [35]. Не обнаружено признаков субдукции и по профилю скважин, пересекающему Марианский желоб [6]. Вывод о нереальности процесса субдукции в зоне Курило-Камчатского желоба сделали Б. И. Васильев и другие исследователи северо-западной части Тихого океана [3]. Желоб, по их данным, представляет молодую (плиоценовую) грабеновидную структуру растяжения.

Общая длина желобов в любом океане гораздо короче периметра океанических плит, которые должны субдукцировать через них [44]. По концепции Р. Дитца [7], по краям каждого океана должны существовать свои границы поддвига литосферных плит. Их, однако, нет в Атлантическом, Северном Ледовитом и в большей части Индийского океана. Это вынудило предложить в качестве границ поддвига подводные хребты, возникновение которых, по мнению В.�грана, также связано со сжатием.

Не подтверждается мнение об образовании магматических пород в зонах субдукции за счет плавления литосферной плиты и принесенных на ней осадков. Расчеты, сделанные для проверки этого положения, показали, что для образования известково-щелочных и сиалических магматических пород из базальтов и океанических осадков не хватает кремнекислоты и щелочей, особенно калия. Декларируемая тектоникой плит «сухость» мантии, непродуктивность ее в отношении рудных элементов не позволяют плейттектонистам покрыть этот дефицит за счет подтока в зоны субдукции мантийных флюидов. Изотопные отношения в магматических породах островных дуг $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,703 – 0,704, редко выше 0,712) не согла-

суются с их происхождением за счет плавления литосферных плит и осадков. Отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в толеитах срединно-океанических хребтов (0,702—0,703) значительно ниже таковых в вулканитах островных дуг. Поэтому магмы островных дуг не могли образоваться за счет простого частичного плавления океанической коры. Доля осадков на литосферных плитах слишком незначительна (1—2 %), чтобы повлиять на состав магм.

Литосферные плиты и нагруженные на них океанические осадки являются, согласно гипотезе субдукции, также и материалом для образования руд в островных дугах. О нереальности подобных представлений и об условности расчетов, делаемых для подтверждения их О. Г. Сорохтиным и Л. И. Лобковским, высказываются многие исследователи, анализирующие этот вопрос с различных позиций.

Тектоникой плит предусматривалось изменение составов пород островных дуг в зависимости от скорости субдукции [19]. Однако тщательные исследования Б. Н. Пискунова [26] соотношений составов вулканических продуктов с предполагаемой скоростью субдукции в различных дугах показали отсутствие между ними какой-либо корреляции.

И. Н. Говоров [5] посвятил специальную статью анализу реальности объяснения рудной зональности на западе Северной Америки субдукционным процессом [46]. «По нашему мнению,— пишет он (с. 195),— особенно беспомощна попытка объяснить металлогеническую зональность селективным выносом металлов из погружающейся по фокальной зоне океанической плиты в зависимости от возрастания температуры магматических расплавов. Исходя из температуры плавления и кипения металлов они должны были накапливаться в выплавляющихся известково-щелочных магмах почти в противоположной, чем предполагал Р. Х. Силлитое, последовательности, именно: Sn, Pb, Zn, Ag, Au, Cu, Mo».

Представления о субдукции не способствуют тектоническому и металлогеническому анализу и выяснению геологической истории того или иного региона. Выявляющиеся новые противоречия в гипотезе субдукции Л. И. Лобковский, О. Г. Сорохтин [15] и другие сторонники тектоники плит пытаются объяснить расчетами с весьма условными параметрами, сложными схемами, экспериментами, лишенными должных оснований. Все их построения учитывают лишь законы механики и физики, реальные же геологические условия отбрасываются, как нечто несущественное. Неудовлетворительность гипотезы субдукции для объяснения образования магматических пород и руд островных дуг отмечают большинство не только советских, но и зарубежных геологов-рудников.

Аккреция. Под этим термином в тектонике плит понимается приращение континентов за счет привноса при субдукции океанических осадков (или блоков-террейнов) движущейся литосферной плитой. В осадках предполагается присутствие и рудных элементов, за счет которых у континента образуются «вторичные» руды.

Представления об аккреции не подтвердились практикой исследовательских работ. В океанических желобах отсутствуют деформации осадков, которые следовало бы ожидать при соскребывании их с литосферных плит. Данные сейсмического профилирования и океанического бурения не подтвердили гипотезы аккреционных призм — аллохтонных нагромождений разнородных блоков, до микроплит включительно, принесенных движущимися литосферными плитами. Эти образования или совершенно отсутствуют (как, например, в Марианском желобе), или имеют крайне незначительный объем (желоба Японский, Курильский, Центрально-Американский и др.). Осадки в желобах оказались отнюдь не пелагическими, а относительно грубозернистыми, состав их отражает происхождение из местных источников [35]. В 1982 г. группа по континентальным окраинам доложила Комиссии по морской геологии Международного геологического союза, что данные глубоководного бурения ставят под сомнение представления об аккреции у активных окраин [41].

Рассмотрение Ф. Л. Швабом [45] истории британских каледонид, Аппалачей и Ньюфаундленда, сделанное с позиции тектоники плит, привело автора к выводу, что следует поставить под сомнение концепцию аккреции континентов. Несоответствие представлений о континентальной аккреции результатам полевых исследований отмечает А. Г. Смит [47].

Широко было распространено мнение, что современный структурный план западно-тихоокеанского региона, и в частности Корякского нагорья [33] и Японии, сформировался в результате аккреции тихоокеанских плит и аллохтонных пластин в мезозое. Более детальные работы в Корякском нагорье [10] показали несправедливость этих построений. Изучение пермо-триасовых разрезов в горах Китаками в Японии также не подтвердило эти взгляды. Источником сноса осадков там оказалась суша, располагавшаяся как со стороны Тихого океана, так и со стороны современного Японского моря. Не имеет ничего общего с аккреционной призмой и толща флиша, залегающая в Японии между вулканическим фронтом (внутренней дугой) и современным океаническим желобом.

По существу, все внешние дуги островодужных комплексов отнесены сторонниками текто-

ники плит к аккреционным образованиям. Между тем внешние дуги представляют современные аналоги эвгеосинклиналей, формирующихся на месте океанических желобов, у выходов глубинных разломов сейсмофокальных зон. Это определяет их своеобразные черты, именно: большое содержание магматических тел, в частности ультраосновных и базитовых, сильная нарушенность залегания, до образования олистостром и меланжа, широкое развитие мощных толщ туфового флиша и, что особенно важно, наличие несомненно автохтонных залежей массивных колчеданных руд, обычно с медью и цинком [21]. Сторонники тектоники плит такие руды считают образованными за счет привнесения литосферными плитами с океана рудного материала. Отсюда — отсутствие у плейттектонистов сколько-нибудь определенных представлений о генезисе, условиях залегания и закономерностях распределения этих руд. Разными исследователями они относятся к образованиям то континентальных рифтов, то магматических дуг, то внутридуговых прогибов, то срединно-океанических хребтов.

Обдукция. Тектоническая позиция офиолитов. Обдукция — это предполагаемое в тектонике плит надвигание на континент при субдукции фрагментов базит-ультрабазитовой океанической коры. Сходство составов офиолитов складчатых областей с океанической корой обусловило отождествление их. Залегание в основании разрезов эвгеосинклиналей офиолитов привело к выводу о прохождении геосинклиналями в их развитии океанической стадии [25]. Эта цепь, казалось бы, логичных, но ошибочных умозаключений пополнилась еще одним звеном. Постоянно встречаемые в ультрабазитовых массивах следы дислокаций, присутствие меланжа способствовали взгляду на ультрабазитовые тела как на аллохтонные образования (покровы, пластины), доставленные литосферными плитами с океана и надвинутые при субдукции на континент. Так зародилось и оформилось представление об обдукции.

Противоречит этому представлению прежде всего несовпадение преобладающего направления надвигов в окраинных складчатых областях (в сторону океана) с предполагаемой обдукцией офиолитов на континент.

К настоящему времени накопился очень большой материал, свидетельствующий об интрузивном характере гипербазитов в большинстве складчатых и платформенных областей мира. Многочисленные авторы отмечают интрузивную форму залегания и термическое воздействие ультрабазитов на вмещающие породы и возражают против представлений о них как о тектонических покровах или чисто протрузивных образованиях. Протрузивную форму гипербазитовые интрузии приобретают лишь после их частичного остывания.

Как установлено уже давно, офиолиты развиваются в раннегеосинклинальную стадию при начале раздвигов коры (в том числе континентальной) вдоль глубинных разломов. Отсюда и четко выраженная особенность распределения базит-ультрабазитовых ассоциаций в различных регионах по определенным стратиграфическим уровням. Так называемые «сутуры» также являются базит-гипербазитовыми поясами, в той или иной степени пережатыми. А. Митчелл и М. Гарсон [18] свидетельствуют, что «...корневая зона офиолитов или собственно сутура продолжается в мантию в виде узкого обычно извилистого пояса и может быть обнаружена геофизическими методами».

Гипотеза обдукции базит-гипербазитовых пластин, или покровов, сильно сужает перспективы рудоносности складчатых областей. Она не учитывает существования «корневых» рудных зон базит-гипербазитового профиля, например золотоколчеданных. Внешние дуги — эвгеосинклинали с мощными флишевыми и базит-гипербазитовыми толщами, с разнообразными рудами — оказываются, в представлениях сторонников тектоники плит, бескорневыми аккреционными образованиями. Они рассматриваются ими как выведенные на поверхность океана приподнятые края террасы на приостровном склоне желоба.

Дрейф континентов. Вопрос о возможном дрейфе континентов — очень сложный и в значительной степени не зависимый от концепций тектоники плит, так как движения континентов могут быть связаны и с иными механизмами, чем предполагаемая тектоникой плит мантийная конвекция, например с влиянием ротационных сил Земли, с общим расширением Земли и др. С другой стороны, это и наиболее легко проверяемая гипотеза, так как движение континентов или их неподвижность могут быть установлены непосредственными измерениями, например, с помощью лазеров, помещенных на спутники.

Существенно то, что убедительность многих доводов, приводимых в пользу движения континентов, начиная еще со времен А. Вегенера, сейчас значительно снизилась. Положительное сродство фаун по обе стороны Атлантического океана сейчас устанавливается лишь у 5 % видов вместо 50—75 %, указываемых А. Вегенером [33]. Составление палеобигеографического атласа Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана [23] показало, что расселение морских организмов происходило, по-видимому, с помощью океанических течений, характер и расположение которых были близки к современным. Широтная зональность распростра-

нения морских животных отмечается в девоне, но особенно четко прослеживается в мезозое и кайнозое. Палеоботанические исследования В. А. Красилова привели его к определенному выводу, что расселение флоры не подтверждает существования Гондваны и ее распада. Совмещение некоторых контуров материков уже не рассматривается как очевидное доказательство перемещений континентов. Устанавливаются многократные повторения сходных очертаний береговых линий континентов, обусловленные пока еще в достаточной мере не выясненными закономерностями [37]. По мнению Х. Такеучи и др. [33, с. 64], «...было бы странно, если бы, претерпев такое колоссальное смещение, которое неизбежно должно было перекосить и деформировать материки, они сохранили свою первоначальную форму». Пример сохранения в течение очень длительного геологического времени своей «первозданной» структуры показывает Тихоокеанский пояс. Ю. М. Пущаровский [29] допускает возможность, что континентальный дрейф не затронул Тихоокеанского пояса, но проявлялся в противоположном (Атлантическом) секторе Земли.

Много нерешенных вопросов касается земного магнетизма. Если магнитные полюсы действительно перемещаются, то какова причина этого, дрейф континентов или что-либо другое? Как совместить отстаиваемое тектоникой плит перемещение магнитных полюсов с результатами исследований Б. Д. Д. Эмблтона и П. В. Шмидта [40], а также других исследователей, показавших одинаковые положения магнитных полюсов сейчас и в докембрии? Имеется альтернативная гипотеза К. П. Плюснина [27], объясняющая кажущееся движение магнитных полюсов «проворотом» литосферной оболочки вокруг внешнего ядра, где генерируется магнитное силовое поле. Дрейф в таком случае признается только связанный с перемещением литосферы Земли в целом.

Трудности объяснения механизма перемещения литосферных плит особенно усугубляются при рассмотрении дрейфа континентов, имеющих глубокие сиалические корни.

Гипотеза дрейфа не дала ничего реально нового в отношении прогнозирования полезных ископаемых. Месторождения, указываемые ее сторонниками на краях некоторых континентов, были известны и раньше, еще до появления гипотез тектоники плит. В случае действительного существования дрейфа континентов значительно затруднился бы анализ закономерностей пространственного распределения месторождений.

Имеющиеся материалы показывают вероятность проявления лишь относительно ограниченных горизонтальных перемещений крупных блоков литосферы типа сдвигов и возможность межоболочечных «скольжений». Участие конвективных мантийных течений в этих перемещениях маловероятно.

Наиболее важной задачей в ближайшем будущем представляется проверка достоверности гипотезы дрейфа континентов непосредственными точными измерениями между определенными пунктами; судя по заключению П. Д. Лоумэна [42] и работе В. Э. Картера и Д. С. Робертсона [39], сделанные до настоящего времени измерения методом длиннобазисной интерферометрии, скорее опровергают, чем доказывают, дрейф континентов.

Горячие точки (внутриплитный вулканизм и тектоника). Наличие рядов вулканов и другого типа магматических структур, последовательно омоложающихся в определенном направлении, тектоникой плит объясняется существованием в мантии неподвижных очаговых структур — горячих точек. Эта гипотеза встречает много возражений. Она несовместима с другими гипотезами тектоники плит: непонятно, в частности, как может существовать неподвижная горячая точка в мантии при предполагаемой циркуляции мантийного вещества?

Приводятся многочисленные примеры вулканогенных структур, существующих продолжительное время на одном месте при стационарном положении магматических очагов в мантии. Не оправдались проявления горячих точек, указываемые ранее, в Южной Африке, Центральном массиве Франции, Восточной Австралии, Египте, Мексике, Йеллоустоне, северо-западном Канзасе, юго-восточном Колорадо. Повсеместно в этих районах установлено стационарное положение как горячих точек, так и континентальной литосферы. Это было одним из доводов П. Д. Лоумэна [42] за отсутствие дрейфа континентов вообще.

Вне плитных границ находится множество эпицентров землетрясений, вулканических и вулканоплутонических структур, различного рода дислокаций, проявлений стрессовых напряжений. Объяснение этого с позиции тектоники плит представляет большие трудности, связанные с ее постулатами. Если плиты прочные, то они не должны нарушаться разломами, по которым выходят на поверхность магматические продукты, тем более мантийные. Если плиты непрочные, нарушенные дислокациями, они не смогут перемещаться на большие расстояния без дробления. Многочисленные объяснения возможных причин возникновения внутриплитных дислокаций и проявлений магматизма не спасают тектонику плит от указанных затруднений.

Коллизия (орогенез). Сближение литосферных плит, субдукция находящейся между ними океанической коры приводят к коллизии

(столкновению) плит, их деформации (орогенезу). Так как плиты могут двигаться независимо друг от друга, время орогении различно у разных границ плит. «Прослеживание движений микроплит затруднительно и сомнительно. Во многих случаях это делает геологическую интерпретацию орогенических поясов с позиций тектоники плит в высшей степени ненадежной» [20].

Главная орогения связана с движениями двух (или более) больших плит и с открытием и закрытием прото-Атлантического океана. Она включает в себя большое число коротких орогенических фаз. Фазы весьма произвольно приписываются началу или остановке субдукции, возрастанию скорости субдукции, столкновению островной дуги или микроконтинентов с основным континентом, перемещению точки тройного сочленения рифтов и т. п. Интенсивная глобально проявленная орогения в мелу, например, объясняется тектоникой плит увеличением скорости спрединга в среднемеловое время.

Неясно в тектонике плит, вызывает ли столкновение континентов с островными дугами какой-либо магматизм? Также не решены вопросы: может ли столкновение континентов привести к метаморфизму пород средних и высоких степеней, каковы вообще критерии отличия метаморфизма, связанного с тем или иным типом столкновения? А. Митчелл и М. Гарсон [18 с. 354] отмечают, что «...причина метаморфизма и образования гранитов в надвиговых поясах форланда до конца неясна... было доказано, что скорости схождения были слишком малы, чтобы генерировать необходимое для этого процесса тепло».

Тектоника плит рассматривает в некоторой связи с орогенезом глобальные трансгрессии и регрессии, объясняя их увеличением или уменьшением объема срединно-океанических хребтов соответственно с увеличением или уменьшением скорости спрединга. Однако оказалось, что влияние формирования океанических хребтов на уровень океана является значительно меньшим, чем предполагалось, и им практически можно пренебречь [48].

Концепция коллизии-орогенеза бесплодна в отношении прогнозирования и поисков полезных ископаемых, в частности руд. Случайность, по гипотезе тектоники плит, орогенических процессов, отсутствие в орогенических поясах отчетливой структурно-формационной и рудной зональности, искаженные представления о генезисе магматических пород, отсутствие в тектонике плит понятия эволюции петрогенеза и рудогенеза — все это не помогает прогнозированию и поискам руд, а затрудняет их.

Цикл Вильсона. В основе цикла Вильсона заложены ошибочные представления об общей эволюции континентальных рифтов, постепенном их расширении и превращении в океаны. Фактически же рифтовые структуры эволюционируют в тектономагматическом цикле от ранне- или предгеосинклинальных через орогенные к континентальным. Каждому из этих типов рифтов свойственны специфические магматические и рудные формации [16]. Континентальные рифты не расширяются до размеров океанов, а обычно имеют предельную ширину порядка 30—50 км.

Срединно-океанические хребты с рифтовыми долинами, наоборот, рассматриваются сторонниками тектоники плит как некие «тупиковые структуры», не имеющие перспектив эволюции: «...срединно-океанические хребты практически исчезают как региональные морфоструктуры спустя всего 30—40 млн лет после прекращения раздвижения плит» [17]. Между тем есть серьезные основания рассматривать срединно-океанические рифты как эмбрионы геосинклиналей, при благоприятных условиях развивающиеся в эвгеосинклинальные структуры [4, 16].

Предполагаемому плейттектонистами развитию континентальных рифтов в океанические рифты типа Красного моря, а затем в океаны противоречит различие магматических формаций и минерального сырья, связанных, с одной стороны, с континентальными, с другой — с океаническими рифтами, в том числе и Красноморским. Если океаны связаны с раздвижением рифтов, подобных Красноморскому, то вдоль краевых частей древних океанических бассейнов должны встречаться сходные с красноморскими руды. «До сих пор вокруг краевых частей современных океанов, имеющих возраст от мезозойского до третичного, таких отложений не обнаружено» [13].

Практическая проверка достоверности проявления цикла Вильсона на примерах Уральского, Центрально-Азиатского и Восточно-Колымского складчатых поясов привела Л. П. Зоненшайна [8] к выводу, что только вторая половина цикла Вильсона, предусматривающая закрытие океана, обязательна для всех складчатых поясов. Расширение океана, составляющее первую часть этого цикла, может, по мнению Л. П. Зоненшайна, происходить далеко от того океанического бассейна, из которого в конечном счете рождается складчатый пояс. Указанным трем складчатым поясам, по заключению Л. П. Зоненшайна, свойственна различная история развития, зависящая от того, насколько продолжительной была субдукция, к какому типу она принадлежала, насколько длительно было столкновение континентов и какова была его величина. При столь много-

численных и трудноучитываемых факторах формирования складчатых поясов проверить на их примерах достоверность цикла Вильсона вообще невозможно.

Одно из слабых мест тектоники плит — отсутствие удовлетворительного объяснения смены напряжений растяжения и сжатия. Сами сторонники тектоники плит считают парадоксальным проявление напряжений растяжения (выраженное рифтами) во всех типах сходящихся плит, в том числе и в области субдукции. Они несовместимы, по их представлениям, с постоянным однонаправленным процессом субдукции или конвекции. Эти явления не объясняются, а принимаются как факт: «Однако из того, что структуры растяжений свойственны всем типам конвергентных границ литосферных плит, следует: растяжение литосферы, хотя и небольшого масштаба, является неотъемлемой особенностью глобальных зон сжатия на нашей планете» [17, с. 213].

Подытоживая сказанное о цикле Вильсона, можно заключить, что двухкратное «раскрытие» Атлантического океана, конечно, представляет исключительно интересное явление, нуждающееся в обоснованном объяснении. В менее четком виде оно проявлено в Средиземноморском складчатом поясе. Однако вводить подобное явление в ранг эволюционного закона вряд ли правильно. Прежде всего, цикл Вильсона, как видно из предыдущего, не проявляется полностью в развитии складчатых поясов. Континентальные рифты не превращаются в океаны. Причиной «раскрытия» океанов могут быть вертикальные движения, базификация континентальной коры, эклогитизация базальтов и другие процессы. Несомненно, что многие крупные впадины на континентальной коре образуются именно такими способами. При объяснении циклов орогенеза различного порядка тектоника плит привлекает малообоснованные перестройки конвективной системы в мантии и не учитывает более реальную возможность связи разнопорядковых циклов с космическими условиями.

Поскольку различные стадии цикла Вильсона плохо выделяются в складчатых поясах, эта концепция не может быть достаточно полезной при прогнозировании и поисках руд металлов и других полезных ископаемых.

Подводя итоги, следует отметить слабую обоснованность гипотез тектоники плит геологическими материалами и явное несоответствие геологическим фактам гипотезы субдукции. Отсюда следуют условность, многозначность геодинамических построений, делаемых на основе этих гипотез. В неполной мере используются тектоникой плит историко-геологический подход, формационный анализ, принцип унаследованности в геологии. Схематичны представления о «внутриплитной» тектонике. Недостаточно учитываются вертикальные движения. Недооцениваются глубинные разломы и роль мантийного материала в петрогенезисе и металлогении. Противоречивы представления о распределении в пространстве и во времени проявлений сжатия и растяжения, о периодичности тектономагматических явлений. Не учитываются тектонические напряжения, вызываемые положением Земли как планеты. Не анализируются морфология других планет Солнечной системы и имеющиеся данные о их геологических особенностях.

Серьезной ошибкой тектоники плит является недооценка рудного потенциала внешних дуг в силу представлений о их аккреционном образовании, о незначительном участии в их сложении магматических пород, о подверженности геологических образований дуг, в том числе руд, субдукции и расплавлению в магме, об отсутствии во внешних дугах какой-либо определенной, присущей им рудной ассоциации.

Все сказанное заставляет возразить В. Е. Хаину [36], оценивающему тектонику плит как теорию, впервые появляющуюся в истории геологических исследований. Достаточно очевидно, что претендовать на то, чтобы называться теорией, гипотезы тектоники плит не могут. Претензии сторонников тектоники плит на полную замену ее гипотезами геосинклинального учения необоснованны. Геосинклинальное учение представляет эмпирическое обобщение фактического материала, т. е. объективную реальность [11, 36, 37]. Учет содержащегося в нем фактического материала необходим при построении любой гипотезы. «Отменить» его нельзя. Дополнить и развить — можно, в частности, за счет некоторых, наиболее вероятных и прогрессивных положений тектоники плит.

Среди заслуживающих внимания положений тектоники плит наиболее важно рассмотрение ею островодужных комплексов как современных подвижных зон — «ключевых» структур для понимания основных геологических закономерностей. Рудные месторождения во многих работах плейттектонистов сгруппированы в основном по структурным элементам островодужных систем, которые признаются структурами, свойственными не только современной, но и прошлым эпохам. Все это созвучно представлениям большинства последователей геосинклинального учения, защищающих положение, что островодужные системы являются современными геосинклиналями. Использование тектоникой плит принципа актуализма во многих случаях способствует конкретизации палеообстановок осадкоотложения. Справедливо отмечается тектоникой плит специфичность геоло-

гии и металлогении континентальных окраин различного типа. Большое значение придается в тектонике плит, и по-видимому справедливо, тыловым надвиговым поясам, их рудному и нефтяному потенциалу. Подтверждается подчеркиваемое тектоникой плит большое значение рифтов в рудообразовании. Значительный интерес представляют разработки плейттектонистов, касающиеся тесных отношений в эволюционном развитии рифтов, авлакогенов и геосинклиналей.

Можно согласиться с многочисленными высказываниями, что синтез некоторых прогрессивных, подтвержденных фактами, положений тектоники плит и геосинклинального учения является лучшим способом «примирения» этих геотектонических концепций и дальнейшего развития, таким образом, общей геотектонической теории.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аументо Ф., Ланкаревик Б. Д., Росс Д. И.* Геология Срединного Атлантического хребта (пролив Гудзон, 45° с. ш.) // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана.— М.: Мир, 1973.— С. 168—197.
2. *Баранов М. С., Лавров В. М.* Обнажения миоцена в экваториальной части Срединного Атлантического хребта и их тектоническое значение // Океанология.— 1977.— Т. 17, № 1.— С. 82—89.
3. *Васильев Б. И., Путинцев В. К., Удинцев Г. Б.* Геологическое строение северо-западной части Тихого океана и проблема субдукции // Проблема расширения и пульсации Земли: Материалы конференции.— М.: Наука, 1984.— С. 141—149.
4. *Власов Г. М.* Систематика вулканических поясов и их металлогения // Сов. геология.— 1980.— № 11.— С. 64—71.
5. *Говоров И. Н.* Сейсмофокальные зоны как рудогенетические структуры // Построение моделей рудообразующих систем.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987.— С. 195—208.
6. *Головинский В. И.* Тектоника Тихого океана.— М.: Недра, 1985.
7. *Дитц Р.* Эволюция континентов и океанических бассейнов как результат спрединга океанического дна // Новая глобальная тектоника.— М.: Мир, 1974.— С. 243—265.
8. *Зоненшайн Л. П.* Тектоника внутриконтинентальных складчатых поясов // Тез. докл. XXVII междунар. геол. конгресса/Секция 06-07.— М.: Наука, 1984.— С. 487.
9. *Ильин А. В.* К вопросу о формировании структурного рельефа в рифтовых зонах океана // Геотектоника.— 1982.— № 1.— С. 14—22.
10. *Колясников Ю. А.* Кремнисто-вулканогенные образования офиолитовых ассоциаций Корякского нагорья: Автореф. ... канд. дис.— Хабаровск, 1984.
11. *Косыгин Ю. А.* Выступление на научном семинаре, посвященном перспективам развития геотектонических теорий и гипотез // Тихоокеан. геология.— 1982.— № 4.— С. 116—118.
12. *Красный Л. И.* Глобальная система геоблоков.— М.: Наука, 1984.
13. *Кронин Д.* Подводные минеральные месторождения.— М.: Мир, 1982.
14. *Кучай В. К.* Две геодинамики // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1983.— № 3.— С. 134—140.
15. *Лобковский Л. И., Сорохтин О. Г.* Зона поддвига плит (решенные и нерешенные проблемы) // Динамика и эволюция литосферы.— М.: Наука, 1986.— С. 43—65.
16. *Магматогенно-рудные* системы.— М.: Наука, 1986.
17. *Мирлич Е. Г.* Раздвижение литосферных плит и рифтогенез.— М.: Наука, 1985.
18. *Митчелл А., Гарсон М.* Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений.— М.: Мир, 1984.
19. *Миясиро А.* Метаморфизм и связанный с ним магматизм в свете положений тектоники плит // Новая глобальная тектоника.— М.: Мир, 1974.— С. 243—265.
20. *Миясиро А.* Теория орогенеза, основанная на тектонике плит // Орогенез— М.: Мир, 1985.— С. 65—145.
21. *Молодые* геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации.— М.: Наука, 1978.
22. *Павлов Ю. А., Кочергин Е. В.* Региональная структура аномальных гравитационных и магнитных полей северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса // Тез. докл. на съезде советских океанологов. Вып. 3: Геология Мирового океана.— М.: Наука, 1977.— С. 18.
23. *Палеобиогеографический* атлас Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана.— М.: Аэрогеология, 1979.
24. *Пейве А. В.* Новая модель строения Срединно-Атлантического хребта // Тез. докл. советских геологов на XXV сессии междунар. геол. конгресса.— М.: Наука, 1976.— С. 21—31.
25. *Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л. и др.* Океаны и геосинклинальный процесс // Докл. АН СССР.— 1971.— Т. 196, № 3.— С. 650—659.
26. *Пискунов Б. Н.* Островодужный вулканизм и плитовая тектоника — проблема соотношения составов с кинематическими параметрами модели // Тез. докл. XV сессии Науч. совета АН СССР «Тектоника Сибири и Дальнего Востока».— Южно-Сахалинск, 1985.— С. 63—64.
27. *Плюснин К. П.* Тектоника и геохронология горизонтальных дислокаций литосферы.— М.: Недра, 1985.
28. *Пономарев В. Н.* Интерпретация магнитных полей, измеренных магнитометром в океанических скважинах во время рейсов № 68, 69, 78Б НИС «Гломар Челленджер» // Тез. докл. XXVII междунар. геол. конгресса. Секция 06-07.— М.: Наука, 1984.— С. 66—67.
29. *Пущаровский Ю. М.* Актуальные проблемы советской геотектоники // Геотектоника.— 1986.— № 1.— С. 5—16.
30. *Рона П.* Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане.— М.: Мир, 1986.
31. *Соловьева И. А.* О поперечных нарушениях срединно-океанических хребтов // Геотектоника.— 1981.— № 6.— С. 15—31.
32. *Сорохтин О. Г.* Плотностная конвекция в мантии Земли и возможная природа тектонических циклов // Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1974.— № 5.— С. 29—42.
33. *Такеучи Х., Уеда С., Канамори Х.* Движутся ли материки?— М.: Мир, 1970.
34. *Тильман С. М.* Аккреционная тектоника и металлогения Корякского нагорья (Северо-Восток) // Докл. АН СССР.— 1987.— Т. 292, № 5.— С. 1220—1222.
35. *Удинцев Г. Б.* Рельеф и строение дна океана.— М.: Недра, 1987.

36. *Хаин В. Е.* Учение о геосинклиналях и тектоника плит // Геотектоника.— 1986.— № 5.— С. 3—9.
37. *Шолпо В. Н.* Структура Земли: упорядоченность или беспорядок? — М.: Наука, 1986.
38. *Berggren W. A., McKenzie D. P. et al.* Worldwide correlation of mesozoic magnetic anomalies and its implication: discussion and reply // Geol. Soc. Amer. Bull.— 1975.— V. 86, N 2.— P. 267—272.
39. *Carter W. E., Robertson D. C.* Studying the Earth by Very-long Baseline Interferometrs // Sci. Amer.— 1986.— V. 225, N 5.— P. 46—54.
40. *Embleton B. J. J., Schmidt P. W.* Recognition of common precambrian polar wandering revealy a conflict with plate tectonics // Nature.— 1979.— V. 282, N 10.— P. 705—708.
41. *Hsu K. D.* Thiede ternmarine group takes, stock of research // Geotimes.— 1985.— V. 28, N 3.— P. 17—78.
42. *Lowman P. D.* Plate tectonics with fixed continents: a testable hypothesis-1 // J. Petrol. Geol.— 1985.— V. 8, N 4.— P. 373—388.
43. *Malahoff A.* Hydrothermal vents and polymetallic sulfide of the Galapagos and Gorda (Juan De Fuca) ridge systems and of submarine volcanoes // Biol. Soc. Wash. Bull.— 1985.— V. 6.— P. 19—41.
44. *Pronin A. A.* Morphology and tectonics of oceanic deepwater trenches and the problem of «Benioff zones» // Inter. Geol. Rev.— 1981.— V. 33, N 3.— P. 249—258.
45. *Schwab F. L.* Ancient geosynclinal sedimentation paleogeography and provinciality; a plate tectonics perspective for British Caledonides and Newfoundland and Appalachians // Soc. Ecol. Paleontol. and Miner. Spec. Publ.— 1974.— N 21.— P. 54—74.
46. *Sillitoe R. H.* Relation of metal provinces in western America to subduction of oceanic lithosphere // Geol. Soc. Amer. Bull.— 1972.— V. 83, N 8.—P. 813—817.
47. *Smith A. G.* Plate tectonics and orogeny: a review // Tectonophys.— 1976.— V. 33, N. 3/4.— P. 215—286.
48. *Vallentine J. W., Moores E. M.* Global techtonic and the fossil record // J. Geol.— 1972.— V. 80, N 2.— P. 167—174.
49. *Williams G. E., Austin P. M.* Global tectonics and the earthis rotation // Intern. Geol. Rev.— 1973.— V. 4, N 3.— P. 185—199.

ИТиГ ДВО АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
23 мая 1988 г.

ХРОНИКА

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ НЕФТЕПОИСКОВЫХ РАБОТ В КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ВПАДИНАХ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

14 апреля 1988 г. в Институте тектоники и геофизики ДВО АН СССР состоялось обсуждение первых результатов нового цикла нефтепоисковых работ в континентальных впадинах Дальнего Востока, изложенных в докладе сотрудников ПГО Сахалингеология Г. Г. Войкова, А. И. Шабина и С. Д. Вишни. В ходе дискуссии были высказаны критические замечания, предложения об оптимальном комплексировании работ, краткое изложение которых приведено ниже.

Г. Г. Войков, А. И. Шабин, С. Д. Вишня. Проблема нефти и газа Хабаровского края и Амурской области многие десятилетия привлекала внимание видных ученых-нефтяников нашей страны. Интерес в зависимости от конъюнктуры то возникал, то пропадал. Неизменным оставалось одно — наличие обширных материковых впадин, перспективных в общегеологическом плане.

По результатам работ ПГО Сахалингеология периода 1983—1985 гг. установлена принципиальная возможность получения информативного геолого-геофизического материала с помощью сейсмопрофилирования МОГТ. Эти же результаты дали возможность пересмотреть прогнозные запасы углеводородов в сторону их увеличения.

В конце 1985 г. организована самостоятельная Дальневосточная геофизическая экспедиция ПГО Сахалингеология. Основным методом ведения геофизических нефтегазопоисковых работ является сейсмопрофилирование МОВ-ОГТ с 12- и 24-кратным перекрытием. Полевые работы были начаты на четырех перспективных площадях — Алчанский прогиб Приморского края, Зее-Буреинская впадина Амурской области, Среднеамурская и Верхне-Буреинская впадины Хабаровского края. Обнадеживающие результаты получены в трех последних районах. В Среднеамурской впадине установлен слоистый разрез предположительно кайнозойского возраста до глубин 4000 м. Ниже, до глубины 6000 м отмечаются единичные отражающие и преломляющие горизонты, предположительно относящиеся к верхней части мелового осадочного комплекса. Высказано мнение об отсутствии подобных отложений либо их фрагментарном развитии в пределах горно-складчатого обрамления впадины. Площадными и региональными геофизическими работами обнаружены и оконтурены локальные антиклинальные структуры и антиклинальные перегибы.

Результаты геофизических работ послужили основанием для проектирования параметрического бурения. В 1988 г. предусматривается начать бурение ряда параметрических скважин глубиной 1200—1500 м, а с 1989 г. проектируется начать бурение скважины глубиной 4000 м.

Отрицательным фактором является незначительная площадь распространения отложений большой мощности. Для оконтуривания наиболее перспективных участков впадины наряду с поисковыми работами планируются и опережающие региональные геофизические исследования в основном методом ОГТ.

Проведенные работы в Верхне-Буреинской впадине показали хорошую сходимость структурных построений (по верхним горизонтам) с данными МОВ прошлых лет. В этой связи было признано, что региональный этап в этом районе закончен и основной задачей сейчас является подготовка под бурение локальных антиклинальных структур. В настоящее вре-

мя сдан паспорт на Солонийскую структуру. При наличии достаточного фонда структур (три — пять) вопрос о возобновлении поискового или параметрического бурения станет актуальным. Отрицательные результаты ранее пробуренных скважин (по крайней мере, двух: 1 и 4) объясняются их удачным заложением: скважина 4 пробурена в зоне разлома, скважина 1 на глубоко погруженном крыле. Одной из важнейших задач геофизических работ является выявление и подготовка объектов в восточной части Верхне-Буреинской впадины в зоне развития юрских отложений.

В настоящее время установлено, что стандартное сейсмопрофилирование МОГТ в этом районе не эффективно. Предполагается использование методов МПВ-ОГТ.

В Зее-Буреинской впадине проведенными работами МОВ-ОГТ с применением невзрывных источников возбуждения колебаний доказана принципиальная возможность получения кондиционного сейсмического материала, что позволяет в более короткий срок провести ревизионные и закончить региональные работы. В геологическом плане установлена значительная мощность слоистого чехла впадины (более 3500 м); высказано предположение, что отрицательный результат бурения параметрических скважин в 1950—1960 гг. связан с неправильно выбранной стратегией поисков. Часть скважин заложена на складках облекания интрузивных выступов (Дубовская, Афиногеновская, Подувальнинская) с незначительной мощностью осадочных отложений — около 1000—1500 м. В то же время структурные и литологические ловушки в погруженных зонах оказались неопоискованными.

В заключение следует отметить, что Дальневосточная геофизическая экспедиция в настоящее время имеет потенциальную возможность увеличить в ближайшие два года объем геофизических работ в полтора раза, а также расширить применяемый комплекс методов за счет проведения опережающих гравиразведочных и аэромагнитных работ. К сожалению, ассигнования, выделяемые экспедиции, не растут. В то же время параллельное проведение экспедицией глубокого бурения позволит уже в ближайшие годы дать конкретную оценку перспектив нефтегазоносности Среднеамурской впадины.

В. Г. Варнавский. Предусмотренная к бурению глубокая (4000 м) скважина в районе пос. Ситы имеет большое значение не только как нефтегазопоисковая, но и как общегеологическая, стратиграфическая. К обработке ее кернового материала должны быть привлечены опытные высококвалифицированные геологи, геохимики, палеонтологи. Целесообразно стратиграфическую обработку кернового материала вести под контролем меловой, палеогеновой и неогеновой секций РИСК Дальнего Востока при ведущей роли палеонтологов ПГО Сахалингеология.

Для расчленения кайнозойской осадочной толщи и особенно сейсмически «прозрачного» комплекса предположительно меловых неконсолидированных осадков целесообразно пригласить группу исследователей МТЗ Охинской геолого-разведочной экспедиции, имеющей большой теоретический и практический опыт таких исследований.

Лаборатория геологии нефтегазоносных областей ИТиГ ДВО АН СССР готова оказать содействие в разработках по тектонике внутриматериковых впадин, детальному литолого-фациальному и формационному анализу вскрытых скважинами отложений.

О. В. Равдоникас. В работах экспедиции недостаточное внимание уделяется региональным исследованиям. До сих пор нет необходимых сведений для сравнительной оценки перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов Приамурья и отдельных зон в их пределах. При подготовке площадей под параметрическое бурение используется недостаточный геолого-геофизический комплекс. В частности, в ущерб качеству экспедиция отказалась от предложения ИТиГ ДВО АН СССР (силами института) использовать геотермические методы, весьма эффективные в районах с любым геологическим строением. Вызывает беспокойство организация квалифицированных геофизических исследований и опробования проектируемых скважин. Нельзя допустить ограниченность и слабую достоверность информации о подземных флюидах при геолого-разведочных работах на нефть и газ в новых районах, а особенно на территории Приамурья, очень слабо изученной в этом отношении. Группа сотрудников ИТиГ, имея соответствующий опыт, могла бы оказать методическую и действенную помощь экспедиции в работах по опробованию и геотермическому исследованию скважин.

Ю. Ф. Малышев. Отдавая приоритет сейсмическим и буровым работам при изучении нефтегазоносности осадочных бассейнов Приамурья, следует уделять больше внимания комплексности геолого-геофизических исследований. В комплекс геофизических методов наряду с сейсмическими желательно включить гравиметрические, аэромагнитные, аэрогаммаспектрометрические съемки и МТЗ. Остановлюсь на целесообразности проведения аэрогеофизических съемок. Состояние аэромагнитной изученности региона таково, что большинство перспективных в нефтегазовом отношении площадей покрыто съемками, выполненными малочувствительными и низкоточными феррозондовыми магнитометрами. Опыт проведения сравнительно небольших объемов магнитных съемок с прецизионными ядерными приборами в Переяславском грабене показывает возможность получения принципиально новой информации о структуре и составе осадочных и вулканогенно-осадочных толщ. Учитывая, что крупно- и среднемасштабные аэромагнитные съемки в настоящее время выполняются в комплексе с аэрогаммаспектрометрическими измерениями, имеет смысл исследовать возможности последних при изучении перспектив нефтегазоносности Приамурья. В других регионах эти методы дают определенные положительные результаты.

Другая сторона проблемы поисков нефти и газа на территории Приамурья — необходимость использования современной информации по нефтегазоносности Восточного Китая. Обращает на себя внимание более широкий набор нефтегазовых ловушек и смещение акцентов их перспективности от ловушек антиклинального типа к стратиграфическим, литологическим, разломным и погребенным поднятиям. В то же время месторождения-гиганты, например Дацин, характеризуются залежами купольного типа. В осадочных бассейнах как Китая, так и Приамурья широко проявлены горизонтальные движения (сдвиги, надвиги), которые определяют возможное обнаружение ловушек поднадвигового типа. Использование опыта китайских геологов должно учитывать специфику геологии Приамурья. Так, фундамент осадочных бассейнов Восточного Китая докембрийский кристаллический либо палеозойский складчатый. В Приамурье наряду с этим широко распространены осадочные бассейны с мезозойским складчатым фундаментом.

Целесообразность изучения осадочных бассейнов Приамурья очевидна. Оно может привести к обнаружению в этом регионе не только месторождений нефти и газа, но и новой рудной промышленной минерализации и других полезных ископаемых.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Н.А. ШИЛО

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

Адрес редакции: 680063, Хабаровск, 63, ул. Ким Ю Чена, 65, ИТиГ ДВО АН СССР. Тел. 38-58-50

Зав. редакцией *Н.А. Лившиц*
Мл. редактор *Л.Д. Левицкая*
Художественный редактор *М.Ф. Глазырина*
Технический редактор *Н.М. Бурлаченко*
Корректоры *Н.М. Горбачева, Е.Н. Зимина*

Сдано в набор 06.02.89. Подписано в печать 07.06.89. МН-01242. Формат 84x108 1/16. Бумага кн.-журнальная. Высокая печать. Усл. печ. л. 13,4. Усл. кр.-отт. 14. Уч.-изд. л. 15. Тираж 634 экз. Заказ 370. Цена 1 р. 80 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука", Сибирское отделение. 630099 Новосибирск, ул. Советская, 18.

4-я типография издательства "Наука". 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.

1 руб. 80 к. _____ Индекс 70985

(Адрес подписчика)

ISSN 0207-4028 ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ. 1989. № 3. 1 – 129.