

ISSN 0207-4028

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

5

1983

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Главный редактор Н. А. ШИЛО

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

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

Зав. редакцией *Е. Н. Казарезова*
Мл. редактор *Н. В. Болдовская*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Технический редактор *Г. Я. Герасимчук*,
С. А. Смородинова
Корректоры *Е. Н. Зимина*, *И. А. Литвинова*

Сдано в набор 21.06.83. Подписано к печати 04.10.83.
МН-12105. Формат 84×108¹/₁₆. Высокая печать. Усл.-
печ. л. 12,6. Усл. кр.-отт. 13,2. Уч.-изд. л. 15. Ти-
раж 878 экз. Заказ № 678.
Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099,
Новосибирск, 99, Советская, 18. 4-я типография изда-
тельства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Стани-
славского, 25.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

СЕНТЯБРЬ — ОКТЯБРЬ

НОВОСИБИРСК

№ 5, 1983

СОДЕРЖАНИЕ

В. В. Иванов. Осадочные бассейны севера Тихоокеанского тектонического пояса. Статья 1	3
А. М. Городницкий. Связь аномалий Буге с мощностью океанической литосферы	13
Н. А. Шило, Л. И. Измайлов, В. Н. Воропаев, С. В. Мишин. Влияние сейсмического фактора на процесс рудообразования на примере золоторудных месторождений	21
В. Ю. Косыгин, В. И. Исаев. Оптимальная плотностная структура верхней мантии вдоль геотраверса Япония — возвышенность Шатского — Императорские горы	27
А. А. Пейве. Офиолиты Корякского хребта и Аляски	39
В. С. Рождественский. Литостратиграфия мезозойско-палеозойских отложений Восточно-Сахалинских гор	48
В. М. Никифоров, И. М. Альперович, Л. Л. Ваньян. Некоторые особенности кривых магнитотеллурического зондирования на Сахалине и методика их интерпретации	59
В. В. Юшманов. Тектоно-магматические концентрические комплексы Алданского щита. Статья 1. Существующие представления и проблемы	66
Ф. Г. Корчагин, Г. А. Шароглазова, С. А. Чеботов. Влияние Зейского водохранилища на геодинамику района	73
В. А. Красилов. Меловое нефтегазоаккумуляция	80
Н. В. Бердников, Л. П. Карсаков. Флюидные включения и полиметаморфизм высокотемпературных гранулитов Ларбинского блока (Становая складчатая область)	90

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Е. И. Гончарова. Об одном ограничении на число признаков геохронологической шкалы	95
В. И. Гилев. Использование каротажных диаграмм для построения геохронологических шкал	96
А. Г. Мочалов, В. К. Прейс, С. И. Иванова. Платиновые минералы и самородное золото в четвертичных отложениях Корякско-Камчатской складчатой области	101
Л. М. Лютая, О. Н. Ромашова, А. А. Кругляков. К вопросу об информативности редукций гравитационного поля для изучения строения земной коры и верхней мантии дальневосточных островных дуг	107
Т. К. Злобин, А. В. Петров. Сопоставление и анализ физических неоднородностей различной природы, выделенных по данным МОВЗ и ГСЗ в земной коре о. Кунашир (Курильские острова)	110

ХРОНИКА

Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии	116
Геологическая интерпретация гравитационных и магнитных полей Востока СССР и Тихого океана	118
В секции россыпей Совета по рудообразованию	120
Комплексные исследования земной коры и верхней мантии переходных зон	121

CONTENTS

V. V. Ivanov. Sedimentary basins of the Northern Pacific tectonic belt. The first paper.	3
A. M. Gorodnitsky. Bouguer anomalies relation to oceanic lithosphere thickness	13
N. A. Shilo, L. I. Ismailov, V. N. Voropaev, S. V. Mishin. Seismic factor influence on the ore formation process (on the analysis of gold — ore deposits).	21
V. Yu. Kosygin, V. I. Isaev. Optimum density structure of the upper mantle along the Japan — Shutsky Rise — Emperor Seamount Chain geotraverse.	27
A. A. Peive. Ophiolites of the Koryak Ridge and Alaska.	39
V. S. Rozhdestvensky. Lithostratigraphy of Mesozoic — Paleozoic sediments of the Eastern Sakhalin Mountains.	48
V. M. Nikiforov, I. M. Al'perovich, L. L. Van'an. Some peculiarities of magnetotelluric sounding curves in Sakhalin and their interpretation methods.	59
V. V. Yushmanov. Tectono-magmatic complexes of the Aldan Shield. The first paper. Existing ideas and problems.	66
F. G. Korchagin, G. A. Sharoglazova, S. A. Chebotov. Zeya reservoir effect on the geodynamics of the region.	75
V. A. Krasilov. Cretaceous accumulation of oil and gas	80
N. V. Berdnikov, L. P. Karsakov. Fluid inclusions and polymetamorphism of high — temperature granulites in Larbin block (Stanovaya folded system)	90

BRIEF COMMUNICATIONS

E. I. Goncharova. On one limitation imposed on the number of geochronological scale indications	95
V. I. Gilev. Use of logging diagrams for geochronological scales defining	96
A. G. Mochalov, V. K. Preis, S. V. Ivanova. Platinum minerals and native gold in Quaternary deposits of the Koryak — Kamchatka folded system	101
L. M. Lyutaya, O. N. Romashova, A. A. Kruglyakov. On the informational value of gravity field reduction for the study of the Earth's crust and mantle structure of the Far East island arcs	107
T. K. Zlobin, A. V. Petrov. Comparison and analysis of physical inhomogeneities of various origins, isolated in the Earth's crust of the Kurils' Kunashir island. (From the data of the earthquake converted waves and seismic refraction methods)	110

CHRONICLES

Problems of movements and structure formation in the Earth's crust and upper mantle	116
Geologic interpretation of gravity and magnetic fields in the east of the USSR and the Pacific Ocean	118
In the department for placer researches of the ore formation Board	120
Complex investigations of the Earth's crust and upper mantle of transition zones	121

© Издательство «Наука»
 «Тихоокеанская геология», 1983 г.

В. В. Иванов

ОСАДОЧНЫЕ БАСЕЙНЫ СЕВЕРА ТИХООКЕАНСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА. СТАТЬЯ 1

Осадочные бассейны занимают больше половины площади Северо-Восточной Азии, Аляски и прилегающего шельфа морей Ледовитого и Тихого океанов. Их сравнительный анализ по комплексу признаков преследует цели: а) совершенствования и уточнения принципов типизации бассейнов, б) прогнозирования особенностей геологического строения закрытых и (или) еще слабо изученных объектов, в) исследования региональных закономерностей изменения вещественно-структурных характеристик бассейнов. Приводится описание схемы тектонического районирования области сочленения Евразийского и Северо-Американского континентов. Наряду с традиционно обособляемыми

элементами выделяется ряд новых. В частности, поднимается вопрос о существовании Анадырско-Бристольского вулканогенного пояса. В качестве классификационной основы используется ранее предложенная модель историко-тектонической типизации бассейнов, в которую вносятся отдельные уточнения. В рассматриваемом регионе выделяются бассейны шести основных типов: геосинклинальные, притоорогенные, дейтероорогенные, платформенные, тритоорогенные и пограничные. Первые разделяются на подтипы ранне- и позднегеосинклинальных. Приводится характеристика их представителей.

Под осадочными (осадочно-породными *) бассейнами (ОПБ) будем понимать естественные вещественно-структурные элементы стратисферы, представленные разнообразными по геотектонической природе впадинами и прогибами, выполненными породами преимущественно осадочного генезиса, преобразованными в основной своей части в градациях прото- и мезокатагенеза. Подобные сложные (полиструктурные, многоуровневые) динамические и исторические природные системы вмещают разнообразные виды полезных ископаемых, и только в их пределах реализуются процессы образования, накопления и сохранности углеводородов. Понятно, что первостепенный интерес вызывают наиболее крупные по объему выполнения объекты.

тости, магматизма и катагенеза (метаморфизма), условиям накопления и трансформации органического вещества (ОВ). Сравнительный анализ ОПБ крупного региона по комплексу признаков представляет определенный интерес с точки зрения: а) совершенствования и уточнения принципов типизации бассейнов; б) прогнозирования особенностей геологического строения закрытых и (или) еще слабо изученных объектов; в) исследования общих (региональных) закономерностей изменения их вещественно-структурных характеристик. При этом будем учитывать опыт подобного анализа, проведенного применительно к бассейнам смежного северо-западного сегмента пояса [21].

ОЧЕРК ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

В арктических и субарктических районах северного сегмента Тихоокеанского тектонического пояса, в пределах Северо-Восточной Азии, Аляски и прилегающего шельфа располагается около 50 ОПБ. Они различаются по размерам, геотектоническому положению, мощности, возрасту и вещественному составу отложений, особенностям внутреннего тектонического строения, площадной и вертикальной гетерогенности, характеру проявления складча-

ОПБ формируются в самых разнообразных тектонических обстановках на всех этапах эволюции земной коры. Генетическая природа бассейнов, без знания которой невозможен их сравнительный анализ, определяется положением объектов в пределах тех или иных крупных тектонических областей и зон. При этом лучше всего применим, как представляется, принцип обособления тектонических зон по возра-

* Термин Н. Б. Вассоевича.

УДК 552.5 : 551.24(571.6) (265)

В. В. Иванов

ОСАДОЧНЫЕ БАСЕЙНЫ СЕВЕРА ТИХООКЕАНСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА. СТАТЬЯ 1

Осадочные бассейны занимают больше половины площади Северо-Восточной Азии, Аляски и прилегающего шельфа морей Ледовитого и Тихого океанов. Их сравнительный анализ по комплексу признаков преследует цели: а) совершенствования и уточнения принципов типизации бассейнов, б) прогнозирования особенностей геологического строения закрытых и (или) еще слабо изученных объектов, в) исследования региональных закономерностей изменения вещественно-структурных характеристик бассейнов. Приводится описание схемы тектонического районирования области сочленения Евразийского и Северо-Американского континентов. Наряду с традиционно обособляемыми

элементами выделяется ряд новых. В частности, поднимается вопрос о существовании Анадырско-Бристольского вулканогенного пояса. В качестве классификационной основы используется ранее предложенная модель историко-тектонической типизации бассейнов, в которую вносятся отдельные уточнения. В рассматриваемом регионе выделяются бассейны шести основных типов: геосинклинальные, протоорогенные, дейтероорогенные, платформенные, триорогенные и пограничные. Первые разделяются на подтипы ранне- и позднегеосинклинальных. Приводится характеристика их представителей.

Под осадочными (осадочно-породными*) бассейнами (ОПБ) будем понимать естественные вещественно-структурные элементы стратиферы, представленные разнообразными по геотектонической природе впадинами и прогибами, выполненными породами преимущественно осадочного генезиса, преобразованными в основной своей части в грациях прото- и мезокатагенеза. Подобные сложные (полиструктурные, многоуровневые) динамические и исторические природные системы вмещают разнообразные виды полезных ископаемых, и только в их пределах реализуются процессы образования, накопления и сохранности углеводородов. Понятно, что первостепенный интерес вызывают наиболее крупные по объему выполнения объекты.

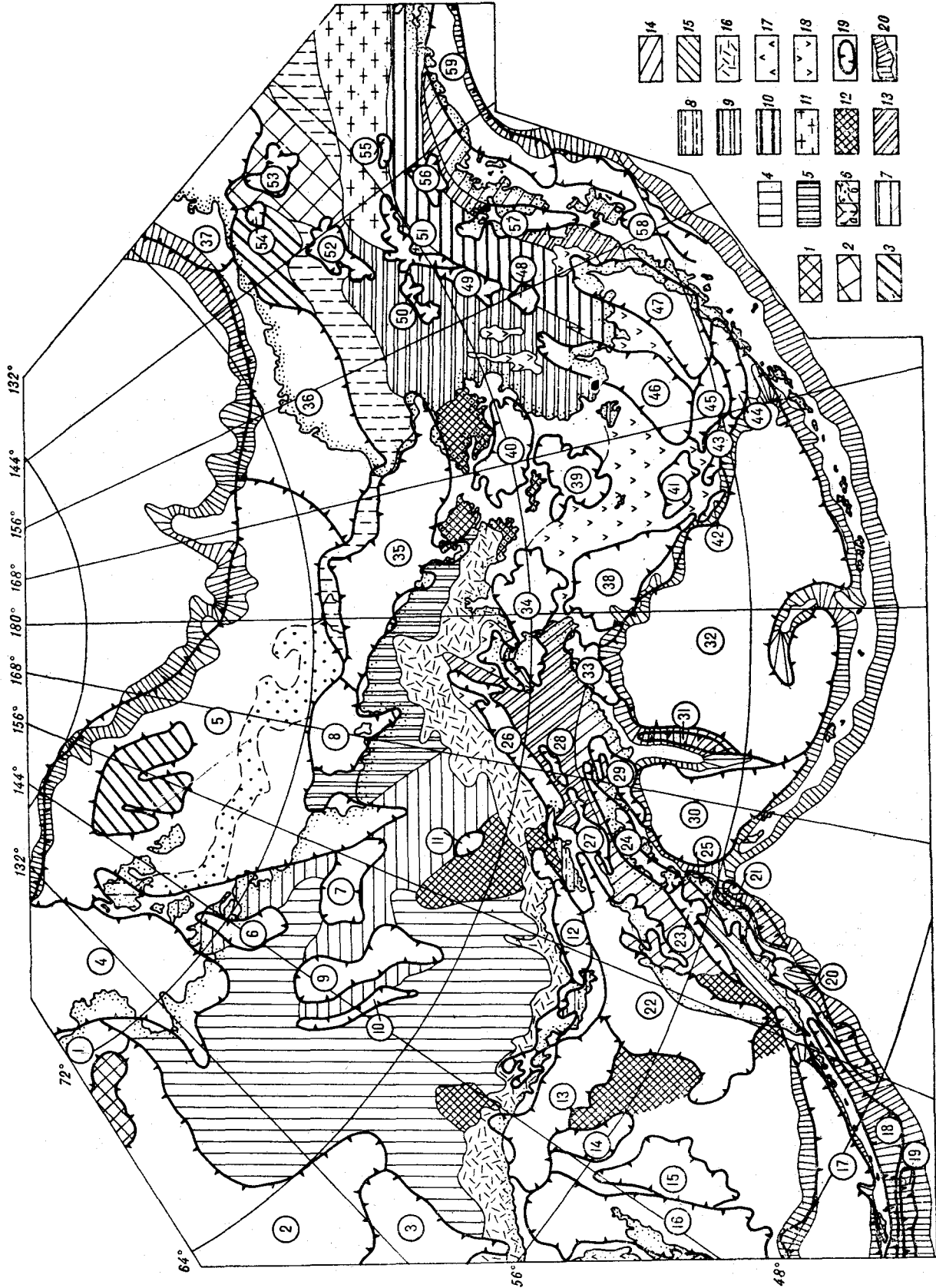
В арктических и субарктических районах северного сегмента Тихоокеанского тектонического пояса, в пределах Северо-Восточной Азии, Аляски и прилегающего шельфа располагается около 50 ОПБ. Они различаются по размерам, геотектоническому положению, мощности, возрасту и вещественному составу отложений, особенностям внутреннего тектонического строения, площадной и вертикальной гетерогенности, характеру проявления складча-

тости, магматизма и катагенеза (метаморфизма), условиям накопления и трансформации органического вещества (ОВ). Сравнительный анализ ОПБ крупного региона по комплексу признаков представляет определенный интерес с точек зрения: а) совершенствования и уточнения принципов типизации бассейнов; б) прогнозирования особенностей геологического строения закрытых и (или) еще слабо изученных объектов; в) исследования общих (региональных) закономерностей изменения их вещественно-структурных характеристик. При этом будем учитывать опыт подобного анализа, проведенного применительно к бассейнам смежного северо-западного сегмента пояса [21].

ОЧЕРК ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

ОПБ формируются в самых разнообразных тектонических обстановках на всех этапах эволюции земной коры. Генетическая природа бассейнов, без знания которой невозможен их сравнительный анализ, определяется положением объектов в пределах тех или иных крупных тектонических областей и зон. При этом лучше всего применим, как представляется, принцип обособления тектонических зон по возра-

* Термин Н. Б. Вассоевича.



- | | | | | | | |
|----|----|----|----|----|----|----|
| 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 |
| 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | |
| 4 | 5 | 6 | 7 | | | |
| 1 | 2 | 3 | | | | |

сту заключительной складчатости*. По такому принципу построено большое количество мелкомасштабных тектонических карт, на которых находит отражение строение интересующего нас региона [6, 23, 27, 29, 32—34 и др.].

Поскольку вопросы генетической сущности, возраста и границ ряда тектонических зон рассматриваемой области сочленения Евразийского и Северо-Американского континентов трактуются в отдельных работах неоднозначно, для построения синтезирующей схемы тектонического районирования (см. рисунок) потребовался анализ альтернативных представлений в свете новых геолого-геофизических данных. Объем публикации заставляет ограничиться лишь беглым тектоническим обзором и заострить внимание только на тех вопросах, которые решаются по-новому.

В Северо-Восточной Азии распространены складчатые системы различного возраста. В качестве главных тектонических подразделений здесь выступают Верхояно-Чукотская мезозойская, Корякско-Камчатская кайнозойская складчатые области и пограничный Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. Внутри Верхояно-Чукотских мезозойских областей выделяются [6, 37, 38 и др.] Яно-Колымская и Чукотская мезозойские, Алазейско-Олойская и Кони-Тайгоноская эвгеосинклинальные системы, Арктическая зона, а также несколько срединных массивов или блоков ранней консолидации (Охотский, Омолонский, Чукотско-Сьюардский). Хронологические рамки позднегеосинклинальной стадии развития мезозойской складчатости ограничиваются временем от оксфорда до апта или начала альба включительно, однако смена геосинклинальных формаций морскими и континентальными молассами в конкретных районах происходила не однонаправленно и не одновре-

* Без сомнения, возможны и иные подходы, например, когда особенности тектонического строения и формационного состава отложений бассейнов анализируются в зависимости от их положения в областях, обособляемых по времени формирования коры или гранитно-метаморфического слоя [20].

Схема тектонического районирования Северо-Восточной Азии, Аляски и прилегающего шельфа.

1—3 — платформы, выходы и (или) приближенное к поверхности залегание пород фундамента: 1 — Сибирская, Оленёкское поднятие, 2 — Северо-Американская, Юкон-Поркьюпайнский активизированный угол, 3 — Восточно-Арктическая (Гиперборейская); 4—11 — складчатые системы (зоны) области мезозойской складчатости (Верхояно-Чукотская и Центрально-Аляскинская): 4 — Яно-Колымская система, 5 — Чукотская система, 6 — Котельничско-Бруксовская крайняя зона (прослеживаемая: а — уверенно, б — предположительно), 7 — Алазейско-Олойская система, 8 — Кони-Тайгоноская система, 9 — Кусковям-Кобукская система, 10 — Таллигна-Александровская система; 11 — метаморфическая зона Юкон-Танана; 12 — древние блоки и срединные массивы; 13—14 — области кайнозойской складчатости: 13 — ранние кайнозойские (системы Анадырско-Корякская и Матануска), 14 — поздние кайнозойские (системы Олюторско-Камчатская, Сахалинская, Якатага); 15 — Курильская и Алеутская зоны современного геосинклинального развития; 16—18 — крайние вулканогенные пояса и их периферийные отложения: 16 — Охотско-Чукотский, 17 — Сихотэ-Алиский, 18 — Анадырско-Бристольский; 19 — осадочные бассейны; 20 — континентальные склоны.

менно. В одних случаях в начале этого этапа развивались остаточные геосинклинальные прогибы (Иньяли-Дебинский, Ольджойский, Раучуанский), а в прогибах, расположенных в крайней части Алазейско-Олойской системы (Илинь-Тасский, Южно-Аноийский), ярко проявились процессы растяжения коры и регенерации геосинклинального режима, которые сопровождались накоплением кремнисто-вулканогенных, аспидных и флишевых толщ. Собственно орогенный этап развития мезозойских, фиксируемый верхней континентальной молассой и полями субаэральных вулканитов Охотско-Чукотского пояса, охватывает период альбского и сеноманского времени.

Арктической зоне затухания мезозойских, выделяющейся в пределах большей части Восточно-Арктического шельфа [29, 35], отвечает, согласно современным данным, сравнительно узкая и, видимо, прерывистая полоса распространения преимущественно палеозойских образований, которая протягивается в субширотном направлении от о. Котельного до о. Врангеля и хр. Брукса на Аляске. Она может быть названа Котельничско-Бруксовской. Данная зона характеризуется ослабленной складчатостью, незначительным проявлением позднемезозойского интрузивного магматизма и отсутствием аналогов верхоянского геосинклинального комплекса. Последние в редуцированном виде известны лишь в отдельных участках о. Врангеля и в хр. Брукса, но залегают в тектонических пластинах и покровах, перемещенных из более южных районов. На Тектонической карте Дальнего Востока СССР и сопредельных районов [27] восточный фланг рассматриваемой зоны включен в палеозойский складчатый пояс или систему Брукса — Врангеля, занимающую на Аляске всю ее северную часть. В пределах последней, однако, обособляются два района, характеризующиеся принципиально различным строением разрезов палеозоя. Арктический склон Аляски и северо-восточный выступ хр. Брукса (в пределах гор Британских, Ромянцева, Дэвидсон и др.) в тектоническом пла-

Цифровые обозначения (осадочные бассейны): 1 — Анабаро-Ленский, 2 — Лено-Виллюйский, 3 — Алдано-Майский, 4 — Лаптаско-Ляский, 5 — Новосибирский (мегабассейн), 6 — Стахаский, 7 — Северо-Колымский, 8 — Чаунский, 9 — Индигиро-Зырянский, 10 — Момский, 11 — Ульгаский, 12 — Ямско-Туйский, 13 — Северо-Охотский, 14 — Кашеваровский, 15 — Дерюгинский, 16 — Северо-Сахалинский, 17 — Южно-Охотский, 18 — Среднекурильский, 19 — Внешнекурильский, 20 — Курило-Камчатский, 21 — Внешнекамчатский, 22 — Западно-Камчатский, 23 — Центрально-Камчатский, 24 — Ильпинский, 25 — Восточно-Камчатский, 26 — Пенжинский, 27 — Пусторечий, 28 — Паралюльский, 29 — Олюторский, 30 — Командорский, 31 — Ширпоиский, 32 — Алеутский, 33 — Хатырский, 34 — Анадырский, 35 — Лонгско-Чукотский, 36 — Северо-Аляскинский, 37 — Западно-Капалский (Маякэзи), 38 — Наваринский, 39 — Св. Матвея, 40 — Нортои, 41 — Моржовый, 42 — Дальний, 43 — Прибылова, 44 — Амак, 45 — Сент-Джорж, 46 — Кусковям, 47 — Бристольский, 48 — Холитна, 49 — Минчумина, 50 — Нижне-Тананский, 51 — Средне-Тананский, 52 — Поркьюпай, 53 — Игл-Плейн, 54 — Олд-Кроу, 55 — Верхне-Тананский, 56 — Коппер-Ривер, 57 — Кук-Инлет, 58 — Кудьян, 59 — Сент-Элиас.

не относятся к эпикаледонской плите Восточно-Арктической (Гиперборейской) платформы [33, 39, 51, 52 и др.], чехол которой начинается с нижнекаменноугольных слоев и отделен от геосинклинального складчатого комплекса каледонид резко выраженным предмиссисипским несогласием. В самом же хр. Брукса переход от средне- к верхнепалеозойским отложениям как в формационном, так и в структурном отношении оказывается гораздо более постепенным. Кроме того, между этими районами располагается Колвиллский прогиб, выполненный мощной толщей меловых отложений и относящийся к разряду краевых.

Котельническо-Бруксовская зона по своему положению в определенной степени напоминает Хараулахское и Сетте-Дабанское поднятия — краевые выступы Сибирской платформы, вовлеченные в прогибание, а затем складчатость и орогенез соседней геосинклинальной области мезозой. Отсюда — двойственная природа рассматриваемого тектонического подразделения.

Северную часть шельфа Восточно-Сибирского и Чукотского морей занимает Барроу-Беннетская плита, протягивающаяся сюда со стороны Арктического склона Аляски [33]. Помимо упоминавшихся уже геологических данных по Северной Аляске и геофизических материалов по шельфу, послуживших обоснованием выделения этого тектонического элемента, в последние годы появился ряд новых косвенных доказательств его существования.

1. Известные данные о принципиальном сходстве разрезов палеозоя и структурных особенностей о. Врангеля и хр. Брукса [36] дополнились материалами о прямых тектонических связях этих элементов. При помощи сейсморазведки в центре Чукотского моря выявлено крупное поднятие Геральда [42], к северу от которого в полосе от мыса Тигара до о. Геральда трассируется зона крупного краевого надвига и система асимметричных передовых складок в образованиях акваториальной части Колвиллского прогиба.

2. На о. Врангеля установлено крупное несогласие в основании нижнекаменноугольных отложений, которые залегают в одних случаях на нижнекембрийских, в других — на верхнесилурийских — нижнедевонских, а в третьих — на верхнедевонских образованиях [22].

3. На о. Генриетта (архипелаг Де-Лонга) описан разрез терригенно-туфогенных и вулканогенных пород ориентировочно верхнедевонского — нижнекаменноугольного возраста [13]. Калий-аргоновые датировки дайкового (долериты, диоритовые порфиры) комплекса показали цифры 435 и 450, а покровного (базальтового) — 390, 375 и 310 млн. лет (данные ПГО Севморгеология). Если отбросить экстремаль-

ные значения, то возраст пород окажется в пределах нижнего силура — среднего девона. Учитывая также высокую плотность глинистых сланцев ($2,75 \text{ г/см}^3$) и их заметные метаморфические изменения (хлоритизация, серицитизация, мусковитизация), есть основания предполагать, что эти образования относятся не к чехлу древней Гиперборейской платформы или грабенному (авлакогенному) комплексу массива Де-Лонга [16, 31, 33], а входят в состав складчатого фундамента каледонид.

4. Подобный вывод напрашивается и в отношении среднекембрийских — среднеордовикских отложений о. Беннета. Здесь описана [24] мощная (не менее 1700 м) толща тонкого ритмичного переслаивания сланцеватых кремне-лих аргиллитов, известковистых алевролитов и кварцитовидных песчаников, характеризующаяся признаками флиша (градационная слоистость, разнообразные иероглифы, подводно-оползневые текстуры). Породы, хотя и залегают на острове полбго ($4-10^\circ$), сильно уплотнены ($2,7 \text{ г/см}^3$) и преобразованы.

5. В то же время на островах Котельном [28], Земля Бунге, Фаддеевском и Новая Сибирь в обнажениях и мелких скважинах изучены фрагменты в целом почти непрерывного разреза среднекаменноугольных — неокемских глинистых, карбонатно-глинистых и песчано-алевролитовых пород, которые преобразованы лишь в грациях прото- и мезокатагенеза. Эти отложения залегают на среднепалеозойских несогласно, а суммарная мощность разреза варьирует от 1000 до 2700 м. По составу, мощности и степени вторичной измененности они вполне сопоставимы с'одновозрастными породами чехла эпикаледонской плиты на севере Аляски.

В пределах Приморской, Колымской низменностей и Восточно-Арктического шельфа разновозрастные тектонические зоны перекрываются пологозалегающими верхнемеловыми — кайнозойскими отложениями, которые в приматериковых участках образуют чехол эпимезозойской платформы, а в более северных районах совместно с нижнемеловыми породами, видимо, наращивают плитный комплекс каледонид.

В качестве эпимезозойской плиты рассматриваются также северный и центральный участки Охотского моря [32 и др.].

Корякско-Камчатская область кайнозойд характеризуется резкой тектонической дифференцированностью и закономерным омоложением однотипных формационных комплексов в сторону Тихого океана. В ее пределах выделяются две складчатые системы: Анадырско-Корякская и Олюторско-Камчатская, каждая из которых в свою очередь может подразделяться на несколько зон [6, 7, 17 и др.]. Вкратце структура, при переходе от северо-западной Пенжинской зоны к краевой Восточно-Камчат-

ской возраст подошвы нижней молассы последовательно изменяется от позднего альба до среднего миоцена. Верхняя моласса, фиксирующая собственно орогенный этап развития, присутствует, видимо, только в Пенжинском прогибе и Анадырской впадине, где начинается с палеоцен-эоценовых грубообломочных и наземных вулканогенных образований.

В пределах Центральной Аляски к югу от хр. Брукса располагается несколько разнородных тектонических элементов. Вблизи аляскинско-канадской границы выделяется Юкон-Поркьюпайский «треугольник» [43] — вовлеченный в орогенез (активизированный) входящий угол Северо-Американской платформы [33]. Юго-западнее между разломами Тинтина и Денали протягивается пояс докембрийских и палеозойских метаморфических пород, который может быть назван Юкон-Танана.*

На крайнем западе располагается Сьюардский блок, который обычно включается в состав выделяемого на стыке Азии и Аляски среднего массива. По другой трактовке [27] структуры п-ова Сьюард и Восточной Чукотки рассматриваются как составные части складчатой зоны Брукса — Врангеля.

Между антиклинорием хр. Брукса на севере, Сьюардским блоком на западе, Юкон-Поркьюпайским «треугольником» и метаморфическим поясом Юкон-Танана на востоке располагается Кускоквим-Кобукская эвгеосинклинальная система мезозой [33]. В центральной ее части разрез начинается с офиолитового комплекса девонского — юрского возраста [48], а заканчивается угленосной молассой конца позднего мела и наземными эффузивами палеогена [46]. В краевых участках известны метаморфические и терригенно-карбонатные образования рифея — силура.

Схожая (но не идентичная) по стилю и времени развития складчатая система дугообразно протягивается от Бристольского залива на западе до архипелага Александра на востоке. Она может быть названа Талкитна-Александровской.

Районы, лежащие южнее Аляскинского хребта, относятся к области кайнозойской складчатости [49], причем здесь выделяется несколько разновозрастных зон [30]. Складчатая система Матануска раннекайнозойской консолидации занимает периферийную часть области и характеризуется развитием нижних ($J_2 - K_2$) и верхних (Kz) молассовых комплексов. Складчатая система Якатага, дугообразно вытянутая вдоль Аляскинского залива, нахо-

* Ранее эта структура рассматривалась как часть протяженной «геоантиклинали» Танана [45], а недавно была выделена под названием Юконского массива [33], который в данном случае не соответствует одному тектоническому элементу, выделявшемуся в свое время Н. А. Богдановым [8].

дится в настоящее время на стадии накопления нижних моласс, а Алеутская зона представляет район современного геосинклинального развития.

Основной тектонической структурой Северо-Берингоморского шельфа, где происходит сложное сочленение складчатых систем и зон Северо-Восточной Азии и Аляски, является раннекайнозойский Анадырско-Бристольский вулканогенный пояс*. Обоснованием для его выделения служат материалы магнитометрических работ [10, 44] и прямые геологические данные о широком распространении палеогеновых (главным образом, палеоцен-эоценовых) наземных эффузивно-пирокластических образований в Анадырской впадине [1], на о. Св. Матвея [47], а также под чехлом кайнозойских отложений в бассейнах Сент-Джорж (Х. Маклин, письменное сообщение) и Бристольском [40]. Фланговые участки пояса в виде отдельных полей эффузивов известны в среднем течении р. Анадырь, в хребтах Пекульней и Рарыткин, а на Аляске — в низовьях рек Юкон и Кускоквим. Раннекайнозойский Анадырско-Бристольский вулканогенный пояс по своей геотектонической природе схож с альбсеноманским Охотско-Чукотским. Своим положением он также, видимо, фиксирует край крупного континентального блока, который в данном случае возник после завершения ларамийской складчатости и внедрения гранитоидных батолитов в Центральной Аляске. К юго-западу от этой пограничной структуры в раннекайнозойское время продолжала существовать область морской седиментации. Позднее на юго-западную (внешнюю) зону этого пояса наложилась система грабенообразных кайнозойских прогибов (Наваринский, Прибылова, Сент-Джорж и др.).

УТОЧНЕНИЕ КЛАССИФИКАЦИОННОЙ МОДЕЛИ ОПБ

Одно из основных требований к научным классификациям высших категорий — это их конструктивность, т. е. возможность идентификации (предсказания, прогноза) максимального количества интересующих нас свойств объекта на основе минимального числа признаков, которые определяют его положение в классификационной схеме. Задача построения высших форм классификаций ОПБ сводится, по существу, к вопросу: как организовать их хорошо известные тектонические разновидности** в логически непротиворечивую систему, имеющую наибольшие прогнозные возможности?

* Его западный фланг выделялся ранее под названием Пенжинско-Анадырского [11].

** В настоящее время насчитывается, например, более 25 тектонических классификаций нефтегазоносных осадочных бассейнов и впадин.

Здесь на помощь приходит принцип историзма. Выбор историко-тектонического фактора в качестве главного при построении классификации ОПБ обосновывается соображениями методологического, логического и практического характера: необходимостью раскрытия исторических и генетических связей при исследовании сущности реалии; ведущей (определяющей) ролью данного фактора по отношению к остальным параметрам исследуемых объектов; высокой значимостью исторических (ретроспективных) моделей в прогнозном отношении. При этом можно полагать, что «степень конструктивности» или прогнозные возможности классификационной схемы прямо пропорциональны широте реализации в ней отношений последовательности и родства между выделяемыми классами объектов.

Указанным требованиям и соображениям вполне отвечает историко-тектоническая модель классификации бассейнов [19], которая характеризуется установлением генетических взаимосвязей между основными их типами на верхнем уровне деления. Особенности тектонического строения, формационный состав комплекса выполнения и другие характеристики как зависимые (ведомые) признаки связаны с условиями и процессами формирования бассейнов на различных стадиях эволюции земной коры. При этом выделение основных типов объектов и их генетические взаимоотношения определяются схемой стадийности и направленности геосинклинального процесса и последовательности смены основных геотектонических режимов конструктивного и деструктивного рядов.

В данную классификационную модель в настоящее время можно внести уточнения, касающиеся лишь более дробного подразделения бассейнов геосинклинального типа. В соответствии со стадийностью собственно геосинклинального (s. str.) этапа следует различать подтипы бассейнов ранне- и позднегеосинклинальные, понимая под ними прогибы, заполненные соответственно вулканогенно-осадочными — граувакковыми — флишевыми ассоциациями и морскими молассами. Ранее они были выделены как подтипы А и Б [21].

В исследуемом регионе, согласно номенклатуре принимаемой классификации, выделяются бассейны шести основных типов: геосинклинальные, протоорогенные, дейтероорогенные, платформенные, трифоорогенные (эпиплатформенно орогенные) и пограничные.

БАССЕЙНЫ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ТИПА

Бассейны геосинклинального типа приурочены к внутренним участкам областей кайнозойской складчатости и к зонам современного гео-

синклинального развития, которые занимают пространства, наиболее приближенные к Тихому океану.

Раннегеосинклинальные бассейны связаны с пред- (фронтально-), меж- и задуговыми (тыльно-дуговыми) прогибами Курильской и Алеутской зон. Они характеризуются желобообразной формой, широким развитием продольных тектонических нарушений, кайнозойским возрастом комплекса выполнения, значительным участием в разрезе эффузивно-пирокластических образований, а также туффито-кремнистых пород и диатомитов, резкими фаціальными и литологическими замещениями вкрест простираия структур, наличием пологих конседиментационных локальных поднятий, а также приразломных антиклиналей, существенно туфогенным, вулканомиктовым и граувакковым составом обломочного материала. Мощность кайнозойских (олигоценых — четвертичных) образований достигает в прогибах Курильской зоны 4—6 км [9, 15]. В центральных их частях преобладают тонкообломочные туфы, туффиты, кремнистые и туфогенные аргиллиты, диатомиты, а на разделяющих бассейны поднятиях (Большекурильском, Малокурильском, Фронтальном) в разрезах доминируют эффузивы, лаво- и туфобрекчи, грубообломочные туфы, песчаники. В целом эти породы составляют сложный комплекс андезито-базальтовых, вулканогенно-осадочных, граувакковых, туфогенно-флишевых, туффито-терригенно-кремнистых ассоциаций.

Среди кайнозойских отложений присутствуют коллекторы порово- и каверново-трещинного типов с высокими (особенно в неогеновых разрезах) значениями фильтрационных и емкостных параметров [25].

Позднегеосинклинальные бассейны отличаются от раннегеосинклинальных прежде всего тем, что разрез их чехла наращивается комплексом нижних моласс. При этом в зависимости от степени участия в разрезах типичных геосинклинальных формаций рационально различать орто- и парагеосинклинальные классы бассейнов данного подтипа. Представителями первых являются Восточно-Камчатский, Ильпинский и Олюторский, вторых — Северо-Сахалинский и Западно-Камчатский бассейны. Промежуточное положение, но ближе к парагеосинклинальным, занимают бассейны Кудьяк, Сент-Элиас, Хатырский и, возможно, группа грабенообразных прогибов на внешнем Северо-Беринговском шельфе.

Восточно-Камчатский бассейн вступил в позднегеосинклинальную стадию развития лишь в середине миоцена, когда началось накопление прибрежно-морских грубообломочных отложений кавранской серии. Их мощность в шельфовой зоне достигает 2—2,5 км [15]. Основной

же объем комплекса выполнения приходится на более низкие секции разреза, где развиты сложно перемежающиеся флишевые, флишево-граувакковые, аспидные, андезит-базальтовые и вулканогенно-кремнистые ассоциации пород. При этом, как и в междугловых прогибах Курильской зоны, наблюдаются латеральные изменения существенно осадочных пород центральной части бассейна на вулканогенно-осадочные — в прибортовых районах и смежных антиклинориях. Бассейн имеет асимметричный поперечный профиль. Вдоль его западного крутого и осложненного надвигами борта развиты сжатые сильно нарушенные линейные складки с амплитудой до 1—1,5 км и углами наклона крыльев 40—70°. Восточный ступенчатый борт, где распространены наиболее молодые части чехла, характеризуется более пологими брахиформными и куполовидными антиклиналями. Отмечается также продольная тектоническая зональность, хорошо выраженная в современной морфоструктуре.

Неогеновые толщи в Кроноцком районе обеднены органическим веществом (ОВ) — содержания органического некарбонатного углерода (аналитического $C_{\text{нк}}$) обычно составляют менее 0,5%, а палеогеновые отложения характеризуются субкларковыми его концентрациями. При этом в наибольшей степени оказываются обогащенными эоценовые породы дроздовской свиты [2].

Гранулярные коллекторы развиты в основном среди отложений неогенового возраста в пределах шпировой, а также верхней части флишевой (тюшевская серия) формаций. Ниже по разрезу, несмотря на невысокую степень преобразованности, которая по отражательной способности витринита определяется начальными и средними градациями мезокатагенеза ($MK_1—MK_3$), в обломочных породах грауваккового, вулканомиктового и туфогенного состава интенсивно проявлены процессы вторичного минералообразования, резко ухудшающие их емкостные и фильтрационные свойства. В геосинклинальном комплексе пород господствуют трещинные резервуары.

Ильпинский и Олюторский бассейны схожи по истории развития и вещественно-структурным характеристикам с Восточно-Камчатским. Отличия их проявляются: а) в более раннем (с начала неогена) формировании и более широко распространении нижних моласс, достигающих мощности 3 км и более; б) в преобладании в центральных участках в разрезах палеогена ($P_1^2—P_3$) пелитолитовых и ритмично-слоистых флишевых толщ; в) в более широком распространении, особенно в центральных зонах бассейнов относительно пологих складок конседиментационного стиля развития.

Содержания ОВ в породах невелики ($C_{\text{нк}}$

0,5 — 1%), а относительно повышенные его концентрации отмечаются в глинистых породах эоцен-олигоценного возраста [3]. Коллекторы гранулярного типа распространены в неогеновой и отчасти олигоценной секциях разреза.

Бассейн Кодьяк по своему положению, казалось бы, должен относиться к разряду преддугловых раннегеосинклинальных. Однако он приурочен к северо-восточному флангу Алеутской зоны, где кайнозойский вулканизм был подавлен и в неогене уже началось накопление морских молассовых толщ. Бассейн состоит из системы небольших (~50 × 50 км) полуизолированных впадин, разделенных поперечными и диагональными поднятиями. Его складчатое основание сложено интенсивно дислоцированными вулканогенно-осадочными образованиями верхнего триаса, мела и палеоцен — эоцена. В составе комплекса выполнения выделяется два этажа — эоцен-олигоценный, представленный флишевыми сериями, и неоген-четвертичный, сложенный прибрежно-морскими терригенными породами [41]. Последний в свою очередь разделяется минимум на два подэтажа. Мощность верхнего из них ($N_1^3?—Q$) во впадинах достигает 5—7 км. Вдоль бровки шельфа протягиваются продольные и диагональные антиклинали, образующие систему краевого шельфового поднятия, рост которого начался в конце миоцена или в плиоцене. Большинство антиклинальных складок бассейна развивалось в плиоцен-четвертичное время одновременно с осадконакоплением. Имеются также приразломные структуры.

Осадочные породы характеризуются низкими средними содержаниями ОВ ($C_{\text{нк}}$ 0,4—0,6%), хотя в глинистых породах его концентрации достигают кларковых значений ($C_{\text{нк}}$ 0,7—0,9%). ОВ представлено в основном древесными, травянистыми и углистыми фрагментами, а аморфные (лейптинитовые, альгинитовые) компоненты присутствуют в резко подчиненном количестве даже в ОВ пород нижних секций кайнозойского разреза, которые накапливались в глубоководных условиях [41]. Некоторое возрастание содержания ОВ фиксируется в породах олигоценного возраста.

Коллекторы гранулярного типа распространены в основном лишь среди неогеновых отложений. Эоцен-олигоценные алевро-псаммиты, несмотря на невысокую в целом степень катагенетической преобразованности (до MK_2), отличаются низкими значениями пористости и проницаемости. Это связано со спецификой их минерального состава — они содержат мало кварца и много неустойчивых компонентов — плагиоклазов и обломков эффузивов.

Бассейн Сент-Элиас (Якатага) расположен в зоне позднекайнозойской складчатости Южной Аляски и заполнен вулканогенными и терри-

генными породами кайнозойского возраста. В разрезе выделяются толщи глинистых сланцев, граувакк, базальтов и туфов палеоцен — эоцена, морские песчано-глинистые и угленосные (около северного борта) отложения эоцен-олигоценового возраста, существенно глинистые толщи верхнего олигоцена — миоцена, конгломерато-песчано-глинистые образования среднего неогена — квартара [5, 45, 50 и др.]. Разломом Памплона, лежащим на продолжении системы тектонических нарушений Алеутского желоба, бассейн разделяется на два блока — Якутага (северо-западный) и Якутат (юго-восточный). В первом суммарная мощность кайнозойского разреза достигает 12 км, из них до 6—7 км приходится на неоген-четвертичные отложения. Тектонические элементы ориентированы здесь в северо-восточном направлении, причем широко развиты системы надвигов, взбросов, новообразованных высокоамплитудных складок с южной вергентностью. В блоке Якутат мощность кайнозойского комплекса сокращается до 6—7 км и почти не проявляется складчатость сжатия.

Породы характеризуются околокларковыми концентрациями ОВ, причем в наибольшей степени им обогащены глины эоценового и олигоценового возраста. Поскольку в разрезе резко доминируют граувакковые, туфогенные и вулканомиктовые разности псаммитов, подверженные ранним, различным изменениям, зона распространения гранулярных коллекторов ограничивается диапазоном глубин до 2,5—3 км и в основном отложениями неогена.

Хатырский бассейн по формационному составу кайнозойских отложений и характеру тектонической зональности, как уже отмечалось [18], близок к бассейну Сент-Элиас. В некоторых зонах лишь расширяется стратиграфический диапазон комплекса выполнения, суммарная мощность которого достигает 15 км. Породы нижней части разреза ($K_2sp - P_3$) составляют краевые шлейфы флишевых, а также пелитолитовую и пелитолито-диамиктитовую ассоциации. Накопление их часто происходило в обстановке неритовой и батинальной зон, а степень «геосинклинальности» увеличивается с северо-востока на юго-запад по направлению к внутренним частям Олюторско-Камчатской складчатой системы. Неогеновые отложения образуют морскую молассу, где наряду с глинами, песчаниками и конгломератами встречаются диатомовые аргиллиты и диатомиты. Отмечается последовательное смещение во времени зон прогибания в восточном и юго-восточном направлениях.

Бассейн характеризуется резкой тектонической дифференцированностью и продольно-диагональной зональностью. Вдоль его северо-западного борта проходит система надвигов, сопровождающаяся узкими запрокинутыми и на-

рушенными складками. По удалении от нее отмечаются гребневидные и диапироподобные структуры. Неогеновые породы, мощность которых достигает в прогибах шельфа 6—7 км, дислоцированы слабее. Наряду с узкими зонами сложных приразломных складок здесь отмечаются пологие формы конседиментационного стиля развития. Вдоль континентального склона протягивается зона резкого уменьшения мощности кайнозойских отложений.

Средние содержания ОВ в глинистых породах обычно варьируют в пределах околокларковых значений. По составу рассеянное ОВ достаточно однородно и относится к смешанному сапропелево-гумусовому типу. Сравнительно повышенными его концентрациями отмечаются породы эоценового, олигоценового и среднемиоценового возраста.

Распространение гранулярных коллекторов удовлетворительного качества ограничивается, как и в других охарактеризованных бассейнах геосинклинального типа, в основном неогеновым комплексом.

Западно-Камчатский и Северо-Сахалинский бассейны являются типичными представителями класса парагеосинклинальных. Они выполнены отложениями кайнозойского возраста, мощность которых в наиболее прогнутых зонах достигает соответственно 9—10 и 7—8 км. Здесь присутствуют сложно сочетающиеся по разрезу и площади терригенные угленосные, грубообломочные, песчано-глинистые, пелитолитовые, кремнисто-глинистые, терригенно-туффи-то-кремнистые, диатомитовые, флишеидные, а в краевых участках и наземные вулканогенные формации, в целом составляющие трансгрессивно-регрессивный комплекс нижних моласс. Устанавливается принципиальное сходство строения кайнозойских разрезов этих двух бассейнов [26] и характера общей тектонической зональности.

Наиболее глубокие и относительно просто построенные части бассейнов тяготеют к районам современных впадин ТИПРО и Дерюгина*, а по направлению к наземным прибортовым зонам степень дислоцированности отложений возрастает. Здесь отмечаются системы крутых линейных и брахиформных антиклиналей, осложненных сбросами и надвигами. Характерно, что на границе мелководного шельфа с впадинами ТИПРО и Дерюгина протягиваются системы узких и контрастных тектонических поднятий (см. схему на с. 35 в [14]).

Наибольшими концентрациями рассеянного ОВ, несколько превышающими кларковые, отличаются фитогенно-кремнистые породы [4],

* С центральной частью последней связан одноименный полуизолированный бассейн, смежный с Северо-Сахалинским.

значительно обогащенные липидными компонентами. Они тяготеют к неогеновым отложениям, которые характеризуются также и наибольшим распространением качественных коллекторов гравулярного типа.

В определенной степени условно (из-за недостатка информации) к разряду парагеосинклинальных относятся бассейны внешней части Северо-Беринговоморского шельфа (см. рисунок). Здесь протягивается система из восьми грабенообразных прогибов, заполненных породами кайнозойского возраста [44]. В осадочном чехле по сейсморазведочным данным выделяется два комплекса — нижний, акустически прозрачный, который по аналогии с Хатырским и Анадырским бассейнами может сопоставлять-

ся с эоцен-олигоценовыми существенно глинистыми толщами, и верхний, слоистый, контрастный по составу, относящийся к неогену. Не исключено, что в основании разреза чехла присутствуют грубозернистые образования. Основная роль в строении прогибов принадлежит нормальным сбросам длительного развития (growth faults), которые, по существу, и формируют систему грабенов и разделяющих их узких горстов. Глубина прогибов изменяется от 1,5 до 12—15 км. Наиболее глубокими являются бассейны Наваринский (> 12 км), Сент-Джорж (до 10 км) и Амак (до 3 км).

Характеристика других типов бассейнов и общие закономерности их вещественно-структурной эволюции даются во второй статье.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агапатов Д. И., Иванов В. В., Крайнов В. Г. Новые данные по геологии и перспективам нефтегазоносности Анадырской впадины.— В кн.: Проблемы нефтегазоносности Северо-Востока СССР. Магадан, 1973 (Тр. СВКНИИ АН СССР, вып. 49).
2. Баженова О. К. Восточно-Камчатский нефтегазоносный бассейн геосинклинального типа.— В кн.: Проблемы нефтегазоносности Северо-Востока СССР. Магадан, 1973 (Тр. СВКНИИ АН СССР, вып. 49).
3. Баженова О. К., Кореньков А. Ф. К геохимической характеристике кайнозойских отложений Ильинского полуострова.— Вестник МГУ. Сер. геол., 1974, № 1.
4. Баженова О. К., Бурлин Ю. К. и др. Особенности генерации углеводородов в бассейнах окраинных морей Востока СССР.— В кн.: Осадочно-миграционная теория образования нефти и газа. М.: Наука, 1978.
5. Беккер А. А., Джонсон М. Л., Йогансон Т. М. Углеводородный потенциал центральной части залива Аляски.— В кн.: Энергетические ресурсы Тихоокеанского региона. М.: Наука, 1982.
6. Белый В. Ф., Николаевский А. А. и др. Тектоническая карта Северо-Востока СССР (м-б 1:2 500 000). Магадан, 1964 (Тр. СВКНИИ, вып. 11).
7. Белый В. Ф., Иванов В. В. и др. Складчатые системы Корякского нагорья.— В кн.: Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976.
8. Богданов Н. А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и восточной Арктики. М., 1963 (Тр. ГИН АН СССР, вып. 99).
9. Васильев Б. И., Жильцов Э. Г., Суворов А. А. Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга — желоб. М.: Наука, 1979.
10. Верба М. Л., Гапоненко Г. И. и др. Глубинное строение и перспективы нефтегазоносности северо-западной части Берингова моря.— В кн.: Геофиз. методы разведки в Арктике. Л.: НИИГА, 1971.
11. Верба М. Л., Ермаков Б. В. Тектоническое районирование северо-западной части шельфа Берингова моря и прилегающих побережий.— Геотектоника, 1976, № 2.
12. Виноградов В. А., Гапоненко Г. И. и др. Тектоника Восточно-Арктического шельфа СССР. Л.: Недра, 1974.
13. Виноградов В. А., Каменева Г. И., Явшиц Г. П. О Гиперборейской платформе в свете новых данных по геологическому строению острова Генриетты.— В кн.: Тектоника Арктики. Л.: НИИГА, 1975.
14. Гнибиденко Г. С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979.
15. Гнибиденко Г. С., Быкова Т. Г. и др. Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба. М.: Наука, 1980.
16. Грамберг И. С., Лопатин Б. Г., Погребницкий Ю. Е. Новое в геологии арктических морей СССР.— Вестник АН СССР, 1982, № 2.
17. Егизаров Б. Х., Дудно О. П. и др. Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. Л.: Недра, 1965 (Тр. НИИГА, т. 148).
18. Иванов В. В. Нефтегазоносность Аляски и применение сравнительного метода для оценки перспектив нефтегазоносности Анадырско-Корякского региона.— В кн.: Материалы по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР. Вып. 19. Магадан, 1966.
19. Иванов В. В. К построению историко-тектонической классификации нефтегазоносных бассейнов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 2.
20. Иванов В. В., Пушаровский Ю. М., Тильман С. М. Тектоническое положение и особенности строения осадочных бассейнов на северо-западном обрамлении Тихого океана.— Геотектоника, 1981, № 4.
21. Иванов В. В., Варнаевский В. Г. и др. Сравнительный анализ осадочных бассейнов северо-западного сегмента Тихоокеанского подвижного пояса.— В кн.: Энергетические ресурсы Тихоокеанского региона. М.: Наука, 1982.
22. Каменева Г. И. Структура центральной части о. Врангеля.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Новосибирских островов и острова Врангеля. Л.: НИИГА, 1975.
23. Кинг Ф. Б. Тектоника Северной Америки. Объяснительная записка к тектонической карте. М.: Мир, 1972.
24. Клубов Б. А., Семенов Г. А. Литолого-битуминологическая характеристика кембрийских и ордовикских отложений острова Беннета (Новосибирские острова).— В кн.: Вопросы геологии и нефтегазоносности востока СССР. М.: МГУ, 1975.
25. Клубов С. В. Особенности формирования коллекторских свойств пород Курило-Камчатской островной дуги.— В кн.: Геологическое строение месторождений нефти и газа. М., 1980 (Тр. ИГиРГИ).
26. Косыгин Ю. А., Дуничев В. М., Тютрин И. И. Об однотипности геологического развития в кайнозое

- Сахалина и Западной Камчатки.— ДАН СССР, 1981, т. 256, № 2.
27. Косыгин Ю. А., Натальин Б. А., Парфенов Л. М. Тектоническая карта Дальнего Востока и сопредельных районов (на формационной основе).— Тихоокеанская геол., 1982, № 3.
 28. Преображенская Э. Н., Труфанов Г. В. и др. Мезозойские отложения острова Котельного.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Новосибирских островов и острова Врангеля. Л.: НИИГА, 1975.
 29. Пушаровский Ю. М. Некоторые общие проблемы тектоники Арктики.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 9.
 30. Пушаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972 (Тр. ГИН АН СССР, вып. 234).
 31. Пушаровский Ю. М. Тектоника Северного Ледовитого океана.— Геотектоника, 1976, № 2.
 32. Тектоника Евразии. М.: Наука, 1966.
 33. Тектоника Северной Полярной области Земли. Объяснительная записка к тектонической карте Северной Полярной области Земли м-ба 1:5 000 000/Под ред. Б. Х. Егизарова. Л.: НИИГА, 1977.
 34. Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли. М-б 1:10 000 000/Под ред. Ю. М. Пушаровского, Г. Б. Удинцева. М.: ГУГК, 1970.
 35. Тильман С. М. Типы мезозойского севера Тихоокеанского кольца.— В кн.: МГК, 23 сессия. Докл. советск. геол. Орогенические пояса. М.: Наука, 1968.
 36. Тильман С. М., Бялбжеский С. Г., Чехов А. Д. Геологическое строение острова Врангеля. Магадан, 1964 (Тр. СВКНИИ, вып. 11).
 37. Тильман С. М., Шило Н. А. и др. Мезозойские складчатые зоны Северо-Востока СССР.— В кн.: Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Материалы совещ. по тектонике Тихоокеанского пояса. Магадан, 1974.
 38. Шило Н. А., Бабкин П. В. и др. Новая схема тектонической и металлогенической зональности Северо-Востока СССР.— ДАН СССР, 1975, т. 223, № 4.
 39. Brosge W. P., Dutro J. T. Paleozoic rocks of Northern and Central Alaska.— Arctic Geology, 1973, AAPG Memoir, 19.
 40. Burk C. A. Geology of the Alaska Peninsula island arc and continental margin.— Geol. Soc. America Mem., 1965, 99.
 41. Fisher M. A. Petroleum geology of Kodiak shelf, Alaska.— AAPG Bull., 1980, v. 64, N 8.
 42. Grantz A., Wolf S. C. et al. Reconnaissance geology of the Chukchi Sea as determined by acoustic and magnetic profiling.— Proc. Geol. Seminar on the North Slope of Alaska, 1970, AAPG Pacific Section, Los Angeles.
 43. Lathram E. H., Grantz A. et al. Alaska, Mesozoic — Cenozoic orogenic belts; data for orogenic studies (Spencer A. M. ed.) — Geol. Soc., London, 1974, Spec. Pub. 4.
 44. Marlow M. S., Scholl D. W. et al. Structure and evolution of the Bering Sea shelf south of St. Lawrence island.— AAPG Bull., 1976, v. 60, N 2.
 45. Miller D. J., Payne T. G., Gryc G. Geology of possible petroleum provinces in Alaska.— USGS Bull., 1959, 1094.
 46. Patton W. W. Reconnaissance geology of the northern Yukon — Koyukuk province, Alaska.— US Geol. Prof. Paper 774-A, 1973.
 47. Patton W. W., Lanphere M. A. et al. Age and tectonic significance of volcanic rocks on St. Matthew Island, Bering Sea, Alaska.— J. Res. US Geol. Surv., 1976, v. 11, N 1.
 48. Patton W. W., Tailleur I. L. Preliminary report on the ophiolites of northern and western Alaska. North American Ophiolites (Coleman L. G., Irwin W. P., eds.)— Oreg. Dept. Geol. Miner. Ind. Bull., 1977, N 95.
 49. Payne T. G. Mesozoic and Cenozoic tectonic elements of Alaska.— USGS Misc. Geol. Inv. Map I — 84, 1955.
 50. Plafker G., Winkler G. R. et al. Geology of continental slope adjacent to Alaska Lease Sale 55.— Oil and Gas Journal, 1980, v. 78, N 40.
 51. Reiser H. N. Northeastern Brooks Range — a surface expression of the Prudho Bay section. Proc. Geol. Seminar on the North Slope of Alaska, 1970, AAPG Pacific Section, Los Angeles.
 52. Tailleur I. L., Brosge W. P. Tectonic history of northern Alaska. Proc. Geol. Seminar on the North Slope of Alaska, 1970, AAPG Pacific Section, Los Angeles.

СВКНИИ ДВНЦ АН СССР
Магадан

Поступила в редакцию
22 марта 1983 г.

А. М. Городницкий

СВЯЗЬ АНОМАЛИЙ БУГЕ С МОЩНОСТЬЮ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ

На основе совместного анализа теоретической модели формирования океанической литосферы и экспериментальных гравиметрических данных предложен и обоснован способ использования аномалий Буге для

оценки мощности литосферы. Составлены разрезы мощности литосферы для северной части Тихого океана и Северной Атлантики.

Согласно геотермической модели образования океанической литосферы ее формирование происходит в рифтовых зонах Мирового океана в результате внедрения между расходящимися плитами и последующей кристаллизацией вещества верхней мантии [14]. Мощность литосферы поэтому не остается постоянной, а последовательно увеличивается с увеличением ее возраста в направлении от гребней срединно-океанических хребтов, где она минимальна, к глубоководным океаническим котловинам.

Определение мощности литосферы в океане является одной из важнейших задач, от решения которой зависят не только проблемы изучения тектонического развития дна океана и процессов базальтового вулканизма, но и познание основных закономерностей формирования и распределения полезных ископаемых в океанической коре.

В настоящее время единичные определения мощности литосферы в океане проводятся по данным сейсмологических и электромагнитных исследований [20].

В последние годы предложена и обоснована методика комплексной оценки мощности океанической литосферы по данным изучения рельефа дна, его возраста и величине теплового потока [7].

Наряду с этими методами независимым источником данных являются результаты многочисленных гравиметрических съемок, выполненных в различных районах Мирового океана. Настоящая работа посвящена исследованию возможности использования для определения мощности литосферы аномалий силы тяжести.

В соответствии с кристаллизационной моделью [14, 16] при консолидации базальтовой составляющей вещества астеносферы его плотность увеличивается на $0,11-0,12 \text{ г/см}^3$. Анализ экспериментальных данных и теоретиче-

ской модели формирования литосферы позволяет также установить связь между мощностью литосферы и аномалиями Буге [5, 6, 11]. В связи с этим остановимся кратко на плотностных характеристиках океанической литосферы и на связи теоретических и экспериментальных гравитационных аномалий.

Из модели строения океанической литосферы следует, что в ней могут быть выделены 5 основных границ плотностного раздела (рис. 1): 1 — граница раздела вода — дно океана, 2 — поверхность Мохоровичича, соответствующая подошве океанической коры, 3 — поверхность первого фазового перехода от плагиоклазового лерцолита к пироксеновому, 4 — поверхность второго фазового перехода от пироксенового лерцолита к гранатовому, 5 — подошва литосферы, соответствующая положению границы плотностного раздела литосфера — астеносфера [16].

Форма первой границы раздела вода — океаническое дно в первом приближении описывается уравнением, вытекающим из условия гидростатического равновесия [15].

Поверхность Мохоровичича в теле литосферы (граница 2 на рис. 1) представляет собой основную субгоризонтальную границу, на которой происходит резкое изменение сейсмических скоростей и плотности, и отделяет верхний слой литосферы — земную кору от ее нижних слоев. В соответствии с многочисленными данными сейсмических исследований, выполненных в различных районах Мирового океана, мощность океанической коры в большинстве областей, не осложненных вулканическими сооружениями, остается примерно постоянной и составляет в среднем 6 км. В рифтовых зонах наблюдается некоторое уменьшение мощности коры (до 4 км) [12]. В первом приближении можно считать, что при удалении от

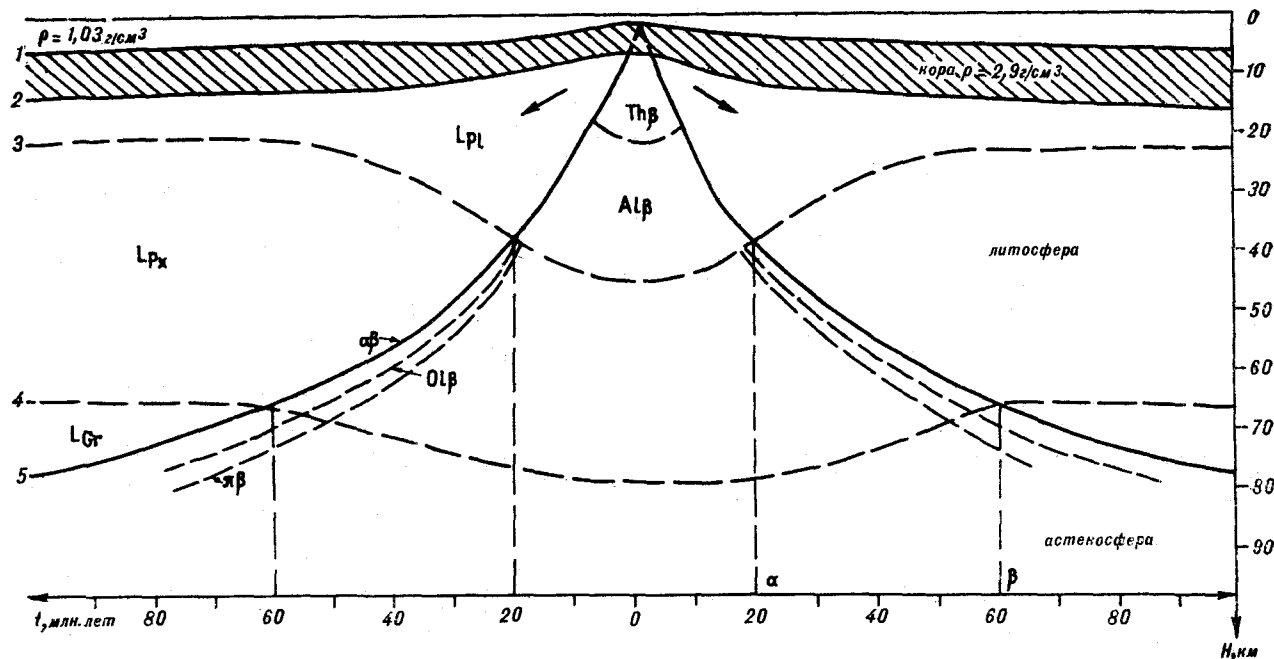


Рис. 1. Схематический разрез океанической литосферы [16]:

1 — поверхность дна; 2 — поверхность Мохоровичича; 3 — граница первого фазового перехода от плагиоклазового лерцолита (L_{Pl}) к пироксеновому (L_{Pr}); 4 — граница второго фазового перехода от пироксенового лерцолита к шпинелловому и гранатовому (L_{Gr}); 5 — подошва литосферы. Области выплавки: толеитовых базальтов $Th\beta$, глиноземистых базальтов $Al\beta$, щелочных базальтов $\alpha\beta$, оливковых базальтов $Ol\beta$, пикритовых базальтов л.в. α, β — латеральное положение фазовых переходов.

оси хребта граница 2 конформна поверхности дна океана.

Согласно принятой модели образования литосферы поверхность первого фазового перехода от плагиоклазового лерцолита к пироксеновому, залегающая под рифтовыми зонами на глубинах нескольких десятков километров, с увеличением возраста литосферы приближается к поверхности дна в интервале возрастов 20—50 млн. лет и далее становится субгоризонтальной при глубине от поверхности дна около 20 км. Поскольку при переходе плагиоклазового лерцолита в пироксеновый скорость сейсмических волн скачкообразно возрастает [10], эта поверхность должна одновременно являться границей плотностного раздела [16].

Поверхность второго фазового перехода от пироксенового лерцолита к гранатовому, в свою очередь, приближается к поверхности дна в интервале времени 60—80 млн. лет и далее остается горизонтальной на глубине около 60 км от поверхности дна (см. рис. 1). Эта граница также является ступенью в глубинном распределении сейсмических скоростей и соответствующей ей границей плотностного раздела [7].

Положение границы раздела литосфера — астеносфера, соответствующей температуре солидуса мантийного вещества, в первом приближении может быть описано уравнением [7, 14]

$$H_1 = K\sqrt{t}, \quad (1)$$

где K может быть принято равным 7,5 [24].

Данные лабораторных исследований и глубинные сейсмические зондирования в океане свидетельствуют о том, что среднее значение плотности для океанической коры может быть принято равным $2,90 \text{ г/см}^3$ [3, 21].

Средняя плотность океанической литосферы, определенная по геофизическим данным, изменяется в пределах $3,30\text{—}3,40 \text{ г/см}^3$ [3, 6]. При этом по данным А. Э. Рингвуда для плагиоклазового, пироксенового и гранатового лерцолита расчетные значения плотности составляют соответственно $3,26, 3,33$ и $3,38 \text{ г/см}^3$ [13].

В соответствии с указанными параметрами была рассчитана теоретическая аномалия силы тяжести как функция времени над моделью океанической литосферы переменной мощности для возрастного интервала от 0 до 80 млн. лет [18]. Аномалия силы тяжести рассчитывалась в редукции Буге при плотности промежуточного слоя $2,90 \text{ г/см}^3$, что соответствует принятой средней плотности океанической коры. Расчет производился на ЭВМ БЭСМ-4 по программе, составленной на кафедре геофизических методов исследования земной коры МГУ. Расчетная кривая изменения аномалии Буге с возрастом согласно описанной выше плотностной модели представлена на рис. 2.

Для сравнения результатов расчетов по модели с экспериментальными гравиметрическими данными на этот же рисунок нанесены осредненные аномалии Буге по данным гравиметрии.

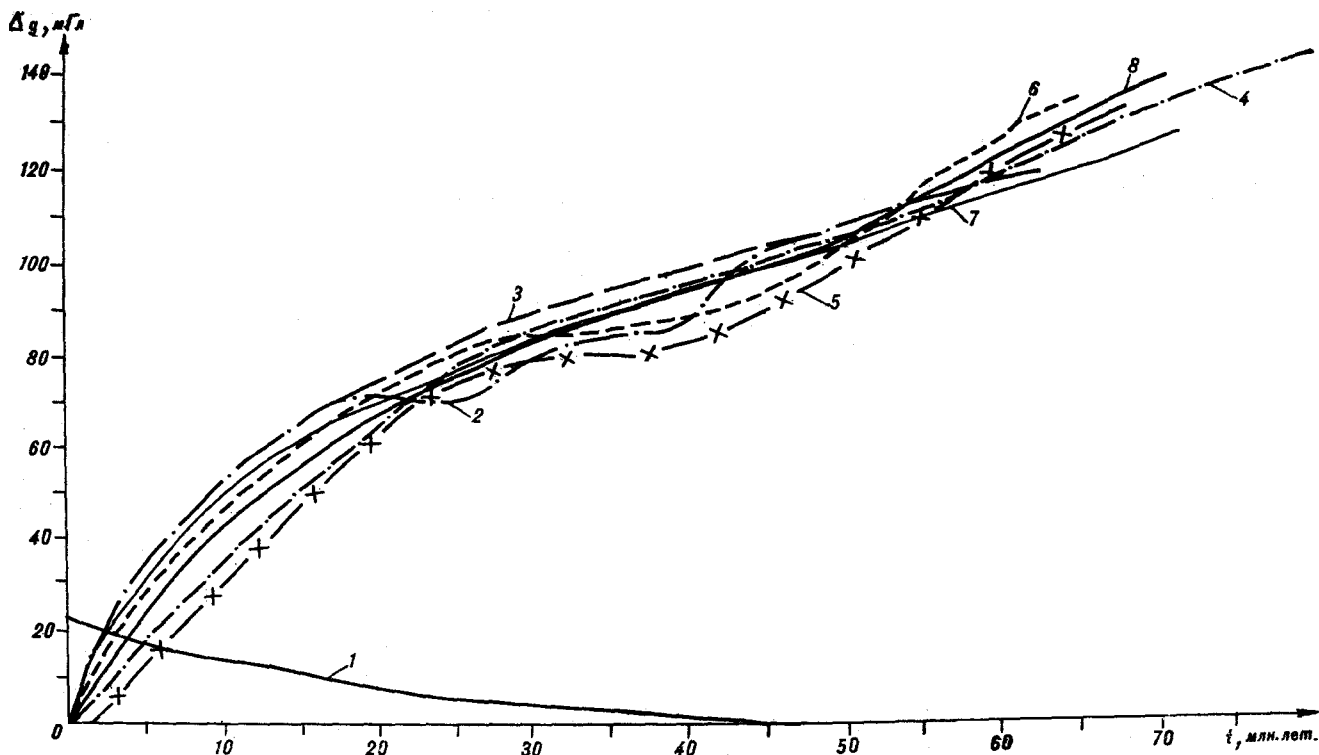


Рис. 2. Изменение аномалий силы тяжести с увеличением возраста дна океана: (гравиметрические материалы отнесены к международной системе исходных опорных пунктов).

1 — экспериментальная кривая осредненных значений аномалий в свободном воздухе; 2 — осредненная экспериментальная кривая Буге [11]; 3 — расчетная кривая Буге [11]; 4 — расчетная кривая Буге [18]; 5 — экспериментальная кривая Буге [18]; 6 — экспериментальная кривая Буге [4]; 7 — расчетная кривая Буге согласно уравнению (2); 8 — осредненная кривая Буге.

метрических съемок, выполненных в Северной Атлантике в районе между 22 и 49° с. ш. [6], а также данные профильной гравиметрической съемки через Срединно-Атлантический хребет, проведенный в 43-м рейсе НИС «Витязь» (см. рис. 2). Аномалии силы тяжести в редукции Буге вычислены при плотности промежуточного слоя 2,9 г/см³ и осреднены в одноградусном интервале с учетом влияния топографии в радиусе 167 км.

Как показывает сопоставление модельной кривой и экспериментальных кривых аномалий Буге, они обнаруживают в первом приближении общее соответствие. Ввиду того, что исследуется связь между аномалиями Буге и глубиной подошвы литосферы, которая, согласно модели, пропорциональна корню квадратному из ее возраста, связь между величиной аномалии Буге и возрастом литосферы может быть приближенно выражена зависимостью:

$$\Delta g = K^r \sqrt{t}. \quad (2)$$

Аналогичные результаты были получены Е. Г. Мирлиным на основе обработки экспериментальных данных Ламонтской геофизической обсерватории [11]. Были рассчитаны аномалии Буге по семнадцати профилям, пересе-

кающим срединно-океанические хребты в Атлантическом и Тихом океанах, и определена экспериментальная зависимость сглаженных аномалий Буге от возраста дна океана (см. рис. 2).

При расчетах аномалий Буге плотность промежуточного слоя принималась равной 2,67 г/см³. Значения аномалий Буге осреднялись для каждых 2,5 млн. лет в интервале времени 0—20 млн. лет и для каждых 5 млн. лет в возрастном интервале 20—60 млн. лет.

Как видно из рис. 2, для возрастного интервала 0—20 млн. лет средняя кривая аномалии Буге аппроксимируется зависимостью [11]

$$\Delta g = 186(1 + 0,08\sqrt{t}), \quad (3)$$

где Δg — аномалия Буге, мГл, t — возраст дна океана, млн. лет.

Численные значения коэффициента K^r в уравнении (1) могут быть подобраны на основе наилучшего соответствия теоретических и экспериментальных кривых. Воспользуемся для этого методом наименьших квадратов и проанализируем, при каком среднем значении K^r расчетная кривая будет наилучшим образом соответствовать осредненной экспериментальной зависимости величины аномалии Буге от возраста (см. рис. 2).

Составим для этого функционал

$$R \doteq \sum_{i=1}^n (\Delta g_{\text{эксп}}^{(i)} - K \sqrt{t_i})^2, \quad (4)$$

где $\Delta g_{\text{эксп}}^{(i)}$ — измеренное значение Δg в i -й точке; n — число точек, и минимизируем его:

$$\frac{\partial R}{\partial K} = -2 \sum_{i=1}^n (\Delta g_{\text{эксп}}^{(i)} - K^r \sqrt{t_i}) \sqrt{t_i}, \quad (5)$$

отсюда

$$K^r = \frac{\sum_{i=1}^n \Delta g_{\text{эксп}}^{(i)} \sqrt{t_i}}{\sum_{i=1}^n t_i}. \quad (6)$$

Расчет K^r по уравнению (6) показывает, что $K^r = 15,7 \pm 0,6$.

Расчетная кривая $\Delta g = 15,7\sqrt{t}$ приведена на рис. 2.

На основе полученной зависимости, используя формулы (1) и (2), можно перейти к выражению для оценки мощности литосферы:

$$\Delta H_1 = \Delta g / R^r = 0,48 \Delta g, \quad (7)$$

где ΔH_1 , км, Δg , мГл.

Соотношение (7) может быть использовано для оценки мощности литосферы по осредненным значениям аномалии Буге для районов Мирового океана с возрастом дна до 70 млн. лет. Для более древних районов численная величина коэффициента K^r должна корректироваться в зависимости от принятой плотности промежуточного слоя, изменения избыточной плотности на границе литосфера — астеносфера и учета дополнительных слоев, а также по независимым экспериментальным определениям мощности литосферы.

Так, для Северо-Западной котловины Тихого океана, являющейся одним из наиболее древних районов Мирового океана, по экспериментальным сейсмическим данным [19] скорости продольных сейсмических волн на подошве литосферы на глубине 85 км соответственно составляют: $V_1 = 8,58$ км/с, $V_a = 8,4$ км/с. Согласно расчетам по уравнениям связи между скоростью сейсмических волн и плотностью [17] избыточная плотность на границе литосфера — астеносфера составит здесь величину порядка $0,07-0,08$ г/см³.

Т. Иоши [23] исследовал связь с возрастом дна океана для своеобразной модификации аномалии Буге, названной им «разностной гравитационной аномалией». Разностная гравитационная аномалия (РГА) имеет следующее выражение [22]:

$$\Delta g_{\text{РГА}} = g_{\phi} - 2\pi K^2 \sum_i H_i (\rho_i - \rho_m), \quad (8)$$

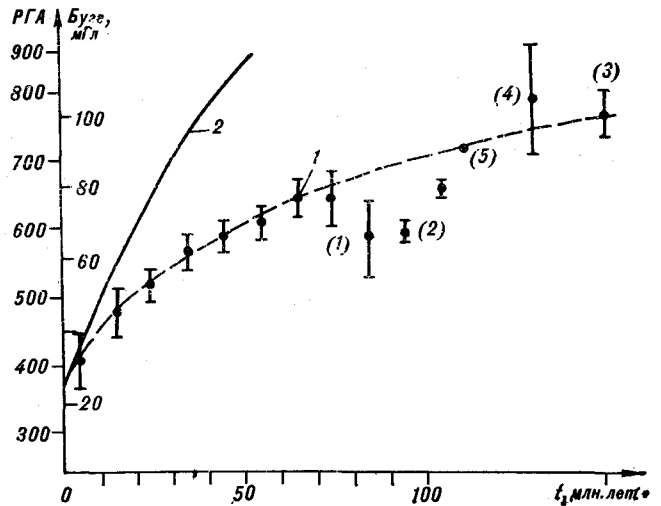


Рис. 3. Связь между величиной гравитационных аномалий и возрастом дна в северной части Тихого океана.

1 — РГА, (1) — Гавайский район, (2) — Паресе-Вела, (3) — возвышенность Шатского, (4) — С-3 котловина, (5) — Императорский хребет; 2 — аномалии Буге (6).

где K — гравитационная постоянная; g_{ϕ} — аномалия Фая; ρ_m — плотность верхней мантии; H_i — мощность i -го кристаллического слоя по сейсмическим данным; ρ_i — плотность этого слоя, которая может быть оценена по скоростям сейсмических волн [2, 17]. Для простой модели остывания и кристаллизации литосферы выражение (8) будет иметь вид:

$$\Delta g_{\text{РГА}} = -2\pi K^2 \alpha \rho_m \int \tau(z) dz + \text{const}, \quad (9)$$

где α — коэффициент теплового расширения, $\tau(z)$ — температурное отклонение от стандартных условий.

При стационарном процессе получаем линейное соотношение

$$\Delta g_{\text{РГА}} = -2\pi K^2 \Delta \rho \Delta h, \quad (10)$$

где Δh — разность глубин дна между любой точкой склона срединного хребта и глубоководным ложем океана, $\Delta \rho$ — избыточная плотность литосферы по отношению к воде ($3,4 - 1,03 = 2,37$ г/см³). Для приведенных численных значений параметров

$$2\pi K \Delta \rho = 100 \text{ мГл/км}. \quad (11)$$

На рис. 3 приведена кривая изменения с возрастом средней величины РГА для северной части Тихого океана [23]. Здесь же приведена для сравнения осредненная кривая Буге по широтному профилю, пересекающему северную часть Тихого океана от Сан-Франциско до Императорского хребта.

Связь величины РГА с мощностью литосферы для случая, когда избыточная плотность на подошве литосферы сохраняется постоянной, имеет вид:

$$\Delta g_{\text{РГА}} = 2\pi K^2 \Delta \rho \Delta H_1 + \text{const.} \quad (12)$$

Во втором случае при $\int \tau(z) dz = T_s \frac{\Delta H_1}{2} + \text{const}$

$$\Delta g''_{\text{РГА}} = \pi K^2 \alpha \rho_m T_s \Delta H_1 + \text{const}, \quad (13)$$

где T_s — температура солидуса базальта (около 1100°C), $\Delta \rho = 0,1 \text{ г/см}^3$, $\alpha = 6 \cdot 10^{-3} \text{ }^\circ\text{C}$, $\rho_m = 3,4 \text{ г/см}^3$. При указанных значениях параметров

$$\begin{aligned} \Delta g'_{\text{РГА}} &= 4,19 \Delta H_1 + \text{const}, \\ \Delta g''_{\text{РГА}} &= 4,70 \Delta H_1 + \text{const} \end{aligned} \quad (14)$$

выражение для оценки мощности литосферы в этом случае будет иметь вид:

$$\Delta H_1 = 0,22 \Delta g_{\text{РГА}}, \quad (15)$$

где $\Delta g_{\text{РГА}}$, мГл, ΔH_1 , км.

На рис. 4 приведены результаты расчетов мощности литосферы для северной части Тихого океана, выполненные по разностным гравитационным аномалиям. Здесь же для сравнения нанесены результаты расчета мощности литосферы по аномалиям Буге по указанному широтному профилю от Сан-Франциско до Императорского хребта, а также результаты расчета мощности литосферы по уравнению (1). Как видно из рис. 4, для районов океана с возрастом до 70—100 млн. лет, не осложненных системами вулканических сооружений, расхождение между данными расчетов по каждому способу не превышает 10%. Средняя квадратичная погрешность оценки мощности литосферы по аномалиям Буге и уравнению (1) составляет около 5 км.

Следует отметить, однако, что вопрос об использовании аномалий силы тяжести для оценки мощности литосферы в областях океанов с аномальной мощностью коры представляется сложным. Совместная интерпретация гра-

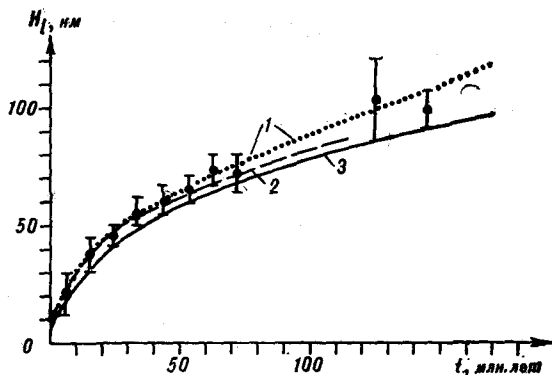


Рис. 4. Кривые расчетной мощности литосферы для северной части Тихого океана. 1 — точки и средняя кривая по РГА [23]; 2 — по аномалиям Буге; 3 — по уравнению (1).

виметрических данных сейсмических исследований позволила установить прямую связь между аномалиями Буге и мощностью земной коры для континентов и океанов (1).

Было установлено, что для океанической коры эта связь в первом приближении носит линейный характер. Для наиболее типичного диапазона изменения интенсивности аномалий Буге в океанах от +200 до +350 мГл увеличение мощности коры на 1 км вызывает уменьшение интенсивности гравитационной аномалии примерно на 20—30 мГл. Поскольку перепад плотности на поверхности Мохоровичича (около $0,4 \text{ г/см}^3$) значительно больше, чем на подошве литосферы, и сама поверхность Мохоровичича ближе к плоскости измерений, изменения ее рельефа оказывают значительное влияние на величину аномалий Буге.

Так, например, в Тихом океане интенсивные минимумы аномалий Буге над Гавайскими островами (где, как видно из рис. 3, отмечается также минимум аномалии РГА), подводным хр. Маркус-Неккер, Каролинскими, Маршалловыми и Филиппинскими островами связаны, по-видимому, с увеличением мощности коры в этих районах. Поэтому для использования аномалий Буге при оценке мощности литосферы необходимо произвести предварительный учет гравитационного влияния аномальной мощности земной коры по данным сейсмических исследований.

На рис. 5 представлен разрез мощности литосферы через северную часть Тихого океана от Сан-Франциско до о. Хонсю, составленный по гравиметрическим данным и возрасту дна.

Как видно из разреза, на возвышенности Шатского отмечаемая здесь отрицательная аномалия Буге амплитудой около 200 мГл связана, по-видимому, не с утонением литосферы, как это предполагалось ранее [9], а с утолщением коры, достигающей здесь мощности 22 км.

На рис. 6 приведены результаты расчета мощности литосферы, выполненного автором совместно с А. Г. Гайнановым и Е. Д. Корякиным по материалам гравиметрической съемки, проведенной в 24-м рейсе НИС «Академик Курчатов» в Северной Атлантике по трансатлантическому профилю, пересекающему Срединно-Атлантический хребет по 14° с.ш. и имеющему общую протяженность около 2500 миль [8].

На представленном графике обращает на себя внимание отчетливая асимметрия гравитационного поля в Северной Атлантике относительно оси Срединно-Атлантического хребта. Осредненные аномалии Буге в восточной части океана примерно на 20—30 мГл больше, чем в западной части. Как показывает анализ данных сейсмических исследований, эту асиммет-

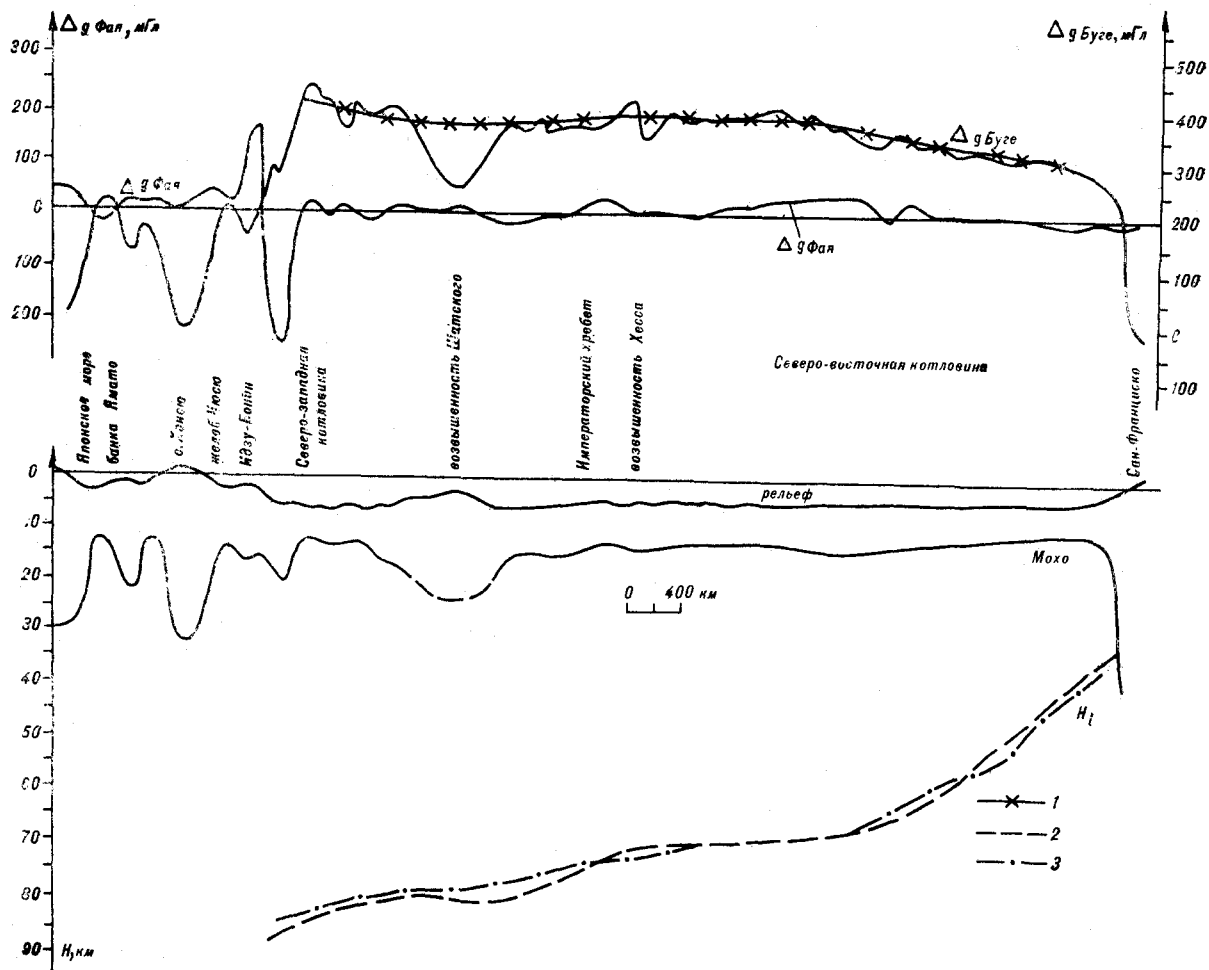


Рис. 5. Разрез коры и литосферы через северную часть Тихого океана от Сан-Франциско до о. Хонсю. 1 — осредненная аномалия Буге; 2 — глубина подошвы литосферы по аномалиям Буге; 3 — глубина подошвы литосферы по уравнению (1).

рию нельзя объяснить утонением коры в восточной части Атлантики. Поэтому более вероятно, что асимметрия поля силы тяжести связана со строением океанической литосферы.

Глубина залегания подошвы литосферы на профиле определялась по аномалиям Буге, по уравнению (7) и методу подбора, по перепаду рельефа дна, а также по возрасту литосферы в соответствии с формулой (1). При расчете мощности литосферы методом подбора избыточная плотность $\Delta\rho$ на подошве литосферы в одном варианте принималась равной $0,4 \text{ г/см}^3$, в другом варианте — $0,06 \text{ г/см}^3$. Как видно из рис. 6, вычисления различными способами показывают аналогичную закономерность изменения мощности литосферы по мере удаления от оси Срединно-Атлантического хребта. Если принять, что начальная мощность литосферы под рифтовой зоной составляет около 8 км, то мощность литосферы в западной части профиля увеличивается до 75 км [14], а в восточной —

до 85—90 км. Описанная выше асимметрия аномалий силы тяжести, по-видимому, и связана с этим различием в мощности литосферы.

Наряду с аномалиями Буге и Фая на графике показаны также аномалии силы тяжести в редукции Гленни, которая учитывает влияние рельефа дна, а также изостатическую компенсацию в дальних зонах (за пределами радиуса 200 км от точки наблюдения). Полученная методом подбора расчетная аномалия Гленни удовлетворительно совпадает с осредненной экспериментальной кривой Гленни.

Таким образом, приведенный выше совместный анализ экспериментальных и рассчитанных аномалий силы тяжести в океане позволяет сделать вывод о закономерной связи латерального изменения их осредненных значений с возрастом и соответственно мощностью океанической литосферы. Это дает возможность использовать осредненные значения гравитаци-

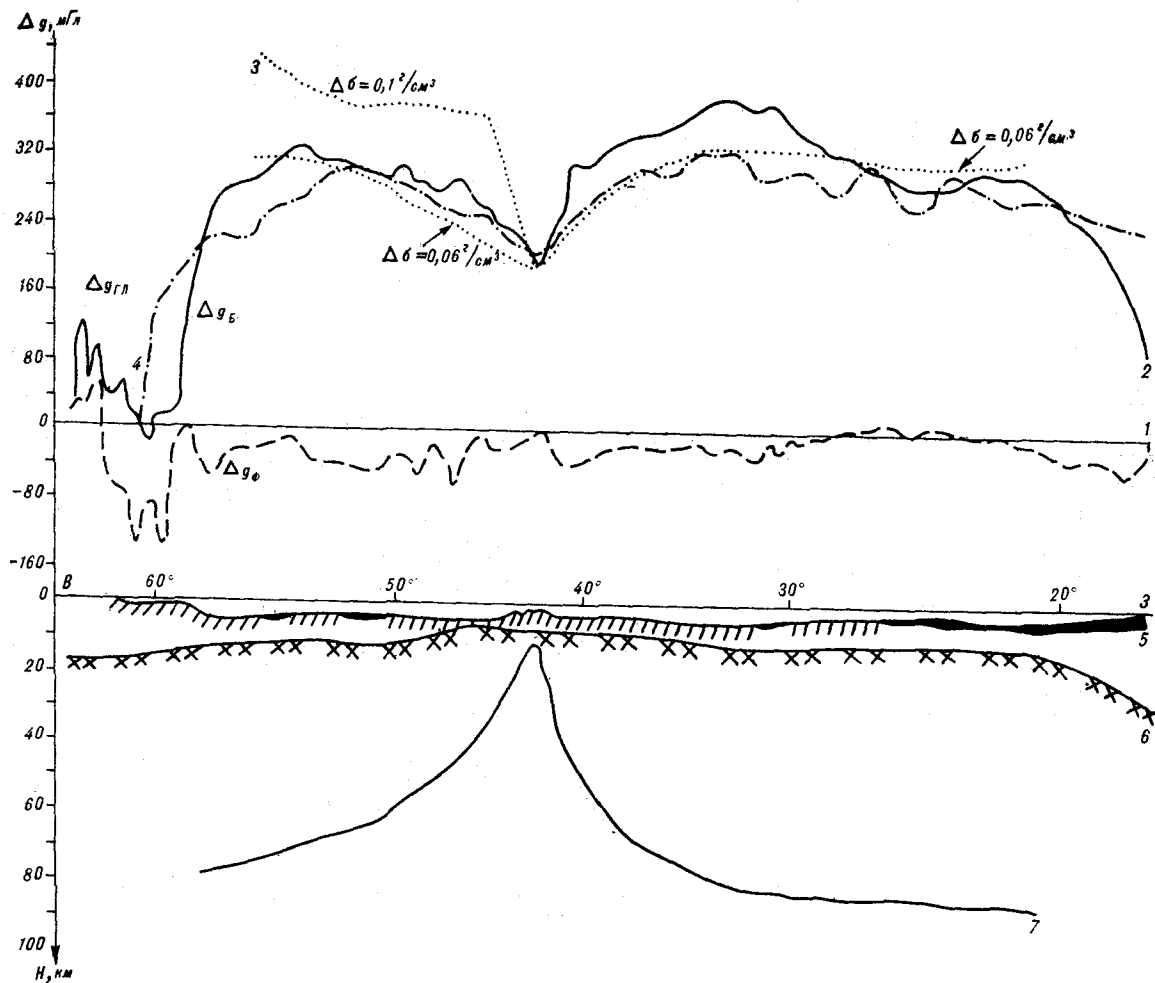


Рис. 6. Разрез коры и литосферы через Срединно-Атлантический хребет по 14° с.ш. по данным 24-го рейса НИС «Академик Курчатов» (гравиметрические материалы отнесены к международной системе исходных опорных пунктов).

1 — аномалия Фая; 2 — аномалия Буге; 3 — расчетные аномалии Буге при различных значениях избыточной плотности на подошве литосферы; 4 — аномалия Гленни; 5 — глубина подошвы литосферы по аномалиям Буге; 6 — глубина подошвы литосферы по уравнению (3); 7 — граница Мохоровичича.

онных аномалий совместно с данными других геолого-геофизических исследований для оценки мощности и глубинного строения океанической литосферы. Представляется необходимым

при этом производить тщательный учет гравитационного влияния, вызванного изменением мощности океанической коры, по материалам сейсмических исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев Б. А., Клушин И. Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Л.: Недра, 1965.
2. Берч Ф. Плотность и состав верхней мантии.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972.
3. Вуллард Д. П. Стандартизация измерений силы тяжести.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972.
4. Гайманов А. Г., Корякин Е. Д., Мелизов В. Р. Гравиметрические исследования в Атлантическом океане.— Экспресс-информ. ВИЭМС. Морская геол. и геофиз., 1975.
5. Гайманов А. Г. Гравитационные аномалии океанов и их связь с глубинным строением земной коры и верхней мантии.— В кн.: Геофизические поля твердой оболочки Земли. М.: Соврадио, 1976.
6. Гайманов А. Г., Корякин Е. Д. Аномалии силы тяжести океанов.— В кн.: Геофизика океана. Т. 1. Геофизика океанского дна. М.: Наука, 1979.
7. Городницкий А. М. Строение океанической литосферы по геолого-геофизическим данным.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1979, № 7.
8. Городницкий А. М., Корякин Е. Д. Океанское дно и подводные вулканы. М.: Знание, 1981.
9. Городницкий А. М., Сузюмов А. Е., Хугорской М. Д. Мощность океанической литосферы в северо-западной части Тихого океана по данным геомагнитных и геотермических исследований.— ДАН СССР, 1979, т. 248, № 3.

10. *Косминская И. П., Капустин Н. К.* Обобщенная сейсмическая модель коры океанического типа.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 2.
11. *Монин А. С., Мирлин Е. Г.* Океанологическая экспедиция на Байкале.— В кн.: Геолого-геофизические и подводные исследования озера Байкал. М., 1979.
12. *Ле Пишон К., Франшито Ж., Боннин Ж.* Тектоника плит. М.: Мир, 1977.
13. *Рингвуд А. Э.* Состав и эволюция мантии.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972.
14. *Сорохтин О. Г.* Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974.
15. *Сорохтин О. Г.* Зависимость топографии срединно-океанических хребтов от скорости раздвижения литосферных плит.— ДАН СССР, 1973, т. 208, № 6.
16. *Сорохтин О. Г., Городницкий А. М.* Океанический рифтогенез и подводный вулканизм.— В кн.: Рифты Земли. М.: Наука, 1976.
17. *Уразаев Б. М., Воларович М. П., Курскеев А. К.* Физические свойства горных пород в глубинных термодинамических условиях. Алма-Ата: Наука, 1973.
18. *Федорова Т. П.* Расчет гравитационного поля над моделью срединно-океанического хребта.— Экспресс-информ. ВИЭМС. Морская геол. и геофиз., 1980, вып. 1.
19. *Asada T., Shimamura H.* Observation of earthquakes and explosion at the bottom of the Western Pacific: structure of oceanic lithosphere revealed by Longhot Experiment Geophys. of the Pacific Ocean Basin. Monogr. 19. Tokyo, 1978.
20. *Leeds A. R., Knopoff L., Kausel E. G.* Variations of uppermantle structure under the Pacific Ocean.— Science, 1974, 186.
21. *Vogt P. R.* Volcano height and plate thickness.— Earth. Planet. Sci. Lett., 1974, v. 23, 236.
22. *Yoshii T.* Terrestrial heat flow and features of the Upper Mantle beneath the Pacific and the Sea of Japan.— J. Phys. Earth, 1972, v. 20.
23. *Yoshii T.* Upper Mantle structure beneath the North Pacific and the Marginal Seas.— J. Phys. Earth., 1973, v. 21.
24. *Yoshii T.* Regionality of group velocities of Rayleigh waves in the Pacific and thickness of the plate.— Earth. Plan. Sci. Lett., 1975, v. 25m.

Институт океанологии АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
5 апреля 1983 г.

Н. А. Шило, Л. И. Измайлов, В. Н. Воропаев, С. В. Мишин

ВЛИЯНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОГО ФАКТОРА НА ПРОЦЕСС РУДООБРАЗОВАНИЯ НА ПРИМЕРЕ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В работе путем сопоставления основных геологических факторов и анализа их энергетического вклада в геологические процессы определяется заметная роль нестационарных локальных динамических полей, возникающих при землетрясениях. На основе генетической модели рудообразования рассматривается возможное влияние воздействия этих полей на состав магм, магматических флюидов и генерацию рудоносных растворов. Высказывается предположение о влиянии сейсмического фактора на скорость миграции рудоносных растворов. Привлекаются результаты ис-

следований в области механохимии и механоэмиссии для объяснения механизма аккумуляции руд. Делается вывод о том, что формирование внутренних структур определенных рудных формаций происходило под влиянием не только геохимических и тепловых полей, но и наложившихся на них полей статических и динамических напряжений, а изменение этой картины в пространстве и времени, вероятно, контролировало пространственное соотношение между собой рудных формаций и рудных узлов.

Без генетической модели рудообразования крайне затруднительно сделать достоверный прогноз изменения количественных и качественных характеристик месторождения. Эта модель должна учитывать на всех структурных уровнях организации материи все или, по крайней мере, большинство геологических факторов, оказывающих существенное влияние на молекулярном уровне — на характер геохимических реакций, на минеральном — на процесс минералообразования, на породном — на формирование определенных минеральных парагенезисов, на формационном — на закономерности изменения пространственных характеристик рудоносной формации, на уровне металлогенетических провинций — на пространственное соотношение формаций и рудных узлов.

Учитываемые ранее геологические факторы до сих пор не позволяли построить логичную, не содержащую противоречий модель образования рудных месторождений (в частности, месторождений золота), начиная от этапа зарождения растворов до осаждения рудного компонента и формирования залежи, формации, провинции. Это в первую очередь связано с недостаточной ясностью механизма генерации, переноса рудоносных растворов и осаждения из них металла, с крайней противоречивостью гипотез, касающихся пульсационного характера инициаций растворов, с отсутствием обоснования причинно-следственной связи между оруденением и определенными магматическими породами, а также приуроченности золотого оруденения преимущественно к зонам

распространения малых интрузий, с недостаточной убедительностью объяснений фактов сосредоточения рудопоявлений в виде рудных узлов [25, 26]. Все это требовало от исследователей поиска новых геологических факторов, учет влияния которых позволил бы устранить существующие неясности и противоречия.

Последние достижения в области механохимии и механоэмиссии [8, 10], геохимии и металлогении [4, 25, 26], тектоники и сейсмологии [2, 13, 19] позволили выделить дополнительный — сейсмический фактор, который может оказывать заметное воздействие на процесс рудогенеза. Для того чтобы доказать генетический, а не случайный характер связи между сейсмическими процессами и процессами формирования рудных месторождений, необходимо в первую очередь проанализировать основные факторы и этапы рудогенеза. Современные достижения науки позволили выработать представление о том, что основными факторами, приводящими к изменению химического состава и фазового состояния вещества в земной коре и мантии, являются температура, давление и химический состав среды. Их можно представить в виде тепловых, геохимических полей и полей напряжений. В зависимости от градиента изменения в пространстве и во времени эти поля можно разделить на четыре основных типа: региональные и локальные, стационарные и нестационарные.

Региональные тепловые поля характеризуются постоянными значениями теплового потока в пределах всего региона на протяжении опре-

деленного тектонического цикла или нескольких циклов. Передача теплоты региональными тепловыми потоками осуществляется в основном за счет кондуктивного теплопереноса. Во времени региональные тепловые поля, как правило, стационарны.

Локальные тепловые поля характеризуются большими градиентами теплового потока на ограниченных площадях. Передача ими теплоты осуществляется главным образом за счет конвективного теплопереноса, носителями которого могут быть магмы, гидротермы или газы, мигрирующие по флюидопроводникам, в качестве которых чаще всего выступают зоны дробления и повышенной трещиноватости пород, приуроченные к разломам. Эти поля не стационарны во времени и приурочиваются к определенным этапам тектонических циклов.

Среди геохимических полей региональные отражают состав определенных фациально выдержанных свит и комплексов пород, а локальные обычно возникают на контакте разнородных фаций или создают ореолы вокруг разрывных нарушений, по которым в определенные тектонические этапы происходит миграция газообразных и жидких флюидов. Региональные и локальные геохимические поля, зависящие от фациального состава горных пород, характеризуются стационарностью, в то время как локальные геохимические поля, возникающие в процессе взаимодействия горных пород с флюидом, нестационарны.

Региональные поля напряжений отражают изменение давления, создаваемого весом вышележащих пород. Локальные поля напряжений возникают как результат взаимодействия двух сил — силы тяжести и бокового давления. Под действием локальных полей может происходить деформация горных пород, возникновение в них системы трещин, которые, сливаясь между собой, приводят к разрыву сплошности пород. При этом в породах могут возникать динамические поля напряжений. Они существуют в виде упругих волн, распространяющихся со скоростью звука в данной среде. Переносимая ими кинетическая энергия убывает пропорционально квадрату расстояния от источника упругих колебаний. Упругие волны могут возникать также при передаче кинетической энергии движущимся телом, а именно: в результате удара движущегося под действием силы тяжести блока о неподвижную среду, при обрушении сводов гигантских полостей, при ударах крупных метеоритов. Как локальные, так и региональные поля напряжений, возникающие под действием статических нагрузок, характеризуются стационарностью, в то время как динамические поля нестационарны.

Особенность воздействия на породы стационарных тепловых, геохимических полей и по-

лей напряжений заключается в том, что градиент их изменения в пространстве и во времени очень мал, благодаря чему состояние среды близко к равновесному. В этом случае все протекающие процессы могут быть описаны в соответствии с законами термодинамики, исходя из констант равновесия и окислительно-восстановительных потенциалов изучаемых сред.

При воздействии на породы нестационарных полей, обладающих большим градиентом изменения параметров в пространстве и во времени, все процессы должны рассматриваться с позиций кинетики, т. е. с учетом скорости и механизма химических реакций. Если градиент изменения энергетического поля будет превышать скорость течения химических реакций, то оно будет оказывать существенное влияние на характер этих реакций. В этом случае в конечном продукте доля соединений, находящихся в термодинамически невыгодном метастабильном состоянии, будет увеличиваться пропорционально росту градиента.

Градиент изменения геохимического поля определяется коэффициентом диффузии конкретных соединений или ионов в данной среде. Градиент изменения теплового поля находится в прямой зависимости от скорости миграции флюида, являющегося теплоносителем при конвективном теплопереносе, а градиент изменения динамического поля напряжений пропорционален скорости распространения в данных породах упругих колебаний. Сравнение этих процессов указывает на большой разброс значений градиентов. Для твердых тел коэффициент диффузии, например меди в золото, при 300°C равен $1,5 \cdot 10^{-17}$ м²/с, для жидкости, например водного раствора метилового спирта в воду, он составит $1,3 \cdot 10^{-9}$ м²/с, а для газов, например аргона в гелий, — $0,7 \cdot 10^{-6}$ м²/с [7]. В геологических процессах скорость диффузии оценивается величинами $n \cdot 10^{-10}$ м/с. При движении магмы по каналам в земной коре скорость теплопереноса может оказаться значительно выше. В зависимости от ширины канала и разности давлений скорость может возрасти для каналов сечением 2 м до $48 \cdot 10^{-6}$ м/с, для каналов сечением 150 м до 0,63 м/с [18]. Скорость движения гидротерм зависит от коллекторских характеристик флюидопроводника и колеблется в пределах 10^{-8} — 10^{-4} м/с [3]. Динамические поля напряжений характеризуются скоростью распространения упругих колебаний в осадочных породах от $1 \cdot 10^3$ до $2,5 \cdot 10^8$ м/с.

Приведенные примеры наглядно иллюстрируют тот факт, что градиенты изменения динамических полей напряжений на несколько порядков выше градиентов изменения полей тепловых и геохимических.

Анализ вклада энергии, приносимой дина-

мическими полями напряжений в суммарную выделяющуюся энергию Земли, показывает, что в современных сейсмоактивных зонах он может составлять существенную долю — от 1 до 48%. Общее количество энергии, выделяющееся при сейсмических процессах, для всей Земли в среднем составляет 10^{20} Дж/год. При мощных землетрясениях может одновременно выделяться энергия до 10^{21} Дж [13]. Большая ее часть выделяется в очагах, которые, как правило, приурочены к глубинным разломам и имеют форму плоскостей [22] площадью от 10 до 10000 км². По мере удаления от очага энергия убывает обратно пропорционально квадрату расстояния от эпицентра [15]. Интенсивные сотрясения и удары в эпицентральной зоне могут продолжаться до 1,5 ч, а афтершоковая активность регистрируется на протяжении до одного года. Землетрясения, связанные с одним очагом, по мнению ряда исследователей, имеют периодичность порядка 140 лет и более [17]. Исходя из этого, суммарная сейсмическая энергия, выделившаяся в районе лишь одного разлома на протяжении периода тектонической активизации, может составить громадную цифру, на 6—9 порядков превышающую сумму тепловой энергии [20].

Из вышесказанного следует, что динамические поля напряжений, благодаря большим энергиям и высоким градиентам в пространстве и во времени, могут оказывать наиболее сильное влияние на процесс миграции, на характер и скорость течения химических реакций. Анализ закономерностей изменения геохимического, флюидного и теплового режимов гидротермальных и газовых источников, проведенный в современных сейсмоактивных зонах в период действия локальных динамических полей напряжений, подтверждает эту точку зрения [14].

В настоящей работе влияние сейсмического фактора на рудообразование рассматривается на основе генетической модели, разработанной Н. А. Шилов [23—25] и с успехом используемой как в научных разработках, так и в практике геологоразведочных работ. Не останавливаясь подробно на всей модели, рассмотрим лишь те ее положения, которые по мнению самого автора пока еще не имели достаточного теоретического обоснования и поэтому вызвали появление значительного числа конкурирующих гипотез [23].

В первую очередь это касается образования рудоносных растворов и механизма их миграции. Лабораторными экспериментами и результатами анализа некоторых гидротермальных источников современных вулканических поясов была доказана возможность существования и переноса золота и серебра в виде хлоридов, сульфидов, сульфосолей и различных, в том

числе гидролизированных, комплексов [23]. Но низкие константы диссоциации этих солей и относительно низкие скорости миграции флюида дисгармонировали с высокими концентрациями золота и серебра в жилах. Это привело к возникновению альтернативной гипотезы о возможности миграции металла в коллоидной форме. Однако эта гипотеза оказалась не совсем последовательной и логичной, так как согласно ее положениям эмпирически обоснованное одноактное «спонтанное» рудоотложение должно растягиваться на весь геосинклинальный этап развития [23]. Если же в соответствии с генетической моделью Н. А. Шилов предположить, что образование рудоносных растворов и их инициация происходили в относительно короткий отрезок времени в оротенную фазу, когда своего апогея достигала не только тектоническая, но и сейсмическая активность, то многие факты могут получить свое объяснение.

Как очаги землетрясений, так и магматические очаги в большинстве случаев пространственно совпадают и приурочиваются к зонам региональных глубинных разломов. В очаге землетрясения возникают мощные ударные волны, которые представляют собой распространяющиеся с огромной скоростью чередование зон сжатия и растяжения. Магма в очаге подвергается двум диаметрально противоположным воздействиям. С одной стороны, во фронте сейсмической волны она испытывает увеличение давления, которое способствует гомогенизации вещества; с другой стороны, за фронтом волны она попадает в зону резкого понижения давления, в которой происходит как бы вскипание магмы, интенсивное выделение из нее летучих компонентов. Кроме того, сейсмические волны могут инициировать различные механохимические реакции, в результате которых некоторые силикаты разлагаются до простых окислов [5], а часть воды распадается на радикалы, которые затем могут рекомбинировать и вступать в реакцию с сульфидами и галогенидами металлов с образованием сульфитов, сульфатов и различных комплексных соединений. При этом тип и скорость химических реакций будут зависеть от состава реагентов и количества поглощаемой энергии. Кроме того, воздействие интенсивных механических колебаний в значительной мере увеличивает растворимость металлов и их солей, что также приводит к увеличению концентрированности рудоносных растворов [5, 11].

Таким образом, от количества сейсмической энергии, воздействовавшей на магматический очаг, могли зависеть не только количественные и качественные характеристики («специализация») выделившегося флюида, но и в определенной мере качественные характеристики маг-

мы. Если это явление рассматривать через призму гипотезы Д. С. Коржинского о сквозных магматических растворах, то окажется возможным объяснение многих фактов, начиная от изменения во времени состава магм и кончая образованием специализированных рудоносных растворов.

За этапом генерации (образования) рудных растворов следует этап их миграции. Причем миграция в самом процессе образования рудного тела по косвенным признакам должна занимать очень незначительный промежуток времени. Если считать, что причиной перемещения раствора в верхние участки земной коры являлось лишь статическое давление, то необходимо было бы или предположить значительное увеличение длительности процесса миграции во времени, или допустить существование колоссального давления, что плохо согласуется с характером миграции и относительно небольшими объемами самих рудоносных растворов.

В результате лабораторных опытов и наблюдения за естественными объектами установлено, что действие упругих волн на коллектор, в котором мигрирует жидкий или газообразный флюид, может вызывать увеличение скорости миграции на несколько порядков [21]. Этот факт позволяет предположить заметное влияние сейсмического фактора на процесс миграции рудоносных растворов. Пульсационный характер выделения сейсмической энергии должен был бы в этом случае обусловить пульсационный характер поступления растворов, что в свою очередь должно было бы привести к ритмичному строению руд. Пульсационный характер миграции растворов и изменения их концентраций подтверждается результатами режимных наблюдений за современными гидротермами в момент землетрясений [14], а ритмичное строение руд фиксируется в ряде золоторудных месторождений Северо-Востока СССР [23]. Таким образом, по-видимому, можно увязать ритмичность руд с периодичностью крупных землетрясений, но, разумеется, это правомерно лишь для зон, где существовали благоприятные термобарические и геохимические условия.

Современные представления о насыщении рудоносных растворов рудными компонентами предполагают также возможность поступления их в процессе миграции из вмещающих пород. Влияние динамических полей напряжений на процесс природной экстракции трудно недооценить. Во фронте волны растворимость руд будет многократно увеличиваться при увеличении давления и температуры, а также в результате взаимодействия металлов с новообразованными радикалами. По мере падения энергии поля металлы будут выпадать из раствора.

При аккумуляции золото образует простран-

ственно-ограниченные рудные тела с высокими концентрациями металла. Модель, связывающая осаждение металла с постепенным падением давления и температуры в процессе вертикальной миграции раствора, не в состоянии объяснить это явление и даже находится с ним в явном противоречии, потому что такой характер изменения термобарических условий должен обуславливать постепенное изменение константы диссоциации, а это в свою очередь приводит к равномерному распределению металла по вертикали. Однако характер распределения содержания металла в большинстве случаев крайне неоднороден как в вертикальном, так и в латеральном направлении. Другая гипотеза пыталась объяснить приуроченность включений золота к межкристаллическим трещинам и полостям в массиве кварца, особенно в зальбандах жил, влиянием на константу диссоциации резкого падения давления и температуры при переходе из тонкой трещины в расширение или раздув. Однако эта гипотеза справедлива лишь для растворов, близких к пределу насыщения, и не всегда в состоянии объяснить вертикальную зональность месторождения, спонтанность и ритмичность осаждения металла, а с фактом «осаждения золота в чрезвычайно широком температурном диапазоне» [23] она согласуется с большим трудом и далеко не во всех случаях.

Определенные положительные моменты могут быть отмечены в гипотезе о существовании на пути рудоносных растворов геохимических барьеров в виде повышенных концентраций ионов (Na^+ , Mg^{2+} , Al^{3+}) и резкого изменения Eh растворов, способствующих осаждению катионов золота, но и она не может объяснить тенденцию золота осаждаться в новообразованных трещинах.

Не только пространственная, но и временная связь выпадения золота из раствора с трещинообразованием отмечалась рядом исследователей [4]. Объяснение этому явлению давалось с позиций изменения термобарических условий. Нет сомнения, эти утверждения логичны, но, как показывают результаты исследования в области механохимии и механоэмиссии, процесс выпадения металла из раствора логичнее объяснять с других теоретических позиций, в соответствии с которыми осаждение металла могло контролироваться не только изменением температуры, давления и химического состава среды, но и сейсмическим фактором. Известно, что при разрушении твердых тел в свежих трещинах на локальных участках вновь образующихся поверхностей возникают сильные электрические поля, способные инициировать многие невозможные в данных P - T условиях химические реакции и, таким образом, в малом объеме заметно изменять химический со-

став среды. Источником электрического поля в данном случае являются возбужденные поверхности, с которых происходит эмиссия обладающих высокой энергией механоэлектронов [6]. Кроме того, электрические поля возникают в районе дефектов в кристаллической решетке и вдоль микродислокаций в кристаллах. Образовавшиеся электрические поля безусловно могут оказывать сильное воздействие на катионы металлов, содержащихся в растворе [1, 16]. В этом случае их восстановление до атомарного состояния может происходить по следующей схеме: $Au^{+3} + 3e^- = Au$ и $Ag^+ + e^- = Ag$. Опытным путем доказано, что растрескивание кристаллов, сопровождающееся увеличением поверхности, приводит к возрастанию адсорбционной электролитической поверхностной проводимости. Образующиеся при растрескивании поверхностные дефекты, ступеньки скола и границы микроблоков в кристаллах, как правило, служат центрами кристаллизации [12].

Таким образом, в момент возникновения трещин при совокупном и однонаправленном действии локального уменьшения температуры и давления, локального изменения химического состава среды, мощных локальных электрических полей процесс осаждения металла в трещинах мог в значительной мере интенсифицироваться. Учитывая большую плотность электрических полей и высокую энергию излучаемых механоэлектронов «порядка десятков килоэлектронвольт» [6], логично предположить, что механоэмиссионные и механохимические явления сыграли в этом процессе не последнюю роль.

Пространственная неоднородность трещино-

ватых зон обуславливается характером распределения в тектонических блоках статических напряжений и структурой наложенных на них динамических полей, возникающих при землетрясениях. За счет явления интерференции в породах образуются локальные зоны повышенных напряжений, которым будут соответствовать зоны интенсивного трещинообразования [9]. На основе вышеизложенного механизма аккумуляции золота можно утверждать, что именно этим участкам и будут соответствовать рудные столбы и зоны с повышенным содержанием металла. В соответствии с существовавшей на этапе рудогенеза сложной картиной геохимических полей, наложившихся на тепловые поля и поля статических и динамических напряжений, по-видимому, и происходило формирование внутренних структур определенных рудных формаций, а изменение этой картины в пространстве и во времени на протяжении всего орогенного этапа, вероятно, контролировало пространственное соотношение рудных формаций и рудных узлов.

Приведенный выше анализ физико-химических явлений, сопровождающих сейсмические процессы, свидетельствует о существенном влиянии сейсмического фактора на рудообразование. Детальное изучение этого фактора и не только качественная, но и количественная оценка его роли в различных геологических процессах, протекающих на различных структурных уровнях организации материи, позволят уже в ближайшем будущем создать генетические модели рудообразования, максимально приближенные к реальности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беллев Л. М. и др. Об электромагнитных процессах, сопровождающих образование новых поверхностей в щелочно-галлоидных кристаллах.— В кн.: Механоэмиссия и механохимия твердых тел. Фрунзе: ИЛИМ, 1974.
2. Бунь В. И., Горшков Г. П. Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука, 1980.
3. Глогов В. Е. Формирование подмерзлотных вод.— В кн.: Гидрогеология СССР. Т. 26. М.: Недра, 1972.
4. Гончаров В. И. и др. К термодинамическому анализу адулярсодержащих парагенезисов золото-серебряных месторождений. Магадан, 1976 (Тр. СВКНИИ, вып. 69).
5. Гусев Г. М. и др. Механохимические процессы в геологии.— В кн.: Механоэмиссия и механохимия твердых тел. Фрунзе: ИЛИМ, 1974.
6. Капитанчук В. А. О радиационном действии механоэлектронов.— В кн.: Механоэмиссия и механохимия твердых тел. Фрунзе: ИЛИМ, 1974.
7. Кикоин И. К., Кикоин А. К. Молекулярная физика. М.: Физматгиз, 1963.
8. Кротова Н. А. Развитие исследований в области механоэмиссии и механохимии твердых тел.— В кн.: Механоэмиссия и механохимия твердых тел. Фрунзе: ИЛИМ, 1974.
9. Лучицкий И. В. и др. Тектонический эксперимент в Сибири.— Геол. и геофиз., 1977, № 12.
10. Маргулис М. А. Современные представления о природе звукохимических реакций.— Журн. физ. химии, 1976, т. 50.
11. Маргулис М. А. Превращения под действием звука.— Химия и жизнь, 1981, № 12.
12. Мецки М. С. и др. Электрофизические свойства свежеобразованной и подвергнутой термообработке поверхности кристаллов слюды.— В кн.: Механоэмиссия и механохимия твердых тел. Фрунзе: ИЛИМ, 1974.
13. Мишин С. В. Природа сейсмических процессов. М.: ВИНТИ, № 2849—79 Деп., 1979.
14. Осика Д. Г. Флюидный режим сейсмически активных областей. М.: Наука, 1981.
15. Саваренский Е. Ф. Сейсмические волны. М.: Недра, 1972.
16. Свешников Г. Б. Электрохимические процессы на сульфидных месторождениях. Л.: ЛГУ, 1967.
17. Федотов С. А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе.— В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968.
18. Федотов С. А. Геофизические данные о глубинной магматической деятельности под Камчаткой и оценка сил, вызывающих подъем магм к вулканам.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 4.

19. Хаин В. Е. и др. Особенности сочленения континентальных платформ с океаническими и концепция «тектоники плит». — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1973, № 10.
20. Черский Н. В., Царев В. П. Влияние слабых акустических полей на преобразование ископаемого органического вещества. — Геол. и геофиз., 1977, № 12.
21. Черский Н. В. и др. Новые источники энергетического сырья и проблемы их освоения. — Бюл. НТИ, Якутск: ЯФАН СССР, 1980.
22. Шейдеггер А. Е. Физические аспекты природных катастроф. М.: Недра, 1981.
23. Шило Н. А. Золоторудные месторождения метаморфогенной, плутогенной и вулканогенной формаций. Магадан, 1976 (Тр. СВКНИИ, вып. 69).
24. Шило Н. А. Актуальные проблемы геологии коренных месторождений золота. Магадан, 1972 (Тр. СВКНИИ, вып. 44).
25. Шило Н. А. и др. Изучение процесса соосаждения золота и серебра из водных золото-серебряных растворов. — ДАН СССР, 1974, т. 217, № 6.
26. Щербина В. В. Основы геохимии. М.: Недра, 1972.

Президиум ДВНЦ АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
21 марта 1983 г.

В. Ю. Косыгин, В. И. Исеев

ОПТИМАЛЬНАЯ ПЛОТНОСТНАЯ СТРУКТУРА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ВДОЛЬ ГЕОТРАВЕРСА ЯПОНИИ — ВОЗВЫШЕННОСТЬ ШАТСКОГО — ИМПЕРАТОРСКИЕ ГОРЫ

В статье рассмотрены вопросы плотностного моделирования вдоль геотраверса на основании решения обратной задачи гравиметрии (устойчивыми методами). Вдоль геотраверса выявлены резкие латеральные и вертикальные неоднородности верхней мантии; установлено повсеместное распространение астеносферного

слоя мощностью от 60 до 120 км; делается вывод об изостатической скомпенсированности основных неоднородностей верхней мантии до глубин 250 км; предполагается, что глубже 250 км мантия Земли становится существенно латерально однородной.

На современной стадии геолого-геофизической изученности Тихого океана признано целесообразным изучать строение земной коры и верхней мантии его дна вдоль глубинных сечений — геотраверсов, на которые выносятся все геолого-геофизические сведения, имеющиеся в интервале ± 100 км от оси геотраверса. Выбор глубинного сечения дна Тихого океана вдоль профиля Японии — возвышенность Шатского — Императорские горы (врезка к рис. 1) с целью построения его оптимальной плотностной модели обусловлен следующими основными факторами: 1. Относительно неплохой изученностью сейсмическими методами вдоль полосы геотраверса. 2. Наличием гравиметрической информации. 3. Стыковкой западного края геотраверса (район акваторий Тихого океана, примыкающий к Японии) с восточной частью геотраверса Сихотэ-Алинь — Японское море — о. Хонсю — Тихий океан [13], что позволило при построении априорной плотностной модели воспользоваться частью информации с этого профиля. Кроме того, совместное рассмотрение этих двух геотраверсов в качестве единого: Сихотэ-Алинь — Императорские горы позволит, как нам представляется, впоследствии составить единую картину структуры верхней мантии вдоль глубинного сечения, пересекающего все основные структуры Северо-Западного сектора Тихого океана.

Перейдем к обоснованию выбора априорной плотностной модели земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса.

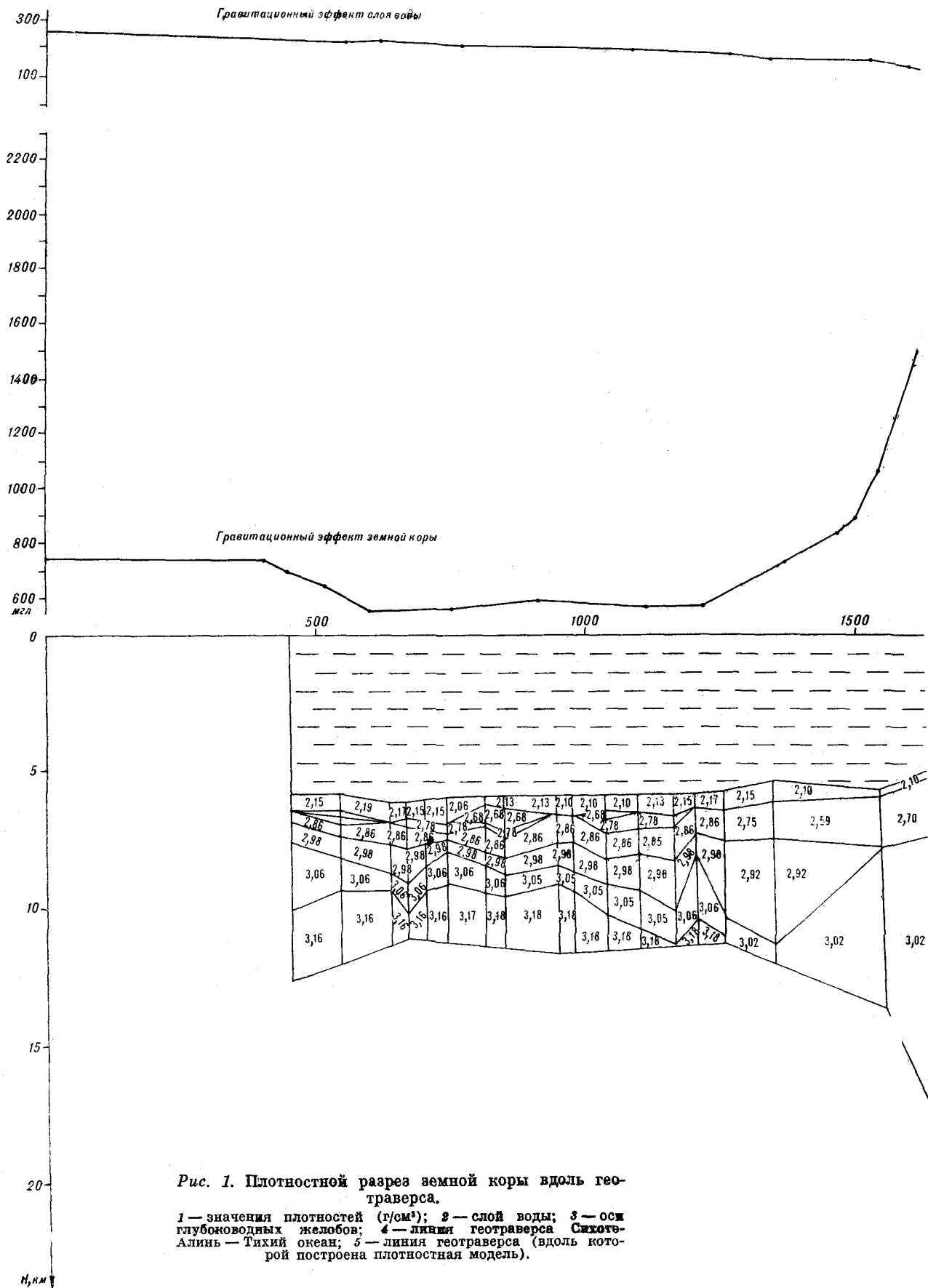
В июне 1966 г. в рамках американо-японской совместной программы были проведены сейсмические исследования методом преломленных волн вдоль двух профилей в районах возвы-

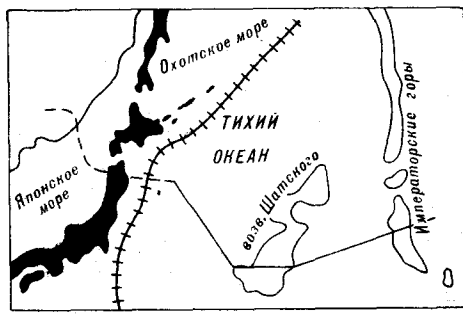
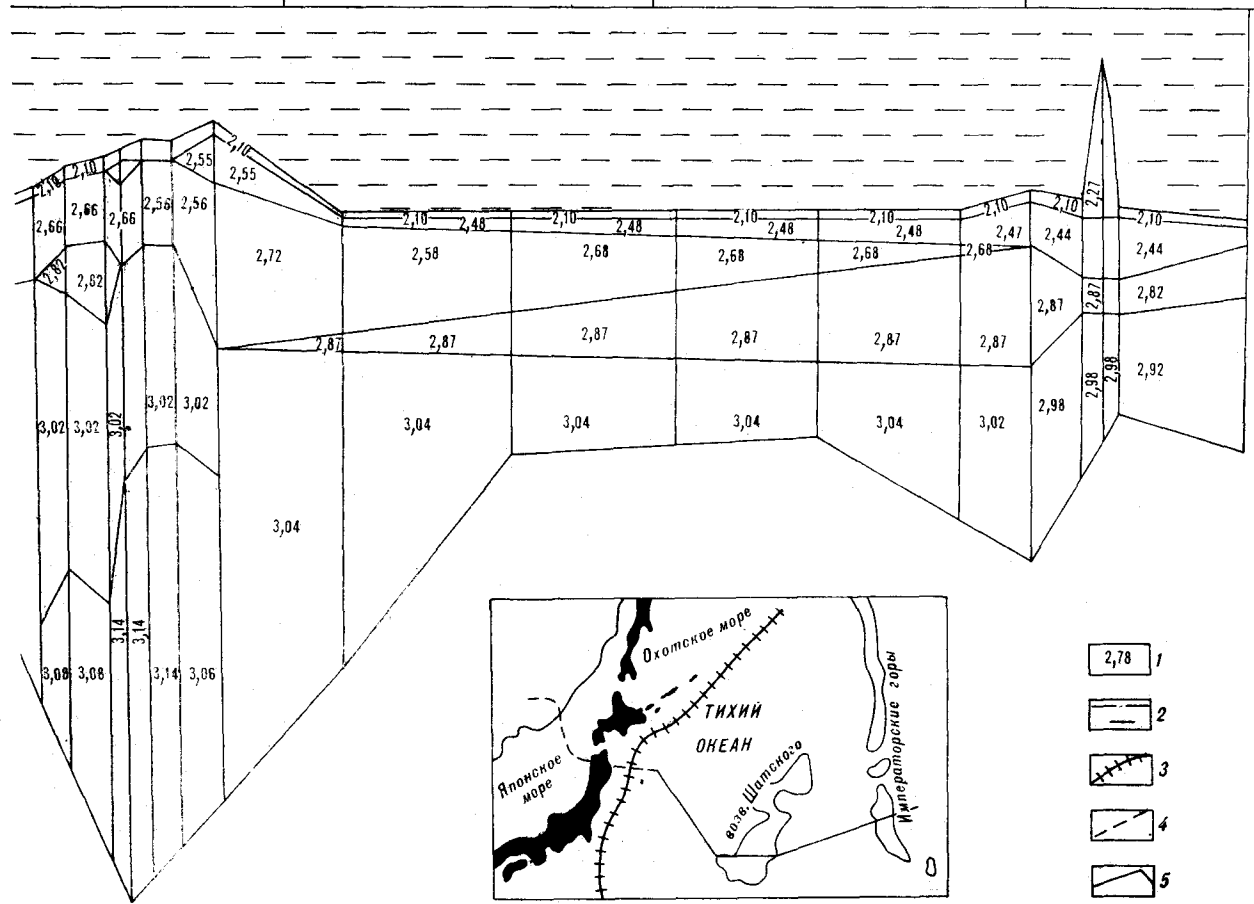
шенности Шатского, Императорских гор и сопредельных с ними акваторий [22]. Впоследствии Г. Вуллард [32] обобщил полученные материалы и построил разрез земной коры вдоль участка геотраверса возвышенность Шатского — Императорские горы.

Осенью 1976 г. Ламонтской геологической обсерваторией был проведен детальный сейсмический эксперимент в западной части Тихого океана (примыкающей к Японии) с использованием сейсмобуев [24]. Полученные материалы обобщены, переинтерпретированы и представлены Г. И. Аносовым и др. [3] в виде разреза земной коры от Японии до возвышенности Шатского, построенного вдоль отдельных сейсмозондирований.

Отмеченные выше разрезы земной коры, по Г. Вулларду [32] и Г. И. Аносову с соавт. [3], позволили построить априорный плотностной разрез земной коры дна Тихого океана вдоль профиля — Японии — возвышенность Шатского — Императорские горы (см. рис. 1). Плотности отдельных слоев земной коры брались из анализа графиков зависимости скорости прохождения сейсмических волн от плотности [6] с ошибкой $\pm 0,1$ г/см³.

Сведений о строении верхней мантии вдоль геотраверса гораздо меньше. Первые такие материалы были получены японскими исследователями в результате серии экспериментов в 1974 и 1977 гг. восточнее о. Хонсю (Япония) с использованием мощных взрывов и землетрясений с регистрацией сейсмических волн донными станциями на удалении 500—1500 км от Японских островов [19, 20]. Согласно этим исследованиям, на глубинах от 90 до 120 км под Северо-Западной котловиной Тихого океана





- 1 2,78
- 2
- 3
- 4
- 5

(район котловины, примыкающий к Японии) выявляется слой пониженных скоростей сейсмических волн. Впоследствии вышеотмеченные материалы были переинтерпретированы В. З. Рябым [1]. Согласно [1] подошва слоя пониженных скоростей в этом районе находится на глубине 150 км, а скорость сейсмических волн в волноводе составляет 8,6 км/с при скоростях 8,9 км/с в примыкающих к нему участках верхней мантии. Следует заметить, что положение подошвы слоя пониженных скоростей на глубине 150 км отвечает так называемой границе Лемана, выделяемой под океанами на таких же глубинах и характеризующейся увеличением скорости сейсмических волн и плотностей на 3—4%.

На основании обобщения всех имеющихся данных по этой границе Д. Андерсон [18] показал, что она соответствует подошве астеносферы.

Мощность литосферы в районе геотраверса, по О. Г. Сорохтину и А. М. Городницкому [8], составляет в среднем 85 км, что при глубинах океана 5—6 км соответствует глубине залегающей кровли астеносферы (90 км), полученной из анализа японских данных [19, 20].

До недавнего времени считалось, что физические свойства верхней мантии меняются только по глубине в зависимости от изменения P — T условий. Однако исследования последних лет показали, что, как и в земной коре, физические свойства верхней мантии меняются по горизонтали. В связи с этим начала формироваться новая горизонтально неоднородная модель верхней мантии [1]. На примере глубинного скоростного разреза верхней мантии от Памира до Байкала А. С. Алексеев и В. З. Рябой [1] показали, что до глубин порядка 250 км верхняя мантия резко латерально разнородна, а начиная с глубин 250 км и глубже ($V = 8,9$ км/с), латеральной изменчивости в мантии не наблюдается. Эти данные совпадают с результатами исследований М. Кара [21], который на основании анализа различий в значениях скоростей распространения поперечных сейсмических волн в зависимости от глубины под континентами и океанами пришел к выводу, что неоднородности физических свойств верхней мантии, определяющие современное положение континентов и океанов, расположены в основном в сферическом слое Земли до глубин 220—250 км (исключение составляют зоны субдукции литосферы, где неоднородности в мантии отмечаются до глубин 600—700 км). Отмеченные выше результаты подтверждаются спутниковыми данными [23], в соответствии с которыми гравитационные аномалии (устойчиво определяемые по отклонению траектории спутников до первых шестнадцати сферических гармоник включительно), огромные по площади и малые

по амплитуде, никак не отражают современной морфоструктуры Земли.

В соответствии с вышеизложенными соображениями подошва подастеносферного слоя и разреза верхней мантии в целом взята нами по изолинии скорости сейсмических волн 9 км/с [1], проходящей как под континентами, так и под океанами на глубине 250 км [1, 21]. Глубже 250 км верхняя мантия становится существенно однородной в горизонтальном направлении. Таким образом, интерпретацию аномального гравитационного поля путем решения обратной задачи с целью выявления плотностных неоднородностей целесообразно проводить на априорной модели до глубин не более 250 км, где эти неоднородности можно ожидать.

Как будет показано ниже, применяемый нами метод решения обратной задачи гравиметрии позволил подтвердить вывод о латеральной однородности верхней мантии глубже 250 км (в пределах ошибок исходных данных).

На основании вышеприведенных сейсмических материалов была построена априорная плотностная модель верхней мантии (рис. 2) вдоль профиля, обозначенного на врезке к рис. 1 непрерывной линией. На рис. 2 слой земной коры выделен черным цветом. Плотности верхней мантии для литосферного, астеносферного и подастеносферного слоев определялись из анализа графиков зависимости: скорость сейсмических волн — плотность [8] с ошибкой определения плотностей до глубины 25 км $\pm 0,1$ г/см³, а от 25 км и глубже — с ошибкой $\pm 0,2$ г/см³. Как видно из рис. 1 и 2, разрез верхней мантии для глубин более 25 км на данном этапе исследования сейсмическими методами представляется в целом горизонтально однородным. Все латеральные неоднородности сосредоточены в верхнем слое литосферы до глубин 25 км. Даже такие крупные морфоструктуры дна, как Московская и Печорская синеклизы, отмечается до глубин 150 км [1].

В связи с решением обратной гравиметрической задачи для вышеописанной априорной плотностной модели (см. рис. 1, 2) были привлечены японские, американские (США) и советские гравиметрические материалы в редуции свободного воздуха [2, 12, 26—31, 33].

Вследствие слабой гравиметрической изученности вдоль геотраверса удалось выделить только 66 уверенных определений аномального

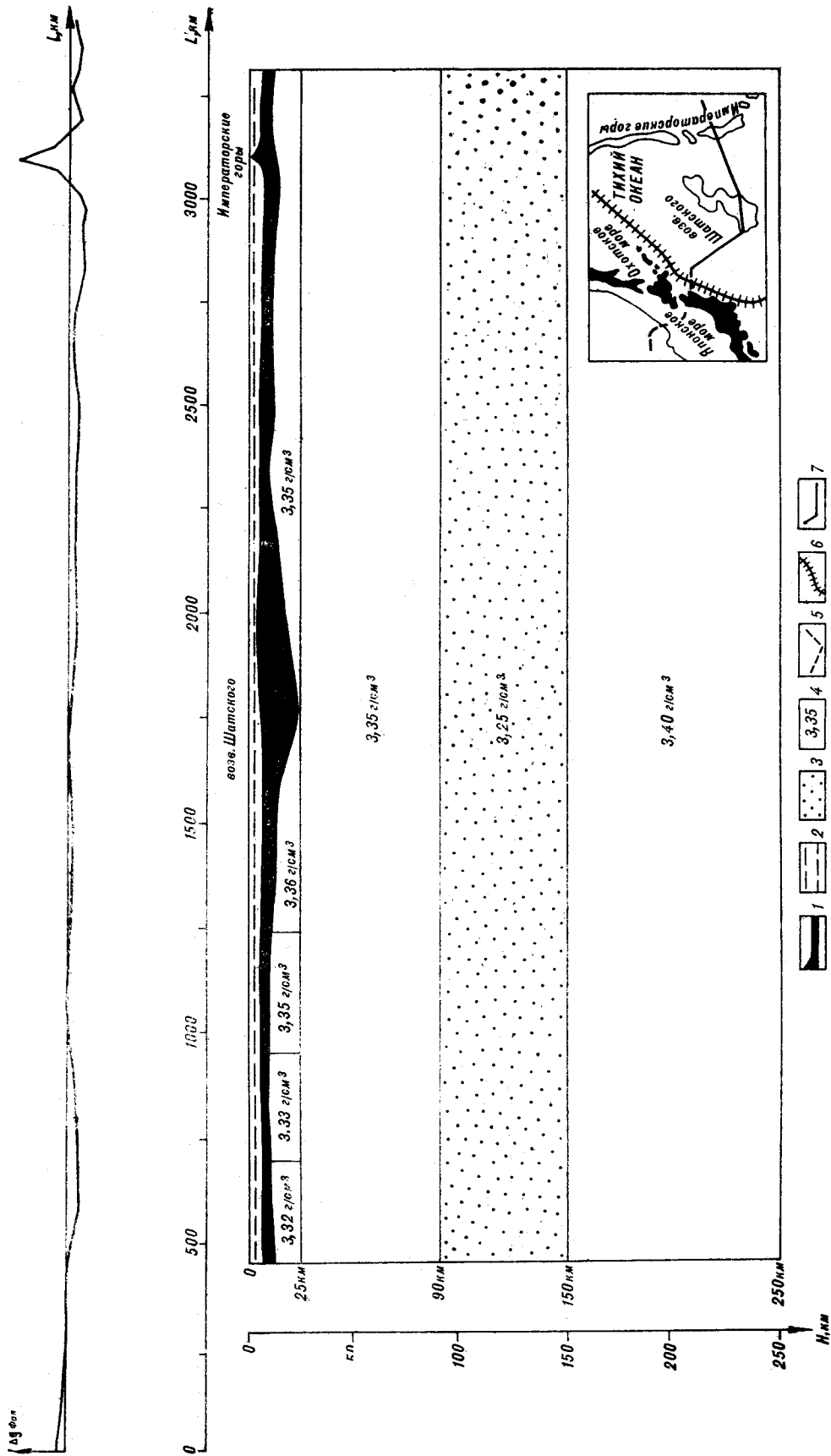


Рис. 2. Априорная плотностная модель верхней мантии (вдоль геотранверса).
 1 — слой земной коры; 2 — слой воды; 3 — астеносферный слой; 4 — значения плотностей; 5 — линия геотранверса Сихоте-Алинь — Тихий океан; 6 — ось геотранверсных желобов; 7 — линия геотранверса.

гравитационного поля на 3000 км длины профиля. Это обстоятельство не позволило устойчиво решить обратную гравиметрическую задачу для верхних этажей априорного разреза, т. е. для земной коры (см. рис. 1). В связи с этим был рассчитан гравитационный эффект от земной коры и от слоя воды (см. рис. 1) и вычтен из наблюдаемого поля (см. рис. 2), а обратная задача решалась относительно остаточной кривой только для разреза верхней мантии (рис. 3).

Для решения обратной задачи разрез верхней мантии (см. рис. 2) аппроксимировался 44 блоками с заданными в них априорными плотностями (см. рис. 3). Выбор блоков разбиения и их количество обусловлены следующими факторами, необходимыми для получения устойчивого решения: 1. Количество блоков не должно превышать количества определений поля. 2. Десять вертикальных сечений, разбивающих априорный разрез на блоки, должны оптимально расчленять остаточную кривую на участки, максимально характеризующие структуру гравитационного поля вдоль геотраверса.

Области краевого наращивания аппроксимировались 19 горизонтальными прямоугольниками, а рассчитанный от них гравитационный эффект исключался из наблюдаемого поля.

При интерпретации принималось, что моделируемая система вдоль геотраверса включает априорный структурно-плотностной разрез, профиль дискретных наблюдений остаточного гравитационного поля, априорные сведения о региональном фоне, предельные ограничения на возможные вариации плотностей и регионального фона.

Формализация системы (построение математической модели) выполнялась аналитическим аппаратом прямой задачи гравиметрии для однородной горизонтальной призмы с сечением в виде трапеции [9, 10, 14], региональный фон аппроксимировался алгебраическим полиномом, предельные ограничения формировались системой линейных двусторонних неравенств. Постоянная составляющая возможного регионального фона (ошибка принятого уровня расчетных значений) составила 0 ± 180 мГл. Постановка обратной задачи сводилась к представлению математической модели в виде системы линейных уравнений с линейными ограничениями на неизвестные [14]. Система уравнений решалась относительно плотностей аппроксимирующих призм и коэффициентов полинома, аппроксимирующего региональный фон.

Построение модели системы вдоль геотраверса и решение обратной задачи выполнено на ЭВМ ЕС в ИВЦ ПГО Сахалингеология по схеме комплексной интерпретации гравиметрических съемок [11]. Вычислительной основой схемы является программная реализация метода

сопряженных градиентов, обобщенного на случай линейных ограничений на вектор неизвестных. Задача решалась в терминах математического программирования, поэтому достаточно просто осуществлялась формализация априорных геолого-геофизических сведений о плотностном разрезе, которые включались в процесс поиска решения.

Применение приема регуляризации, по А. Н. Тихонову, и минимизация параметрического функционала методом сопряженных градиентов в названной модификации, который сам по себе обладает свойством «Авторегуляризации» [14], позволяют получать устойчивое решение в задаче большой размерности при существенных ошибках наблюдений.

Включая в математическую модель системы региональный фон в качестве определяемого параметра, мы, таким образом, решаем «большой» вопрос интерпретации — вопрос правильного выбора «нормального» уровня поля. Свойство метода — «автоматический останов» в окрестностях точки, соответствующей критерию «невязки», — обеспечивает наиболее алгоритмичный выход на решение [11, 14].

Вышеизложенное позволяет назвать полученную плотностную структуру оптимальной [10] для заданной совокупности геолого-геофизических данных.

Построение теоретической «квазиреальной» модели и решение на ней обратной задачи позволило оценить ошибку полученной плотностной структуры вдоль геотраверса [11, 16]. Ошибка эта не превышает $\pm 0,04$ г/см³.

В таблице приведены некоторые численные характеристики модели системы вдоль геотраверса.

На рис. 3 отражены результаты проделанных расчетов: показаны остаточная кривая гравитационного поля и расчетная кривая от оптимальной плотностной структуры верхней мантии, а также структурно-плотностная аппроксимация верхней мантии вдоль геотраверса.

Результаты расчетов по описанной выше методике показали, что верхняя мантия по всему разрезу вдоль геотраверса разнородна по плотности как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении (см. рис. 3). Геометрия всех слоев разреза (литосферы, астеносферы и подстилающего астеносферы слоя) имеет сложную структуру (см. рис. 3).

Установлено, что слой литосферы вдоль геотраверса повсеместно разуплотнен относительно плотности заложений в априорную модель ($3,32$ — $3,35$ г/см³). Плотность литосферы вдоль геотраверса испытывает изменения от $3,26$ до $3,35$ г/см³ при средней плотности $3,27$ г/см³. Мощность литосферы оказалась повсеместно сокращена относительно принятой в априорной

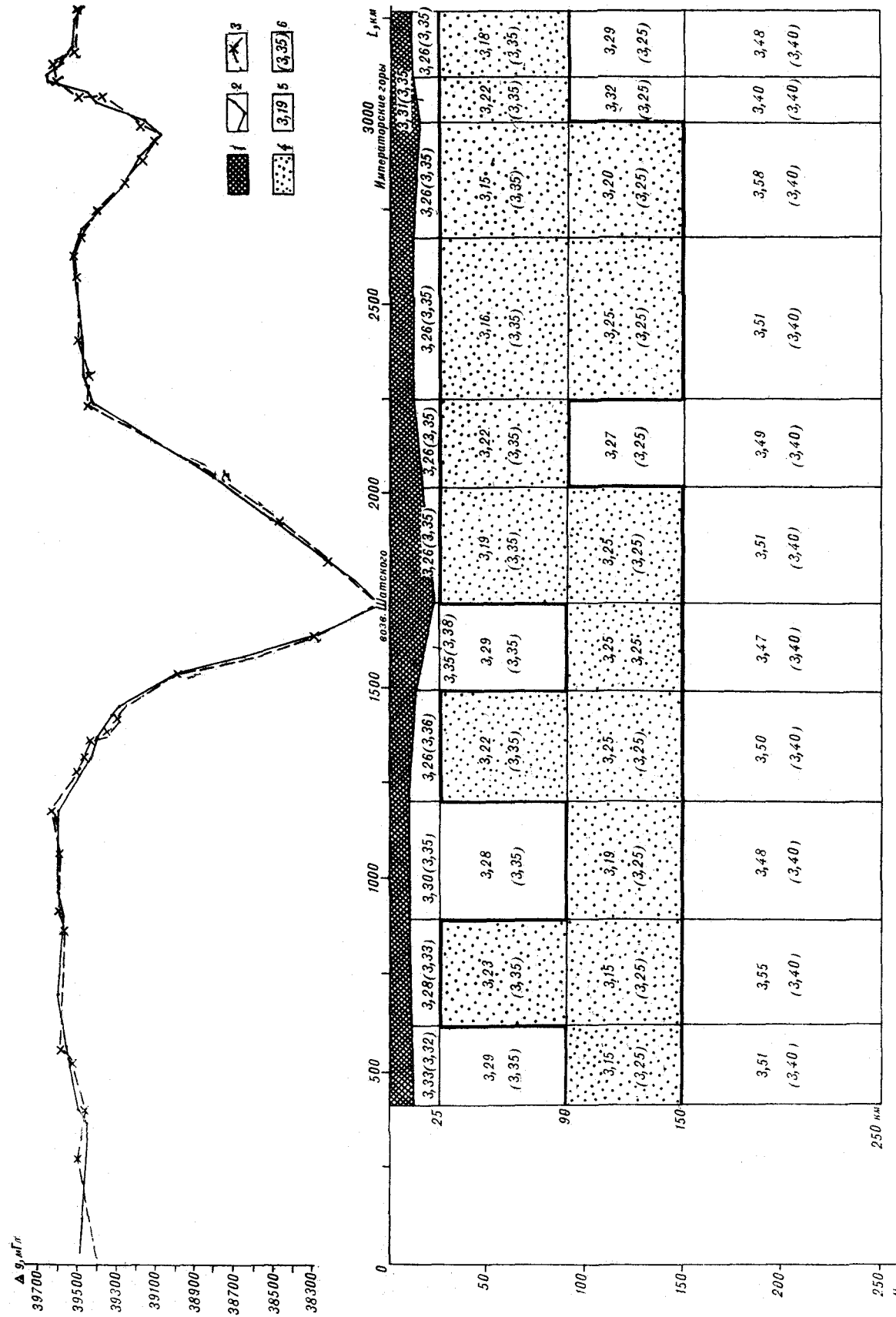


Рис. 3. Оптимальная плотностная модель верхней мантии вдоль геотранверса (геометрические материалы привязаны к международной системе исходных опорных пунктов). **1** — слой воды и земной коры; **2** — кривая остаточного аномального гравитационного поля; **3** — расчетная кривая (от оптимальной плотностной модели); **4** — астеносферный слой; **5** — значения расчетных плотностей (г/см³); **6** — значения априорных плотностей (г/см³).

Наименование характеристики, размерность	Численное значение
Интервал структурно-плотностного разреза, км	410—3300
Глубины структурно-плотностного разреза, км	250
Глубины водной толщи, км	4—6
Мощность коровых структур, км	5—25
Интервалы краевого наращивания разреза, км	(—3690)—410, 3300—7400
Интервал гравиметрического профиля, км	52—3390
Шаг наблюдений по профилю, км	25—100
Ошибка исходной аномалии Фая, мГл	(±10)
Гравитационный эффект слоя воды, мГл	76—266
Гравитационный эффект коровых структур, мГл	670—2391
Ошибка расчета эффекта коровых структур, мГл	(±18)
Сходимость по полю в априорной модели, мГл	(±80)
Сходимость по полю в оптимальной модели, мГл	(±21)
Сходимость по полю в оптимальной модели, мГл	(—178)
Ошибка уровня расчетных значений поля, исправленная в оптимальной модели, мГл	0,02
Наклонная составляющая регионального фона, учтенная в оптимальной модели, мГл/км	

модели. Так, восточнее возвышенности Шатского глубины до подошвы литосферы составляют 25 км, а для участка геотраверса западнее возвышенности мощность литосферы варьирует от 85 до 25 км.

Астеносферный слой также оказался разуплотненным относительно априорной плотности ($3,25 \text{ г/см}^3$). Плотность астеносферы вдоль геотраверса меняется от 3,15 до $3,25 \text{ г/см}^3$ при средней плотности $3,19 \text{ г/см}^3$. Мощность разуплотненного слоя повсеместно превышает модельную, достигая на отдельных участках геотраверса 125 км (против 60 км на модели). Кровля слоя почти повсеместно приподнята относительно модельной, а подошва испытывает локальные поднятия под возвышенностью Шатского и Императорскими горами. Мощность астеносферного слоя колеблется от 60 до 125 км. Непосредственно под возвышенностью Шатского мощность его аномально сокращена и составляет 60 км (см. рис. 3).

Подстилающий астеносферу слой верхней мантии повсеместно уплотнен относительно принятого в модели ($3,40 \text{ г/см}^3$). Плотность вдоль слоя меняется от 3,40 до $3,58 \text{ г/см}^3$ при средней плотности $3,50 \text{ г/см}^3$.

Как следует из вышеизложенного, решение обратной задачи гравиметрии в линейной постановке относительно априорной плотностной модели (см. рис. 2) приводит к значительному перераспределению плотностей (см. рис. 3),

а также к изменению мощностей, подошвенности и конфигурации отдельных слоев модели (см. рис. 3). По всей глубине разреза и вдоль каждого слоя отдельно выявляется резкая латеральная и вертикальная изменчивость плотностной структуры. Однако, как показывают расчеты литостатического давления на глубинах 100 и 250 км для всех 11 колонок разреза, такое перераспределение плотностей, мощностей и изменение конфигураций отдельных слоев разреза далеко не случайно. Так, отклонение давления от среднего значения (31 кбар) на глубине 100 км вдоль разреза составляет $\pm 0,3$ кбар, а флуктуации давления относительно среднего значения 82 кбар на глубине 250 км составили не более $\pm 0,03$ кбар.

Таким образом, анализ поглубинного распределения литостатического давления для различных глубин компенсации указывает на хорошую изостатическую скомпенсированность земной коры и верхней мантии на глубине 250 км. Наличие изостатической компенсации предполагает горизонтальную однородность мантии, расположенной глубже 250 км. Посмотрим, как это следует из расчетов на априорной модели.

По проведенной оценке наклонная составляющая возможного регионального фона (т. е. гравитационный эффект возможных горизонтальных плотностных неоднородностей ниже глубин 250 км) незначительна и соизмерима с погрешностью измерения поля (наклонная составляющая возможного регионального фона оценивается как $0,03 \pm 0,03 \text{ мГл/км}$). Тем не менее этот параметр мы включили в модель как определяемый. Если в процессе оптимизации он «ляжет» на предельных ограничениях, т. е. потребует их расширения, значит, на глубинах более 250 км имеет место горизонтальная плотностная разнородность. Если значение параметра определится в заданных пределах, логично предположить обратное.

В результате решения обратной задачи лишь в 5 блока плотности определились на предельных ограничениях, а сходимость по полю отвечала критерию «невязки». Таким образом, нами получено достоверное решение, а наклонная составляющая регионального фона определена в диапазоне установленных ограничений. Следовательно, можно принять, что на глубинах более 250 км нет существенной горизонтальной плотностной разнородности верхней мантии, что и подтверждает правильность вывода об осуществлении изостатической компенсации плотностных неоднородностей земной коры и верхней мантии на глубине порядка 250 км. Вывод о латеральной однородности верхней мантии для глубин более 250 км подтверждается, как указано выше, и сейсмическими данными [1, 21].

Здесь следует отметить тот факт, что горизонтальную однородность верхней мантии глубже 250 км следует понимать как однородность, установленную в пределах ошибки исходных данных. Так, принимая точность морских измерений силы тяжести, используемых при интерпретации, ± 10 мГл, а точность определения априорной плотности по графикам зависимости скорости сейсмических волн от плотности $\pm 0,1$ г/см³, получим ошибку исходных данных ± 21 мГл.

Таким образом, верхняя мантия на глубинах свыше 250 км однородна в пределах ошибки ± 21 мГл, приносимой в задачу несовершенством морских измерений силы тяжести и статистическим характером зависимости скорости — плотность.

Гораздо более глубокие неоднородности Земли связаны со спутниковыми данными, по которым устойчиво определяются первые 16 гармоник поля. Гравитационное поле, определяемое по спутниковым данным, отвечает глубокому осреднению поля по площадкам $10 \times 10^\circ$. Так, на карте гравитационных аномалий в свободном воздухе, составленной по спутниковым данным [23], амплитуда колебания значений поля вдоль геотраверса составляет ± 15 мГл при длине волны аномалий порядка 2000 км, т. е. амплитуда изменения спутниковых аномалий находится в пределах ошибки исходных данных, используемых в наших расчетах, а длина волны аномалии сравнима с длиной геотраверса. Таким образом, вывод о латеральной однородности мантии для глубин более 250 км находится в пределах ошибки исходных данных и не противоречит спутниковым материалам. Исследуя вопрос о возможной природе планетарных (спутниковых) аномалий, М. Е. Артемьев [4] приходит к выводу о том, что эти аномалии в основном связаны со сравнительно неглубокими плотностными неоднородностями мантии, располагающимися непосредственно под астеносферой, что опять же подтверждает наш вывод.

Как следует из рассмотрения плотностного разреза (см. рис. 3), таким крупным морфоструктурам дна, как возвышенность Шатского и Императорские горы, отвечают на значительных глубинах разуплотненные блоки мантии в подастеносферном слое. Возвышенности Шатского отвечает прогиб подошвы литосферы, мощность которой достигает здесь 85 км. Если нагрузка на литосферу в районе возвышенности компенсируется поведением подошвы земной коры, подошвы литосферы и областью разуплотнения в подастеносферном слое, то дополнительная нагрузка на литосферу в районе Императорских гор в основном выдерживается за счет прочности литосферы, а часть компенсации осуществляется за счет разуплотнения в

подастеносферном слое и уплотнения в астеносфере. Таким образом, видим, что основные морфоструктуры дна, пересекаемые геотраверсом, так или иначе имеют свое плотностное отражение на больших глубинах в мантии (по крайней мере, до глубин 250 км). Как показывают расчеты, выполненные Е. В. Артюшковым [5], области с нарушенным равновесием литосферы, намного превышающие по размерам глубины до подошвы астеносферы, изостатически компенсируются в основном за счет течений в подастеносферном слое.

Такую ситуацию мы имеем для возвышенности Шатского, размеры которой в поперечнике намного превышают глубину до подошвы астеносферного слоя. По-видимому, подобные течения и привели к отмечаемому здесь распределению плотностей в подастеносферном слое.

При характерных размерах нагрузки, сравнимых по величине с глубиной до подошвы астеносферы, изостатическая компенсация осуществляется в основном за счет течений в астеносфере. Подобная ситуация отмечается в районе Императорских гор, где характерные размеры некомпенсированной нагрузки составляют 100 км при глубине до подошвы астеносферы 90 км. По-видимому, небольшая часть компенсации происходит также за счет течений в подастеносферном слое, приводящих здесь к его разуплотнению.

Стремление к изостатическому равновесию отмечается не только для морфоструктур дна, пересекаемых геотраверсом, но и для внутримантийных неоднородностей. Так, прогибам подошвы литосферы отвечают разуплотнения в подастеносферном слое, а поднятиям — уплотнения (см. рис. 3).

Многими исследователями предполагается, что в районе Северо-Западного сектора Тихого океана, где возраст литосферы достигает 120—150 млн. лет, астеносферный слой либо исчезает совсем, либо очень тонок и развит не повсеместно [1, 15, 25].

Эти данные приводят сторонников геодинамических концепций, основанных на повсеместном распространении астеносферного слоя (концепция тектоники литосферных плит, геодинамическая концепция Е. В. Артюшкова), к необходимости доказывать повсеместное распространение астеносферы даже там, где она не выражается ни в сейсмических, ни в геоэлектрических, ни в геотермических полях. Так, Е. В. Артюшков на основе анализа последнедевонских поднятий в Фенноскандии и Канаде [5] доказывает существование астеносферы, которая здесь никак не выражена в этих полях, объясняя природу возникновения астеносферного слоя пониженной диффузионной вязкостью пород, проявляющейся при медленных больших деформациях.

Посмотрим, как повсеместное наличие мощного разуплотненного слоя в районе северо-западного сектора Тихого океана, примыкающего к геотраверсу, следует из решения обратной задачи гравиметрии. Положим в априорной плотностной модели отсутствие разуплотненного слоя. Обратная задача решается для разреза верхней мантии, состоящего только из двух слоев: верхнего, до глубины 150 км с априорной плотностью $3,35 \text{ г/см}^3$, и нижнего, расположенного на глубинах от 150 до 250 км с плотностью $3,40 \text{ г/см}^3$, т. е. на тривиальной модели, не предполагающей наличия разуплотненного слоя и требующей для ее построения минимум сейсмической информации о верхней мантии.

Для решения обратной задачи априорная модель верхней мантии разбивается так же, как и раньше, на 4 блока и 4 слоя с той лишь разницей, что априорная плотность всех блоков третьего слоя будет составлять не $3,25$, а $3,35 \text{ г/см}^3$.

Приведем сравнение полученного решения обратной задачи для вышеописанной априорной модели с решением, полученным для априорной модели с разуплотненным слоем (см. рис. 3):

- 1 — плотности 1-го слоя, выделенного априорно, уменьшаются на $0,01 \text{ г/см}^3$;
- 2 — плотности 2-го слоя, выделенного априорно, уменьшаются на $0,01—0,02 \text{ г/см}^3$;
- 3 — плотности 3-го слоя, выделенного априорно, увеличиваются на $0,05—0,07 \text{ г/см}^3$;
- 4 — плотности 4-го слоя, выделенного априорно, уменьшаются на $0,02—0,04 \text{ г/см}^3$;
- 5 — получен аналогичный по форме слой пониженных плотностей.

Степень контраста к верхним слоям уменьшается с $(0,05 \div 0,15)$ до $(0,03 \div 0,13) \text{ г/см}^3$, к нижним слоям — с $(0,20 \div 0,40)$ до $(0,10 \div 0,30) \text{ г/см}^3$.

Таким образом, начальное приближение для оптимизации (в том числе априорные сведения о разуплотненном слое) влияет на результат решения обратной задачи. Но в данном случае это влияние несущественно, форма плотностной структуры сохраняется, разности в определении плотностей соизмеримы с ошибкой решения обратной задачи, а разуплотненный слой выделяется примерно таким, какой виден и на рис. 3, только менее контрастно. Таким образом, вдоль всего геотраверса по гравиметрическим данным повсеместно выделяется астеносферный слой без каких-либо априорных предположений о его наличии.

Оценки мощности литосферы Тихого океана по гравиметрическим данным проводились в различное время многими исследователями [34] по так называемым сглаженным аномалиям, представляющим собой видоизмененные анома-

лии Буге с учетом изменений мощности и состава земной коры. Иными словами, все слои земной коры последовательно «засыпаются» до плотности подстилающей мантии, и полученные поправки вводятся в аномалии. Недостатком этого метода при всей его простоте является то, что здесь предполагается наличие под подошвой коры единственной резкой плотностной границы — подошвы литосферы, которая, как предполагается, является ответственной за формирование сглаженных аномалий. Эти соображения и позволяют проводить оценки мощности литосферы по сглаженным аномалиям.

Величины мощности литосферы, рассчитанные по сглаженным аномалиям, составляют для западного участка геотраверса в среднем 132 км. Под возвышенностью Шатского мощность литосферы достигает 180—200 км, понижаясь в сторону Императорских гор до 130—140 км. Под горами мощность составила 150 км.

По нашим же расчетам (см. рис. 3) мощность литосферы колеблется от 85 до 25 км на участке профиля Япония — возвышенность Шатского и не превышает 25 км на восточном участке геотраверса. Такие резкие различия в значениях мощности литосферы связаны с тем, что при расчетах по сглаженным аномалиям гравитационное влияние более глубинных разделов мантии (как, например, подошвы астеносферы) предполагается пренебрежимо малым по сравнению с эффектом от подошвы литосферы. Однако, как показали наши расчеты, контраст плотностей на подошве астеносферы вдоль геотраверса достигает $0,4 \text{ г/см}^3$, что почти в 3 раза превышает контраст плотностей на подошве литосферы, достигающий здесь величин $0,13—0,15 \text{ г/см}^3$. Неучет влияния такой резкой плотностной границы приводит при расчетах по сглаженным аномалиям к завышению мощности литосферы более чем на 100 км.

Следует отметить, что расчеты мощности земной коры по осредненным аномалиям Буге, принцип которых идентичен расчетам мощности литосферы по сглаженным аномалиям, в отличие от последних представляются вполне правомочными. Так, контраст плотностей на границе кора — мантия составляет в среднем $0,4—0,6 \text{ г/см}^3$, что более чем в 4—5 раз больше контраста плотностей на нижележащей границе — подошве литосферы при более плавном ее проведении и глубоком залегании. Гравитационным эффектом подошвы астеносферы также можно пренебречь, так как при сравнительном контрасте плотностей подошва астеносферного слоя находится в среднем на глубине 150 км, что более чем в 10 раз превышает среднюю глубину до подошвы коры.

Вывод о неприменимости сглаженных аномалий для оценки мощности литосферы, по-види-

тому, справедлив для районов океана с достаточно древней литосферой (возраст литосферы в районе геотраверса составляет 110—150 млн. лет). Для молодой литосферы (возрастом менее 70 млн. лет) наблюдается неплохое соответствие между мощностью литосферы, определенной по сглаженным аномалиям, и сейсмологическими данными по анализу дисперсии волн Релея [7]. Этот факт, по-видимому, связан с резким подъемом подошвы литосферы в сторону Восточно-Тихоокеанского поднятия при сравнительно пологом поведении остальных границ.

Рассуждая о мощности литосферы, нельзя не упомянуть карты мощности литосферы Мирового океана, составленные А. М. Городницким и О. Г. Сорохтиным [8] на основе анализа взаимосвязей между латеральными изменениями рельефа дна, теплового потока, аномалий силы тяжести и изменением мощности литосферы в зависимости от ее возраста.

Все эти построения так или иначе связаны с моделью остывающей литосферы, мощность которой в соответствии с решением уравнения теплопроводности должна изменяться пропорционально корню квадратному из ее возраста.

Однако, как справедливо указывает С. А. Ушаков [17], для районов океана с возрастом литосферы более 80 млн. лет такая зависимость пропадает. Скорее приходится допустить (для согласования с данными сейсмологии) модель литосферы постоянной толщины от 70 до 90 км [17], что, по существу, и отражено на этих картах, где для огромной акватории северо-запада Тихого океана мощность литосферы практически не меняется, составляя в среднем 80—85 км. Подобный результат отражает лишь постоянство перепада высот между гребнем срединно-океанического хребта и осредненным

рельефом в пределах рассматриваемой акватории, составляющей здесь около 4 км.

Такие карты [8], по-видимому, полезны для глобальных построений в масштабе всего океана в целом или же для сравнительной характеристики мощностей литосферы различных океанов, особенно для районов с молодой литосферой, примыкающих к срединно-океаническим хребтам, однако очень грубо отражают ситуацию в исследуемом районе. Отдельные совпадения в определении мощностей литосферы наблюдаются для западной части геотраверса, где мощность литосферы на ряде участков достигает 80—85 км.

Вместе с тем в целом для геотраверса это далеко не так. Так, мощность литосферы в пределах восточного участка геотраверса (возвышенность Шатского — Императорские горы) согласно нашим расчетам (см. рис. 3) повсеместно составляет 25 км, т. е. на 60 км меньше, чем это следует из рассмотрения карт [8].

Используя информацию о цилиндрической жесткости литосферы Гавайского хребта (жесткость литосферы Императорского и Гавайского хребтов, согласно Уотсу [27], одинакова), Е. В. Артюшков [5] показал, что мощность литосферы в этих районах составляет 25 км, что совпадает с нашими выводами.

По-видимому, нельзя все расчеты сводить к гипотезе плавления литосферы в астеносфере (по закону Архимеда) и на этом основании вычислять мощности литосферы, как это делается в [8]. Как показано выше, нагрузка литосферы на астеносферу далеко не всегда «гасится» в пределах астеносферного слоя (что опосредовано предполагает закон Архимеда), а приводит также к течениям и в подастеносферных слоях. Эти течения приводят к перераспределению плотностей во всем объеме мантии до глубин 250 км.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев А. С., Рябой В. З. Новая модель строения верхней мантии Земли.— Природа, 1976, № 7.
2. Андреев А. А., Люга Л. М. Результаты гравиметрических исследований в 7-м рейсе НИС «Пегас».— В кн.: Геофизические поля Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Южно-Сахалинск: ДВНЦ АН СССР, 1978.
3. Аносов Г. И., Аргентов В. В., Угасин В. К. Особенности глубинного строения северо-западной плиты Тихого океана.— Тихоокеанская геол., 1982, № 6.
4. Артемьев М. Е. Изостазия территории СССР. М.: Наука, 1975.
5. Артюшков Е. В. Геодинамика. М.: Наука, 1979.
6. Гайманов А. Г., Павлов Ю. А. и др. Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. Новосибирск: Наука, 1974.
7. Гайманов А. Г. Гравиметрические исследования земной коры океанов. М.: МГУ, 1980.
8. Городницкий А. М., Сорохтин О. Г. Карты мощности литосферы Мирового океана.— Тезисы докл. второго Всесоюзного съезда океанологов. Вып. 7. Ч. 1. Севастополь, 1982.
9. Голиздра Г. Я. Основные методы решения прямой задачи гравитразведки на ЭВМ.— В кн.: Промысловая геофизика. М.: ВИЭМС, 1977.
10. Гравитразведка. Справочник геофизиков. М.: Недра, 1981.
11. Исаяев В. И. Принципиальная схема комплексной интерпретации гравиметрических съемок на примере профиля Средние Лангары.— Мухто (Северный Сахалин).— Тихоокеанская геол., 1983, № 1.
12. Косыгин В. Ю., Павлов Ю. А., Строев П. А. Основные черты гравитационного поля, мощность и изостатическое состояние земной коры северо-западного сектора Тихого океана.— Тихоокеанская геол., 1982, № 1.
13. Родников А. Г., Гайманов А. Г. и др. Геотраверс Сихота-Алинь — Японское море — остров Хонсю — Тихий океан. М.: Наука, 1982.

14. Старостенко В. И. Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии. Киев: Наукова думка, 1978.
15. Сычев П. М. Глубинные и поверхностные тектонические процессы северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1979.
16. Тихонов А. Н. О математических методах автоматизации обработки наблюдений.— В кн.: Проблемы вычислительной математики. М.: МГУ, 1980.
17. Ушаков С. А., Галушкин Ю. И. Кинематика плит и океаническая литосфера. М.: Наука, 1978.
18. Anderson P. Z. The deep structure of continents.— J. Geophys. Res., 1979, В 84.
19. Asada T., Shimamura H. Observations of earthquakes and explosions at the bottom of the Western Pacific. Geophys. Mon. 19, Washington: Amer. Geophys. Union, 1976.
20. Asada T., Shimamura H. Long-range refraction experiments in deep ocean.— Tectonophysics, 1979, v. 56, N 1—2.
21. Cara M., Leveque J. Heterogeneites laterales du manteau superieur.— 7 Reun. Annu. Sci. Terre., Paris, 1979.
22. Den N., Ludwig W. et al. Seismic — Refraction Measurements in the North — West Pacific Basin.— J. of Geophys. Res., 1969, v. 74, N 6.
23. Goposhkin E. M., Lambec K. Earth's gravity field to sixteenth degree and station coordinates from satellite and terrestrial data.— J. of Geophys. Res., 1971, v. 76, N 20.
24. Houtz R., Windisch S., Murauchi S. Changes in the Crust and Upper Mantle Near the Japan — Bonin Trench.— J. of Geophys. Res., 1980, v. 85, N B1.
25. Leeds A. R., Knopoff U., Kausel E. Variations of upper mantle structure of the Pacific Ocean.— Science, 1974, v. 186.
26. Tomoda Y. Reference book for gravity, magnetic and bathymetric data of the Pacific Ocean and adjacent seas, 1963—1971. Univ. of Tokyo Press, 1974.
27. Watts A. B., Cochran I. R. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere along the Hawaii — Emperor Seamount Chain.— Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 1974, v. 38, N 1.
28. Watts A. B., Talwani M., Cochran I. R. Gravity field of the Northwest Pacific Ocean Basin and its margin.— Geophys. Monograph., ser. 19, 1976, N 4.
29. Watts A. B., Kogan M. G. Gravity field of the Northwest Pacific ocean basin and its margin: Kurile island arc — trench system. Palisades. N. Y., 1977.
30. Watts A. B., Leeds A. R. Gravimetric geoid in the North-West Pacific ocean.— Geophys. J. Royal. Astron. Soc., 1977, v. 50, N 2.
31. Watts A. B., Bodine J. H., Bowin C. O. Free-air gravity field.— A Geophysical Atlas of East and Southeast. Asian Seas. Boulder, Colorado, 1978.
32. Woollard G. P. The interrelations of crustal and upper mantle parameter values in the Pacific.— Reviews of Geophysics and Space Physics, 1975, v. 13, N 1.
33. Worzel J. L. Pendulum gravity measurements at sea, 1936—1959. N. Y., 1965.
34. Joshii T. Upper mantle structure beneath the North Pacific and marginal seas.— J. Phys. Earth, 1973, v. 21.

СахКНИИ ДВНЦ АН СССР
Новоалександровск
ИГО Сахалингеология
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию
24 марта 1983 г.

А. А. Пейве

ОФИОЛИТЫ КОРЯКСКОГО ХРЕБТА И АЛЯСКИ

Сравнение офиолитов Корякского хребта и Аляски показывает, что в обоих районах наиболее широко была развита океаническая кора средне-верхнепалеозойско-триасового и позднеюрско-мелового возраста. По литолого-петрографическому составу те и другие офиолиты практически не различаются. Молодые, верхнеюрско-нижнемеловые офиолиты и в Корьякии,

Проблема преобразования океанической земной коры в континентальную имеет широкое общегеологическое значение. О ее актуальности свидетельствует появление в последние годы большого числа публикаций на эту тему. Особое место занимает вопрос о происхождении и эволюции офиолитовых комплексов [9]. Мы рассмотрим офиолиты Корякского хребта и Аляски и сопоставим их по строению, составу и возрасту.

КОРЯКСКИЙ ХРЕБЕТ

Корякский хребет целиком входит в Коряско-Камчатскую складчатую область, характеризующуюся незавершенностью процесса образования континентальной коры [14]. Для хребта характерно сложное покровно-складчатое строение. Здесь выделяется пять структурно-формационных комплексов: Янранайский (J_3-K_2cp), Накыпыйлякский (J_3-K_2st), Эконайский (Pz_3-T), Алькатваамский (J_3-P_1) и Майницкий (J_3-K_1), которые различаются по фациальному составу, структуре и возрасту [11, 12]. Офиолиты входят в состав Эконайского и Майницкого комплексов, а также слагают основание Алькатваамского комплекса (рис. 1) [6, 8].

Эконайские офиолиты (Pz_3-T) нигде не образуют единую массу. Как правило, они расчленены на три независимые в структурном отношении части: ультрабазит-габбровую (полосчатая серия иногда с массивными гипербазитами в основании), габбро-габбро-диабазовую с плагиогранитами и вулканогенно-кремнистую позднепалеозойского — триасового возраста [2]. В восточной части Корякского хребта (лево-

и на побережье залива Аляска образовались, по-видимому, в результате деструкции коры переходного типа. Они близки по составу и структурному положению. Все это свидетельствует о хорошей корреляции процессов тектонической эволюции океанической коры в северной части Тихоокеанского пояса.

бережье р. Хатырки) Эконайские офиолиты тектонически перекрывают юрско-меловые туфотерригенные (Накыпыйлякский комплекс) и вулканогенно-яшмовые (Янранайский комплекс) отложения и смяты в лежачие и опрокинутые к югу антиформные складки. В западной части хребта (правобережье р. Хатырки, низовья) структуры более сложные, здесь имеется хаотичное чередование по вертикали относительно тонких пластов кремней, базальтов, туфо-терригенных пород, принадлежащих различным структурно-формационным комплексам.

Массивные гипербазиты распространены в Эконайском комплексе нешироко. Они практически полностью серпентинизированы и слагают матрикс маломощных серпентинитовых меланжей (Пнакские горы, бассейн р. Накыпыйляк и т. д.).

Породы полосчатой серии встречаются повсеместно в виде глыб в меланжах. Наиболее крупные выходы отмечены в районе гор Наанкней (правобережье р. Хатырки) и Эконай (правобережье р. Ранатанмельгин). Полосчатая серия — это чередующиеся слои ультраосновных и основных кумулятов (дуниты, верлиты, троктолиты, габбро, габбро-нориты). В виде линз и жил, согласных с простиранием полосчатости, присутствуют пироксениты (в основном диопсидиты). К сожалению, единого разреза наблюдать не удастся, так как породы разбиты разломами на блоки, повернутые и смещенные относительно друг друга. Мощность полосчатой серии оценивается около 500 м.

Массивные габбро-нориты, лейкократовые габбро, габбро-диабазы в виде сравнительно протяженных тектонических пластин встречаются на всей площади распространения Эконайских офиолитов. Породы интенсивно катаклазированы и гидротермально изменены с об-

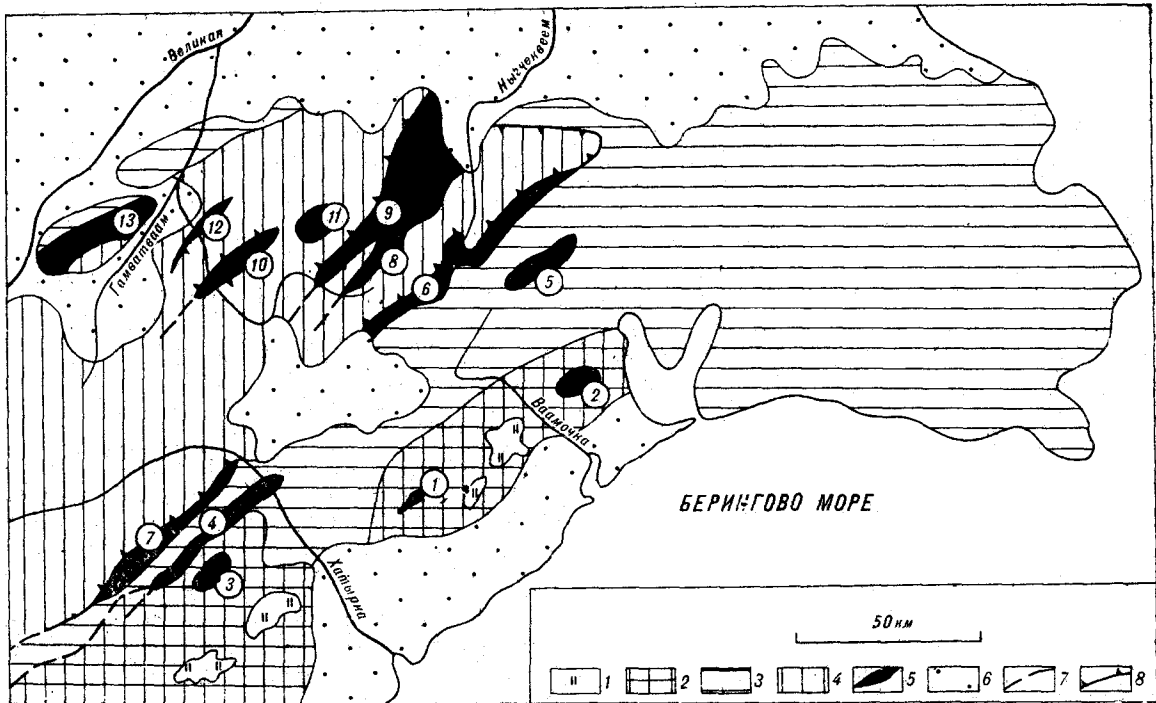


Рис. 1. Схема расположения структурно-формационных комплексов Корякского хребта.

1—4 — структурно-формационные комплексы: 1 — Яранайский, 2 — Накычьякский и Эконайский, 3 — Алькатваамский, 4 — Майницкий; 5 — серпентинитовые меланжи и габбро-гипербазитовые массивы; 6 — кайнозойские прогибы и наложенные впадины; 7 — линии предполагаемого продолжения серпентинитовых меланжей; 8 — направление падения тел. Цифрами показаны габбро-гипербазитовые массивы: 2 — Эконай, 3 — Наанкней, 11 — Красная, 12 — Мало-Научирыйский, 13 — Тамватей и серпентинитовые меланжи: 1 — район р. Бурной, 4 — Четкинвямский, 5 — Россомашинский, 6 — Рыттыльский, 7 — Иомраутский, 8 — Эльгеваямский, 9 — Чирыйнайский, 10 — Ягельный.

разованием кварца, пренита, кальцита. Их мощность достигает 700 м.

Вулканогенно-кремнистые породы — это подушечные миндалекаменные базальты, спилиты, переслаивающиеся с кремнистыми породами, иногда с песчаниками и алевролитами. В кремнистых породах есть линзы известняков. Возраст толщи (средний палеозой — триас) установлен по сборам радиолярий и конодонтов [2, 3]. Мощность вулканогенно-кремнистых отложений достигает 5 км.

Особое место занимают плагнограниты. Возможно, они внедрились в верхние части Эконайского офиолитового комплекса в основном в юрское время. Появление плагногранитов, по-видимому, связано с общей эволюцией палеозойско-триасовых офиолитов Корякского хребта в ходе преобразования океанической коры в кору переходного типа.

Алькатваамские офиолиты обнажаются только на правом берегу р. Хатырки в виде Четкинвямского серпентинитового меланжа, вскрывающегося в ядре антиформы. Меланж находится в основании туфо-терригенного разреза Алькатваамского структурно-формационного комплекса (J_2 — P_1), который по составу не может рассматриваться как офиолитовый. Меланж состоит из глыб вулканогенно-кремнистых (P_2 — T) и туфо-терригенных (в основ-

ном, верхнеюрских) пород, заключенных в серпентинитовый матрикс. Встречаются также глыбы серпентинизированных гарцбургитов, оливиновых пироксенитов, габбро, плагногранитов, амфиболитов, эклогитоподобных пород, серицит-хлоритовых сланцев.

Майницкие офиолиты — это в основном серпентинизированные гипербазиты, габброиды, перекрытые мощной толщей базальтов, яшм и граувак (J_2 — K_1). Около четверти площади выходов пород Майницкого комплекса занимают серпентинитовые меланжи. На юге они (Россомашинский, Рыттыльский, Иомраутский) маркируют структурный раздел между Майницким и Алькатваамским комплексами. Состав глыб: породы палеозойско-триасовой офиолитовой ассоциации (кремнистые породы с линзами известняков, песчаники, спилиты), а также яшмы, базальты, граувакки (J_2 — K_1), различные амфиболовые габброиды, плагнограниты и в небольшом количестве гипербазиты. Все породы интенсивно катаклазированы. Размер глыб в основном около 50—100 м, но иногда достигает первых километров. Количество серпентинитового матрикса составляет 10—30% от объема меланжа.

Меланжи центральной части Майницкого комплекса (Чирыйнайский, Эльгеваямский, Ягельный) обнажаются в ядрах крупных анти-

формных структур, часто запрокинутых к югу. В составе глыб здесь более заметную роль играют различные габброиды и гипербазиты. Количество серпентинитового матрикса в отдельных меланжах (Ягельный) достигает 50—80%. В зонах меланжа или непосредственно на вулканогенно-граувакковой толще (J_3-K_1) в виде крупных тектонических останков находятся гипербазитовые массивы гор: Чирынай, Красная и Средняя. Они сложены преимущественно дунитами и гарцбургитами со шпирово-такситовой текстурой.

В северной части Майницкого комплекса есть существенно лерцолитовая пластина (Тамватнейский массив), надвинутая в северном направлении на верхнемеловые терригенные отложения.

Так как породы Майницкой офиолитовой ассоциации раздроблены и перемежаются с серпентинитовыми меланжами, то восстанавливаемый нами разрез является сводным. Лерцолиты с подчиненным количеством дунитов и гарцбургитов практически целиком слагают Тамватнейский массив. По текстурным особенностям гипербазиты подразделяются на массивные и полосчатые. Полосчатость образована чередованием существенно пироксеновых и оливковых полос шириной от 1 мм до 1 см. Переходы между гарцбургитами и лерцолитами постепенные. Дуниты встречаются среди полосчатых перидотитов в виде шпировидных обособлений. В ряде мест гипербазиты рассечены жилами пироксенитов и пегматоидных габбро, а также перекрыты офиловыми габброидами, диабазами и вулканогенно-терригенными отложениями. По гео- и петрохимическим данным (распределению редкоземельных элементов (РЗЭ) и составу пироксенов и хромшпинелидов) лерцолиты могут рассматриваться как сравнительно слабо истощенный мантийный материал [8].

Породы дунит-гарцбургитовой ассоциации слагают массивы гор Чирынай, Красная, Средняя, а также повсеместно в виде небольших глыб встречаются в меланжах. Наблюдается полосчатость, обусловленная чередованием гарцбургитовых и дунитовых слоев, а также полос хромшпинелидов. Массивы пронизаны многочисленными жилами пироксенитов. Мощность гипербазитов до 1 км.

Габброиды, в основном габбро-нориты и амфиболовые габбро, часто с флазер-текстурами, находятся в виде крупных массивов (горы Серая, Кекуры и др.) в майницких серпентинитовых меланжах. Переслаивание с перидотитами с образованием полосчатых серий нехарактерно, хотя в ряде мест (юг Чирынайских гор, Мало-Научирынайский массив) такие соотношения имеются. Мощность габброидов 200—500 м.

Вулканогенно-яшмово-граувакковые отложения (J_3-K_1) в низах разреза представлены базальтами, чередующимися с яшмами, в остальной части — мощными граувакковыми песчаниками. Базальты — это толеиты с низким содержанием щелочей и других литофильных элементов. По распределению РЗЭ они комагматичны габброидам [8]. Мощность отложений до 2 км.

Таким образом, мы видим явные различия в возрасте образования и наборе пород Эконайской и Майницкой офиолитовых ассоциаций и отсутствие «своих» офиолитов в Алякватваамском комплексе, что объясняется при рассмотрении истории формирования структур Корякского хребта, которая представляется нам в следующем виде. В позднем палеозое — триасе на территории Корякского хребта существовал бассейн, дном которого служила кора океанического типа. В конце триаса тектоническая обстановка изменилась. Внедрились многочисленные дайкообразные и пластовые тела плагиогранитного состава. Океаническая кора приобрела черты коры переходного типа, а затем в предподнеюрское время подверглась деформации, сопровождавшейся процессом расслоения коры и дифференцированного смещения обособившихся элементов. Тем самым сформировалась подвижная система типа «фронтальное поднятие — тыловой раздвиг» [13]. В зоне раздвиг на раздробленной верхнепалеозойско-триасовой коре и мантийных гипербазитах зажились соответственно Алякватваамский и Майницкий прогибы, существовавшие до позднего мела. В области сжатия, на юге (фронтальное поднятие), были тектонически «перетасованы» Эконайские офиолиты. В дальнейшем основные этапы сжатия имели место в предмаастрихтское и предэоценовое время, когда и были смещены все выделяемые структурно-формационные комплексы (в том числе и офиолиты) Корякского хребта.

Структуры Корякского хребта по геолого-геофизическим данным продолжают к востоку в акваторию Берингова моря и далее на Аляску, где также имеются офиолиты [1, 25]. Хотя структуры Корякского хребта близки структурам только Юго-Западной Аляски [4, 5], для полноты картины мы рассмотрим офиолиты всей Аляски и сопоставим их с Корякскими.

АЛЯСКА

Аляска — это сложно построенная горная область с разновозрастной континентальной корой (рис. 2). На севере (район прогиба Колвил) и на востоке (район поднятия Юкон-Тана-на) континентальная кора была сформирована

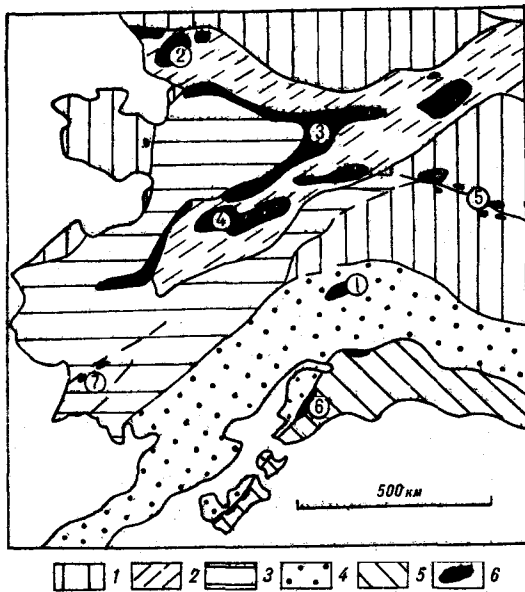


Рис. 2. Тектоническая схема Аляски.

1 — область континентальной коры докембрийского возраста; 2 — докембрийская континентальная кора, тектонически переработанная в мезозое; 3 — область раскрытия докембрийской коры с формированием новообразованной континентальной коры к началу позднего мела; 4 — область с мезозойской континентальной корой; 5 — область с формирующейся континентальной корой, гранитно-метаморфический слой поздне мелового возраста; 6 — офиолитовые покровы. Цифрами показаны офиолиты: 1 — район Верхняя Чулитна, 2 — хр. Брукса, 3 — прогиб Юков-Кюкук, 4 — поднятие Рампарт, 5 — район разлома Тинтина, 6 — район залива Аляска, 7 — район Гуднюс.

к началу палеозоя. В западной и юго-западной частях Аляски она сформировалась к началу позднего мела. Большинство выходов пород офиолитовой ассоциации среднепалеозойского триасового возраста пространственно приурочено к области раскрытия допалеозойской континентальной коры с формированием новообразованной континентальной коры к началу позднего мела. В центральной части Южной Аляски континентальная кора сформировалась в меловое время. Выходы офиолитов имеются в центральной и восточной частях Аляскинского хребта. В прибрежной области залива Аляска зрелая континентальная кора еще не сформировалась, хотя к палеогену здесь уже существовал гранитно-метаморфический слой.

До настоящего времени в литературе нет обобщающих сводок по офиолитам Аляски. Наиболее полно описанными можно считать только офиолиты Северной и Западной Аляски.

Самые древние средне- и верхнепалеозойские офиолиты вскрываются в Центральной Аляске в районе *Верхняя Чулитна*. Район находится на юго-востоке хр. Аляска на расстоянии около 200 км к северу от г. Анкоридж и в 20—25 км к югу от разлома Денали. Здесь выделяется несколько дискретных аллохтонных комплексов палеозойско-мезозойского возраста. Каждый из них обладает своим разрезом и от-

делен от соседних разрывными нарушениями. Самая нижняя пластина — верхнедевонско-нижнекаменноугольные офиолиты [16, 22].

Система покровных пластин разбита разломами и смята в обширную синформу, запрокинутую к юго-востоку. Северо-западное и юго-восточное крылья рассечены крутопадающими разломами. Ширина синформы более 50 км. Северо-западное крыло тектонически перекрывает нижнемеловые флишевые толщи, юго-восточное — кремнистые породы и аргиллиты верхней юры. Гравиметрические данные свидетельствуют об отсутствии под офиолитами района Верхняя Чулитна плотных пород.

Породы офиолитовой ассоциации представлены блоками серпентинизированных гипербазитов, габброидов, базальтов и слоистых кремнистых пород. Среди блоков нет каких-либо неофиолитовых пород. Наиболее распространенный тип пород в офиолитах — сильно рассланцованные серпентиниты. Они встречаются в виде отдельных тел, вытянутых параллельно зоне разломов Верхняя Чулитна. Наиболее крупные массивы достигают размера $7 \times 1,5$ км. Более мелкие массивы разбросаны по всему поясу. К серпентинитам пространственно тяготеют тектонические блоки габбро, иногда с кумулятивными текстурами, диабазы. В габброидах встречается ксеноморфный серпентинизированный оливин.

Все перечисленные породы перекрываются и местами перемешаны с толщей, в которой в почти равных количествах находятся подушечные базальты, яшмы и кремнистые аргиллиты. В кремнистых породах найдены радиолярии: *Eptactinosphaera aitpaiensis* (Nazarov) и конодонты: *Polygnathus* cf., *R. glaber* Ulrich et Bassler и др. позднедевонского возраста [16]. Кроме того, имеются спикулы губок и конодонты раннекаменноугольного возраста. Мощность офиолитов около 500 м.

Офиолиты тектонически перекрываются вулканогенными конгломератами с обломками кремнистых пород, радиоляритами, терригенным флишем и известняками с фаунистическими остатками пермско-раннетриасового возраста мощностью около 1 км. В породах отсутствует континентальный обломочный материал, и поэтому они рассматриваются как серии, накопившиеся на внешнем склоне островной дуги. По мнению Д. Джонса [22], покровы (включая и офиолитовые) района Верхняя Чулитна были перемещены с юга на рубеже раннего и позднего мела, хотя, возможно, подвижки имели место и раньше, а корневая область покровов располагалась где-то под аллохтоном провинции Врангелия.

Породы офиолитовой ассоциации с возрастным диапазоном карбон-триас распространены наиболее широко в Северной и Западной Аля-

ске вдоль трех отдельных, но возможно генетически связанных поясов: Брукс, Юкон-Коюк и Рампарт [29].

Хребет Брукса — это широкое меловое поднятие, простирающееся в Северной Аляске от границы Юкона до Чукотского моря. Северная часть хребта представляет собой падающий к югу покровно-чешуйчатый пакет палеозойских морских отложений. Южная часть хребта сложена палеозойскими и, возможно, докембрийскими метаморфизованными осадочными породами, прорванными рядом крупных гранитоидных плутонов мелового возраста [15].

Пояс офиолитов хр. Брукса простирается от Чукотского моря до 142° в. д. на расстояние около 350 км, размер выходов офиолитов от 1—10 до 3000 км² [29, 30]. Офиолиты представляют собой реликты покровных пластин, смятых в синформные складки с северной вергентностью [27], залегающие на пакете девонско-нижнемеловых покровов (6 пластин). Крупные блоки девонских карбонатных пород в виде клиньев в зоне контакта или в виде меланжа иногда встречаются между основной поверхностью надвига и офиолитовыми покровами. Состав офиолитов: вулканогенно-кремнистые породы, кумулятивные габбро и прочие гипербазиты. Дуниты встречены лишь в виде шлифов.

Вулканогенно-кремнистые породы составляют около 50% объема офиолитового комплекса. Они залегают в нижних частях останцов покровов. Это потоки базальтов мощностью 1—30 м, иногда разделенные прослоями красных и черных кремнистых пород. Общая мощность вулканогенно-кремнистых пород 0,5—1 км. В крупных массивах упомянутые породы тектонически перекрыты габброидами и серпентинизированными гипербазитами с полосчатой текстурой, но имеются и габбро-нориты, анортзиты, роговообманковые габбро. Вниз по разрезу габбро переходят в богатые оливином перидотиты с хромитом в слоях мощностью 1—50 мм. Зона мощностью около 100 м на контакте габбро и перидотитов содержит чередующиеся габбро и перидотиты. Полосчатость, как правило, дискордантна к поверхностям тектонических нарушений.

Субвертикальные базальтовые дайки мощностью 2—50 см в виде серии параллельных тел имеются в габброидах и рассматриваются как основание дайкового комплекса. Возраст офиолитов из-за отсутствия хороших фаунистических остатков определяется только в широком интервале поздний девон — ранний мел. Калий-аргоновые определения возраста по роговой обманке из габброидов дают разброс от раннего карбона до ранней юры.

Офиолиты пояса *Рампарт* встречаются также в виде синформных останцов на породах поднятия Руби, которое представляет собой уз-

кую меловую антиклиналь, простирающуюся от южного края хр. Брукса в юго-западном направлении через Центральную Аляску до дельты рек Юкон и Кукоквим. Ядро поднятия сложено метаморфизованными осадочными породами докембрийского и палеозойского возраста, прорванными меловыми гранитными интрузиями. С юго-востока пояс окаймляют неметаморфизованные палеозойские миогеосинклинальные отложения. Состав офиолитов пояса Рампарт и их структурное положение аналогичны офиолитам хр. Брукса [29]. Возраст вулканогенно-кремнистых пород здесь устанавливается более определенно по фаунистическим остаткам как раннекаменноугольно-пермский.

Район *Юкон-Коюк* — это меловый прогиб, заполненный вулканическими и вулканогенно-осадочными породами мелового возраста и прорванный верхнемеловыми гранитоидами [28]. Офиолиты прослеживаются узким непрерывным поясом вдоль северной окраины прогиба на расстояние около 500 км и вдоль юго-восточной окраины на расстояние 400 км. Отдельные выходы имеются в восточной части п-ова Сьюард.

Офиолиты пояса Юкон-Коюк — это пластинообразные тела, погружающиеся с углами падения $10-80^{\circ}$ под меловые породы прогиба. Тектонический контакт между офиолитами и докембрийско-палеозойскими породами представляет собой зону, в которой офиолиты и метаморфические породы тектонически перемешаны. Так же как и в хр. Брукса, здесь на вулканогенно-кремнистой пластине лежит габбро-гипербазитовая. Мощность нижней пластины 2 км, верхней — 1,5 км. Определения брахиопод, кораллов и фораминифер дают раннекаменноугольно-пермский возраст. Имеются и экзотические блоки известняков с девонской фауной.

Таким образом, во всех трех поясах есть все главные элементы офиолитов: серпентинизированные дуниты, перидотиты, полосчатые габбро, подушечные базальты и кремнистые породы. Породы дайкового комплекса описаны в хр. Брукса. Интерес представляет то, что в каждом из поясов габбро-гипербазитовая и вулканогенно-кремнистая части образуют независимые пластины, причем габбро-гипербазитовая пластина лежит на вулканогенно-кремнистой. Возраст офиолитов достоверно устанавливается как каменноугольно-пермский.

Пояс офиолитов Юкон-Коюк рассматривается как корневая зона офиолитов хр. Брукса и пояса Рампарт. По мнению В. Паттона [29], это, видимо, внутриконтинентальная рифтовая структура, существовавшая в раннем карбоне — перми (возможно, в триасе), претерпевшая сжатие в поздней юре — раннем меле, в результате чего офиолиты были вытеснены

на оба борта рифта. И. Тейлор [29] считает, что это была линейная океаническая структура типа активной континентальной окраины в позднем палеозое — раннем мелу южнее Северо-Американской плиты. Она являлась восточным продолжением хр. Брукса. Изгиб структуры имел место в позднем мелу.

Верхнепалеозойские и триасовые офиолиты с менее ясным структурным положением и историей формирования встречаются на *Восточной Аляске*, между разломами Денали и Тинтина, продолжаясь в Канаду. Здесь они представлены серпентинизированными бескорневыми телами ультрабазитов размером 1—41 км², кремнистых пород, граувакк, базальтоидов [49, 24]. Все эти породы там, где это удается наблюдать, залегают на метаморфизованных в амфиболитовой фации толщах нижнего — среднего палеозоя. Общая длина пояса около 550 км. Юго-восточное продолжение этого пояса в Канаде описано Д. Темпелман-Клютом [31] как дислоцированные офиолиты.

Ультрабазиты — серпентинизированные гарцбургиты и дуниты, это массивные породы с сегрегациями клинопироксена. Зерна оливина гранулированы. Контакты с другими породами тектонические. Имеются останцы покровов, сложенные базальтами, переслаивающимися с кремнистыми породами. В последних найдены конодонты: *Streptognathus* sp., *Neogondonella xaniognathus* sp., и радиолярии из группы: *Ragonaella* sp. и др. среднего карбона — нижней перми [19].

Вероятно, выведение офиолитов на поверхность связано с разломом Тинтина. Это — шовная зона между двумя континентальными массами, вдоль которой происходило выжимание материала океанической коры при сближении континентальных блоков. В ходе более поздних региональных деформаций офиолиты, лежавшие в виде аллохтона на континентальной коре, были раздроблены. Достоверные данные о времени тектонических движений отсутствуют. На юго-восточном продолжении этого пояса (в Канаде) покровообразование шло в раннем мелу [31].

Юрско-меловые офиолиты протягиваются узкой полосой длиной около 1700 км, вдоль *Тихоокеанского побережья Аляски*, а также встречаются в районе *Гудньюс* (см. рис. 2). Они раздроблены и превращены в меланж [7, 24, 30].

К юго-востоку от о. Шумагина на побережье *залива Аляска* выделены комплекс Уяк и его возрастной и формационный аналог — комплекс Мак Хью. Это хаотичная ассоциация слабо метаморфизованных обломочных осадочных и вулканических пород, которая иногда является матриксом между изометричными блоками и обломками мраморов, кремнистых пород, ба-

зальтов, габброидов, ультрабазитов [17, 18, 26]. Вдоль северо-западного края комплекса Уяк протягивается полоса разрозненных выходов сланцев Кодьяк-Селдовия. Это в основном голубые сланцы с раннеюрским возрастом метаморфизма (калий-аргоновые определения). Сланцы и комплекс Уяк тектонически перекрываются вулканическими породами поздне триасового возраста (формация Шуяк). Местами вдоль контакта расположены интрузии диоритов раннеюрского возраста. На юге комплекс Уяк надвинут на флишоподобные отложения поздне мелового возраста (группа Валдез). Интенсивная деформация комплекса Уяк уничтожила структурную последовательность и перемешала породы разного состава.

Габброиды и ультрабазиты встречаются в виде блоков размером до 1 км² в основном в северо-западной части выходов комплекса и составляют около 6% состава его пород. Здесь есть полосчатые габбро, клинопироксениты, дуниты и плагиоклазовые перидотиты. Гарцбургиты и породы дайкового комплекса отсутствуют. Края блоков серпентинизированы. Особенности современного положения и минералогического состава этих пород позволяют интерпретировать их в качестве фрагментов расчлененной океанической коры.

Зеленокаменно-измененные основные эффузивы встречаются также в виде тектонических блоков протяженностью в десятки и сотни метров. По объему они составляют около 20% пород комплекса. Подушечные эффузивы с тонкими хлоритовыми межподушечными прослоями наиболее типичны; массивные эффузивы встречаются редко. Они частично превращены в массу, состоящую из хлорита, альбита, пумпеллита и кальцита, но реликты фенокристаллов плагиоклаза и клинопироксена иногда обнаруживаются. Текстуры быстрого охлаждения, вариолитовые структуры и отсутствие миндалин говорят о глубоководности района излияния базальтов. Эффузивы по геохимическим данным соответствуют базальтам океанического дна.

Мелкие тектонические блоки ритмично-слоистых радиоляритов составляют около 2% объема пород комплекса. Стратиграфические контакты между радиоляритами и подстилающими их подушечными базальтами встречаются только в нескольких местах. Радиоляриты состоят из искривленных кремнистых слоев мощностью 2—7 см, разделенных глинистыми прослоями. В большом количестве имеются замеченные кварцем скелеты радиолярий различной сохранности [23]: *Archaeodictyomitra* sp. — J₃—K₁; *Parvicingula boesii*, *Thanarla conica*, *Archaeodictyomitra* cf. *A. vulgaris* — K_{1v}; *Parvicingula*?, *Pseudodictyomitra*? — K_{1v} — ap? Определены также населярии, возможно, палео-

зойского возраста. В породах наблюдается осадочная градационная и косая слоистость. Их образование связывается с переотложением турбидитными течениями. Отсутствует вулканомиктовый или терригенный кластический материал. Около 45% объема комплекса составляют серые кремнистые породы, аргиллиты и зеленые туфы. Они сильно деформированы. Более компетентные кремнистые слои смяты в складки, будинированы и рассланцованы. Практически полностью отсутствуют радиолярии.

Известняки встречаются в виде блоков в серых кремнистых породах и составляют около 1% пород комплекса. Для них характерны фораминиферы пермского возраста. Известны также находки губок поздне триасового облика.

Массивные и тонкослоистые песчаники и аргиллиты составляют около 20% пород комплекса Уяк. Это тектонические блоки разного размера. В песчаниках имеются обломки радиоляритов и базальтов. Терригенные породы претерпели метаморфизм пренит-пумпеллитовой фации в условиях $T = 200-350^{\circ}$, $P = 3-5$ кбар. Метаморфизм сопровождал процесс тектонической деформации комплекса.

По-видимому, габброиды, гипербазиты, основные эффузивы и кремнистые породы с линзами известняков представляли собой океаническую кору позднепалеозойско-триасового возраста, которая была раздроблена и в виде блоков сохранилась в новообразованном верхнеюрско-нижнемеловом бассейне. Второй этап деформаций, меланжирования и надвигания на турбидиты верхнего мела имел место на рубеже мезозоя и кайнозоя [26].

В районе Гудньос (Юго-Западная Аляска) офиолиты позднеюрско-раннемелового возраста являются частью сильно деформированного комплекса Гемук [20], который простирается на север и северо-восток от мыса Невенхэм вдоль юго-восточного края аллохтонной пластины докембрийских гнейсов и сланцев. Вулканические и осадочные породы пояса имеют палеозойско-триасовый возраст и перекрыты на северо-востоке граувакками, алевролитами и туфами юрско-раннемелового возраста. Пояс включает многочисленные изолированные тектонические блоки серпентинизированных гипербазитов, полосчатых габбро, подушечных лав, зеленых сланцев, плагиогранитов. Природа их недостаточно ясна. Возможно, офиолиты являются реликтами древней шовной зоны между континентальными блоками.

Таким образом, офиолиты Аляски по возрасту подразделяются на палеозойско-триасовые (P_2-T) и юрско-меловые (J_3-K_1) с незначительными вариациями возрастного диапазона, что может быть обусловлено недостаточными палеонтологическими данными. Офиолиты па-

леозойско-триасового возраста встречаются практически только в областях с континентальной корой. Существенных различий в наборе пород офиолитовой ассоциации между пространственно разобщенными выходами офиолитов этого возраста не наблюдается. Имеются отличия в структурном положении и характере тектонической переработки. Наиболее полно представлены офиолиты Северной и Северо-Западной Аляски (хр. Брукса, поднятие Рампарт, прогиб Юкон-Коюкук). Это сравнительно крупные останцы тектонических покровов. Офиолиты центральной части хр. Аляска (район Верхняя Чулитна) превращены в меланж.

Верхнеюрско-нижнемеловые офиолиты приурочены к области, где континентальная кора еще не сформировалась. Для них характерна интенсивная тектоническая переработка (представлена меланжами). Среди глыб в меланжах присутствуют фрагменты палеозойско-триасовых офиолитов.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ОФИОЛИТОВ КОРЯКСКОГО ХРЕБТА И АЛЯСКИ

Поскольку по офиолитам Аляски опубликованный геохимический материал практически полностью отсутствует, сопоставить офиолиты Корякского хребта и Аляски можно только по следующим критериям: а) структурному положению, б) литолого-петрографическому составу, в) возрасту.

Хотя Корякский хребет значительно меньше по площади, чем Аляска, офиолиты в нем представлены полнее. Легко видеть, что офиолиты, сходные по структурному положению с офиолитами Корякского хребта, имеются лишь на юге Аляски. В обоих регионах выделяются палеозойско-триасовые и молодые позднеюрско-меловые офиолиты. Офиолиты Северной и Северо-Западной Аляски представляли собой новообразованную палеозойско-триасовую кору в области растяжения докембрийской континентальной коры, т. е. являются рифтогенными. Сжатие рифтовой структуры имело место в поздней юре — раннем мелу. В настоящее время офиолиты в виде покровов залегают на континентальных блоках.

В Корякском хребте имеются офиолитовые покровы близкого возраста (P_2-T , Эконайский структурно-формационный комплекс), но структурное положение их резко отлично. Они не являются рифтогенными и везде залегают в виде покровов на областях с несформировавшейся континентальной корой. Характерно то, что в Корякском хребте покровы, сложенные офиолитами палеозойско-триасового возраста, двигались с севера на юг, в сторону современ-

ного Берингова моря, в то время как в Северной Аляске покровы выжаты и на север, и на юг от предполагаемой оси рифтовой структуры.

По петрографическому составу офиолиты Северной Аляски практически ничем не отличаются от Эконайских офиолитов Корякии. И здесь, и там имеются элементы дунит-перидотитового и дайкового комплексов, наиболее полно представлены полосчатый (габбро-гипербазитовый) и вулканогенно-кремнистый комплексы. Даже во внутренней структуре офиолитовых покровов имеется сходство. Офиолиты отчетливо расслоены на ряд покровных пластин. В Корякии 3—4 таких пластины, в районе хр. Брукса — 2 офиолитовые пластины и несколько неофиолитовых, причем смещение их было дифференцированным: сначала смещались верхние пластины, а затем нижние, в результате чего офиолитовый разрез в настоящее время представлен хаотичным чередованием покровных пластин (юго-запад Эконайского комплекса и район хр. Брукса). Этот процесс, видимо, не носил универсального характера, так как на остальной территории распространения пород Эконайского структурно-формационного комплекса первичная последовательность пластин сохранилась.

Сходство в возрасте масс океанической коры в Корякском хребте и на севере Аляски (поздний палеозой — триас) свидетельствует о наличии в это время в северном секторе Тихоокеанского пояса ряда бассейнов со сходной, судя по литолого-формационному составу пород и фауне, обстановкой осадконакопления.

На юге Корякского хребта и на севере Аляски в поздней юре начали преобладать процессы сжатия, которые фиксируются по появлению микститов (Корякия) и по радиологическим датировкам и структурным соотношениям (Аляска). Образование офиолитовых покровов на Аляске закончилось к началу позднего мела, на юге Корякии этот процесс шел до сантона включительно.

Молодые офиолиты позднеюрско-раннемелового возраста на Аляске занимают структурное положение, очень близкое с таковым в Корякии. На Аляске это сравнительно узкая зона меланжированных пород, включая и офиолитовые. По формационному выполнению она может быть сопоставлена с Майницким струк-

турно-формационным комплексом Корякии [4, 5]. И тут, и там набор пород одинаков, отличие проявляется в количественных соотношениях между отдельными типами пород (на Аляске меньше выходов габброидов и гипербазитов) и в степени деформации. На Аляске имеет место единая меланжированная масса практически без матрикса. Для Майницкого комплекса характерны отдельные, хотя и широкие полосы серпентинитового меланжа. Среди глыб в меланже встречаются обломки океанической коры (яшмы, кремнистые породы с линзами известняков) с фауной позднепалеозойско-триасового возраста. Для Корякии это имеет принципиальное значение и подтверждает вывод о том, что Майницкий бассейн в позднеюрско-меловое время был структурой растяжения коры переходного типа и являлся корневой зоной офиолитовых покровов палеозойско-триасового возраста*. Для Аляски нельзя сделать такой однозначный вывод, но сам факт присутствия обломков офиолитов этого возраста в верхнеюрско-нижнемеловой толще говорит о сходстве рассматриваемых структур. Верхнеюрско-нижнемеловые офиолиты в районе залива Аляска надвинуты на меловые туфогерригенные отложения, сопоставимые с породами Алькатваамского комплекса (те же соотношения, что и в Корякском хребте).

Таким образом, при сравнении офиолитов Аляски и Корякского хребта устанавливается общность эпох офиолитообразования, что позволяет подойти к палеотектоническим реконструкциям, прежде всего к выявлению областей с океаническим или близким к нему типом земной коры. С другой стороны, проведенное сравнение показывает, что офиолиты при океанических зонах, сформировавшиеся в самой ранней стадии преобразования океанической коры в континентальную, и офиолиты внутриматериковых рифтогенных структур петрографически и по строению практически могут быть неотличимыми. Это следует учитывать при попытках выяснения условий офиолитообразования. Вполне вероятно, однако, что петрохимические и геохимические данные выявят соответствующие различия.

* В восточной Арктике (район котловины Бофорта), начиная с поздней юры, также преобладали процессы растяжения [10].

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев С. И., Ржевский Н. Н. и др. Тектонические особенности западной части Берингова моря по геофизическим данным. — В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Вып. 2. Л., НИИГА, 1976.
2. Аристов В. А., Брагин Н. Ю. Триас в вулканогенно-кремнистых образованиях Корякского нагорья. — ДАН СССР, 1980, т. 254, № 6.
3. Аристов В. А., Брагин Н. Ю. и др. О возрасте вулканогенно-кремнистых формаций Корякского хребта. — ДАН СССР, 1982, т. 265, № 1.
4. Зинкевич В. П., Казимиров А. Д., Пейве А. А. О структурных связях Восточной Корякии и Юго-Западной Аляски. — ДАН СССР, 1982, т. 262, № 2.
5. Зинкевич В. П., Казимиров А. Д., Пейве А. А. Тек-

- тоника континентального обрамления Берингова моря.— Геотектоника, 1983, № 6.
6. Марков М. С., Некрасов Г. Е., Паланджян С. А. Офиолиты и меланократовый фундамент Корякского нагорья.— В кн.: Очерки тектоники корякского нагорья. М.: Наука, 1982.
 7. Мур Дж. Древняя континентальная окраина Аляски.— В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 3. М.: Мир, 1979.
 8. Пейве А. А. Строеие и структурное положение офиолитов Корякского хребта. Автореф. канд. дис. М., 1982.
 9. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
 10. Пушаровский Ю. М. Тектоника Северного Ледовитого океана.— Геотектоника, 1986, № 3.
 11. Руженцев С. В., Бялбожеский С. Г. и др. Тектонические покровы и палинспастика Корякского хребта.— В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979.
 12. Руженцев С. В., Бялбожеский С. Г. и др. Тектоника Корякского хребта.— В кн.: Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982.
 13. Руженцев С. В., Соколов С. Д. Схема фронтальный надвиг — тыловой раздвиг как показатель абсолютного смещения поверхностных блоков литосферы (Корякский хребет).— В кн.: Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980 (Тр. ГИН АН СССР, вып. 343).
 14. Тектоника континентальных окраин Северо-Запада Тихого океана. М.: Наука, 1980.
 15. Churkin M., Nokleberg W. J., Huie C. Collision — deformed Paleozoic continental margin, western Brooks Range, Alaska.— Geology, 1979, v. 7, N 8.
 16. Clark A. L. S., Clark S. H. B., Hawley C. C. Significance of upper Paleozoic oceanic crust in the Upper Chulitna district, West — Central Alaska Range.— U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1972, N 800 — C.
 17. Clark S. H. B. The McHugh complex of South — Central Alaska.— Geol. Surv. Bull., 1973, N 1372 — D.
 18. Connely W. Uyak Complex, Kodiak island, Alaska: a cretaceous subduction complex.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1978, v. 89, N 5.
 19. Foster H. L., Keith T. E. C. Ultramafic rocks of the Eagle quadrangle, East — Central Alaska.— J. Research U. S. Geol. Surv., 1974, v. 2, N 6.
 20. Hoare J. M., Coonrad W. L. New geological map of the Goodnews-Hagemester island quadrangle region, Alaska.— In: U. S. Geol. Surv. in Alaska — Accomplishments during 1977: U. S. Geol. Surv. Circ 772 — B, 1978.
 21. Jones D. L., Blake M. C. et al. Distribution and character of upper mesozoic subduction complexes along the west coast of North America.— Tectonophysics, 1978, v. 47, N 3/4.
 22. Jones D. L., Silberling N. I. et al. Age and structural significance of ophiolite and adjoining rocks in the Upper Chulitna district south — central Alaska.— U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1980, N 1121A.
 23. Karl S., Decker J., Jones D. L. Early cretaceous radiolarians from the McHugh complex, south — central Alaska.— In: U. S. Geol. Surv. in Alaska — Accomplishments during 1978: U. S. Geol. Surv. Circ. 804 — B, 1979.
 24. Keith T. E., Foster H. L. et al. Geology of alpine — type peridotite in the Mount Sorenson Area East — Central Alaska, 1981.
 25. Marlow M. S., Cooper A. K. Mesozoic and cenozoic structural trends under southern Bering sea shelf.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1980, v. 64, N 12.
 26. Moore C. J., Wheeler R. L. Structural fabric of a melange Kodiak Islands, Alaska.— Amer. J. Sci., 1978, v. 278, N 5.
 27. Nelson S. W., Nokleberg W. J. et al. Siniktanneyak mountain ophiolite.— In: U. S. Geol. Surv. Circ. 804 — B, 1979.
 28. Patton W. W. Reconnaissance geology of the northern Yukon — Koyukuk province, Alaska.— U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1973, N 774 — A.
 29. Patton W. W., Tailleux I. L. et al. Preliminary report on the ophiolites of Northern and Western Alaska.— In: North American ophiolites. Oregon: Department of Geology and Mineral Industries, 1977, Bull. 95.
 30. Plafker G., Jones D. L., Pessagno E. A. A Cretaceous accretionary flysh and melange terrane along the Gulf of Alaska margin.— In: Alaska — Accomplishments during 1976: U. S. Geol. Surv. Circ. 751 — B, 1977.
 31. Tempelman-Kluit D. J. Transported cataclasite, ophiolite and granodiorite in Yukon: evidence of arc — continental collision.— Pap. Geol. Surv. Can., 1977, N 79 — 14.

ГИН АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
24 февраля 1983 г.

УДК 551.73/76.022.4 (571.642)

В. С. Рождественский

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ МЕЗОЗОЙСКО-ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
ВОСТОЧНО-САХАЛИНСКИХ ГОР

Рассмотрена история изучения литостратиграфии мезозойско-палеозойских образований Восточно-Сахалинских гор, расчленяемых на три серии: вальзинскую, набильскую и рымникскую. Сделан вывод о широком возрастном диапазоне, от палеозоя до альб-сеномана, формирования образований вальзинской и набильской серий. Набильская серия расчленена на четыре толщ: остринскую (поздний палеозой? — мезозой) — терригенно-кремнисто-вулканогенную; хойскую (мезозой) — терригенную; правонабильскую

(поздняя юра — ранний мел) — кремнисто-вулканогенную и лопатинскую (альб-сеноман) — терригенную. Приводится литостратиграфическое сопоставление мезозойско-палеозойских образований Восточно-Сахалинских гор с отложениями зон Хидака — Камуикотан на о. Хоккайдо. Изучение древнейших отложений Сахалина представляет интерес не только для разработки стратиграфических схем, но и для выяснения вопросов возникновения, развития и замыкания геосинклиналей на периферии Тихого океана.

Первые сведения по стратиграфии мезозойско-палеозойских отложений Восточно-Сахалинских гор получены в результате исследований Н. Н. Тихоновича и П. И. Полевого [27]. Мезозойско-палеозойские отложения были разделены ими на три пачки: нижнюю, представленную метаморфическими сланцами; среднюю, состоящую из яшм, известняков, туфов, эффузивов, туфопесчаников и глинистых сланцев, и верхнюю, сложенную глинистыми сланцами, песчаниками, известняками, яшмами и туфами. Проводя аналогию между этими образованиями и породами системы Титибу на о. Хонсю и Хидака на о. Хоккайдо, Н. Н. Тихонович и П. И. Полевой считали нижние пачки разреза палеозойскими. В то же время, отмечая отсутствие угловых несогласий между отложениями всех трех пачек и литологическое сходство верхней пачки с охарактеризованной фауной иноцерамов сенонскими слоями, они допускали возможность почти непрерывного геосинклинального накопления осадков, составляющих Восточно-Сахалинские горы в течение палеозойской и мезозойской эр. Предполагалось, что отложения всех трех пачек смяты в изоклинальные складки северо-западного простирания, опрокинутые на северо-восток.

Впоследствии нижняя пачка была названа И. Б. Плешаковым [16] вальзинской, средняя — набильской, а верхняя — рымникской сериями. И. Б. Плешаков пришел к выводу о блоковом строении Восточно-Сахалинских гор. Им впервые были описаны крупноглыбовые тектонические брекчии, выделяемые в настоящее время как меланж и олистостромы [18, 20].

В образованиях набильской серии И. Б. Плешаковым [16], а затем А. А. Капицей [10] были обнаружены позднепалеозойские фораминиферы. В 60-х гг. широкое распространение в геологической литературе получили представления о наличии в Восточно-Сахалинских горах срединного массива герцинской консолидации [1, 13, 22—24] или геоантиклинальной зоны, сложенной докембрийскими и палеозойскими породами [11].

В 1958—1963 гг. на территории Восточно-Сахалинских гор была проведена среднемасштабная (1:200 000) геологическая съемка (В. П. Ключев, Ю. М. Ковтунович, В. И. Савицкий, Д. Ф. Семенов, В. Т. Шейко, Ю. Н. Тарасевич, А. К. Салдугеев, В. П. Мытарев, Е. Д. Конюшков, А. А. Шуваев). Этими исследователями набильская серия была расчленена на две свиты: остринскую — кремнисто-вулканогенную и хойскую — терригенную [4]. По редким находкам в северной части района остатков рудист и кораллов [4, 12] обе свиты рассматривались как позднеюрско-раннемеловые. Повторить находки позднепалеозойской фауны в породах набильской серии не удалось, и прежние определения были признаны недоверенными, хотя Ю. М. Ковтуновичем [4] были обнаружены позднепалеозойские брахиоподы в тектонических блоках известняков, яшм, эффузивов и песчаников в поле развития метаморфических сланцев вальзинской серии. К палеозойским образованиям стали относить лишь метаморфические сланцы вальзинской серии (отдельные исследователи рассматривали их как докембрийские [15, 22, 24]) и отложе-

ния далдаганской серии, слагающие Таулан-Армуданскую гряду, район Онорской сопки и небольшой участок в северной части Западно-Сахалинских гор [4].

Изучение и сопоставление литолого-стратиграфических разрезов далдаганской и набильской серий, сделанные автором совместно с В. Г. Красновым и А. Н. Речкиным в ходе проведения объединением «Сахалингеология» крупномасштабных (1 : 50 000) геологических съемок и тематических исследований СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, показывают, что отложения набильской серии обладают громадной мощностью (свыше 12 тыс. м) и расчленяются на несколько кремнисто-вулканогенно-терригенных и терригенных толщ, охарактеризованных в нижней части разреза позднепалеозойскими, в средней — юрско-раннемеловыми, а в верхней — меловыми фаунистическими остатками. По литологическому составу и остаткам радиолярной верхней части набильской серии сопоставляется с далдаганской серией и побединской свитой (альб-сеноман) Западно-Сахалинских гор.

Определения микрофауны радиолярий в процессе этих работ были выполнены Л. И. Казинцовой, которой автор выражает свою признательность.

Уже при проведении среднемасштабных геологических съемок в Восточно-Сахалинских горах были описаны два резко различных типа (рис. 1) литолого-стратиграфических разрезов набильской серии [4].

В разрезах первого типа в центральной и южной частях Восточно-Сахалинских гор остринская свита сложена преимущественно граувакками и полевошпатовыми граувакками, алевролитами, глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами с редкими прослоями вулканогенно-кремнистого состава (спилиты, диабазы, яшмы, окремненные известняки) мощностью 50—100 м, реже до 300—450 м. Преобладают терригенные породы, в основном полевошпатовые граувакки и алевролиты, образующие пачки мощностью 500—600 м. В основании разреза залегает пачка песчаников с видимой мощностью свыше 800 м. Кремнисто-вулканогенные породы в разрезах этого типа не превышают 15—20%. Покровы основных эффузивов, сопровождаемые яшмами и тонким (5—10 см) переслаиванием яшм и известняков, прослеживаются по простиранию на 20—25 км и являются хорошими маркирующими горизонтами. Их картирование при крупномасштабной съемке позволило выявить сжатые изоклинальные складки, с размахом крыльев от 2—3 до 0,5—1 км, опрокинутые в северо-восточном направлении.

Терригенная толща с прослоями вулканогенно-кремнисто-известковых горизонтов (острин-

ская свита) перекрывается в бассейнах рек Острая и Хой толщей переслаивания песчаников и черных алевролитов (мощностью 800—1600 м) с градационной слоистостью, характерной для осадков мутьевых потоков (нижнехойская подсвита). Свойственные этой толще брекчии черных алевролитов с песчаным цементом располагаются в основании градационных ритмов и становятся особенно мощными (до 100 м) в верхней части толщи.

Толща песчаников и алевролитов постепенно сменяется толщей глинистых и кремнисто-глинистых сланцев и алевролитов с мергелистыми конкрециями и редкими прослоями песчаников, с линзами известняков, яшм, основных эффузивов и туфов (верхнехойская подсвита). Мощность глинисто-сланцевой пачки 650—1250 м. Подобные разрезы набильской серии описаны в южной и центральной частях Восточно-Сахалинских гор В. П. Ключевым, Д. Ф. Семеновым, Ю. В. Ковтуновичем, В. С. Рождественским, А. Н. Речкиным, В. В. Слудкевичем [4].

В разрезах второго типа толща, сопоставляемая ранее [4] с остринской свитой, сложена преимущественно вулканогенно-кремнистыми породами (спилиты, диабазы, базальтовые, андезитовые и андезито-базальтовые порфириты, кератофиры, туфо- и лавобрекчии, окремненные туфы, туфы и туфобрекчии с известковым цементом, яшмы, кремнистые сланцы, известняки) и залегает на глинисто-сланцевой толще.

В обоих типах разрезов описаны также трахибазальты, пикриты, меймечиты [2], но лишь в разрезах второго типа (в незначительном количестве) отмечены кератофиры, брекчии кератофиров, туфы кислого состава. Терригенные породы (обычно кремнистые туфоалевролиты, глинистые и кремнисто-глинистые сланцы) имеют в разрезах второго типа подчиненное значение и составляют не более 15—20% от полной мощности кремнисто-вулканогенной толщи. Вулканогенные породы залегают в виде гигантских линз, обладающих значительной мощностью (0,6—0,8 км), при небольшой (первые километры) протяженности.

Разрез кремнисто-вулканогенной толщи очень изменчив, но тем не менее толща неплохо прослеживается по простиранию. Мощность ее в северной части Восточно-Сахалинских гор превышает 2500 м, в южной части снижается до 600 м. В глыбовых включениях из рифогенных известняков средней части кремнисто-вулканогенной толщи, а также в линзах известняков из нижележащей глинисто-кремнисто-сланцевой толщи в северной части Восточно-Сахалинских гор были впервые обнаружены В. О. Савицким, а Е. В. Красновым определены шестилучевые кораллы *Thamnasteria* sp., *Calamophyllia* sp. и рудисты, позволяющие охарактеризовать

ния далдаганской серии, слагающие Таулан-Арумданскую гряду, район Оморской сопки и небольшой участок в северной части Западно-Сахалинских гор [4].

Изучение и сопоставление литолого-стратиграфических разрезов далдаганской и набильской серий, сделанные автором совместно с В. Г. Красновым и А. Н. Речкиным в ходе проведения объединением «Сахалингеология» крупномасштабных (1:50 000) геологических съемок и тематических исследований СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, показывают, что отложения набильской серии обладают громадной мощностью (свыше 12 тыс. м) и расчленяются на несколько кремнисто-вулканогенно-терригенных и терригенных толщ, охарактеризованных в нижней части разреза позднепалеозойскими, в средней — юрско-раннемеловыми, а в верхней — меловыми фаунистическими остатками. По литологическому составу и остаткам радиолярий верхняя часть набильской серии сопоставляется с далдаганской серией и побединской свитой (альб-сеноман) Западно-Сахалинских гор.

Определения микрофауны радиолярий в процессе этих работ были выполнены Л. И. Казинцовой, которой автор выражает свою признательность.

Уже при проведении среднемасштабных геологических съемок в Восточно-Сахалинских горах были описаны два резко различных типа (рис. 1) литолого-стратиграфических разрезов набильской серии [4].

В разрезах первого типа в центральной и южной частях Восточно-Сахалинских гор остринская свита сложена преимущественно граувакками и полевошпатовыми граувакками, алевролитами, глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами с редкими прослоями вулканогенно-кремнистого состава (спилиты, диабазы, яшмы, окремненные известняки) мощностью 50—100 м, реже до 300—450 м. Преобладают терригенные породы, в основном полевошпатовые граувакки и алевролиты, образующие пачку мощностью 500—600 м. В основании разреза залегает пачка песчаников с видимой мощностью свыше 800 м. Кремнисто-вулканогенные породы в разрезах этого типа не превышают 15—20%. Покровы основных эффузивов, сопровождаемые яшмами и тонким (5—10 см) переслаиванием яшм и известняков, прослеживаются по простиранию на 20—25 км и являются хорошими маркирующими горизонтами. Их картирование при крупномасштабной съемке позволило выявить сжатые изоклинальные складки, с размахом крыльев от 2—3 до 0,5—1 км, опрокинутые в северо-восточном направлении.

Терригенная толща с прослоями вулканогенно-кремнисто-известковых горизонтов (острин-

ская свита) перекрывается в бассейнах рек Острая и Хой толщей переслаивания песчаников и черных алевролитов (мощностью 800—1600 м) с градационной слоистостью, характерной для осадков мутьевых потоков (нижнехойская подсвита). Свойственные этой толще брекчии черных алевролитов с песчаным цементом располагаются в основании градационных ритмов и становятся особенно мощными (до 100 м) в верхней части толщи.

Толща песчаников и алевролитов постепенно сменяется толщей глинистых и кремнисто-глинистых сланцев и алевролитов с мергелистыми конкрециями и редкими прослоями песчаников, с линзами известняков, яшм, основных эффузивов и туфов (верхнехойская подсвита). Мощность глинисто-сланцевой пачки 650—1250 м. Подобные разрезы набильской серии описаны в южной и центральной частях Восточно-Сахалинских гор В. П. Ключевым, Д. Ф. Семеновым, Ю. В. Ковтуновичем, В. С. Рождественским, А. Н. Речкиным, В. В. Слодкевичем [4].

В разрезах второго типа толща, сопоставляемая ранее [4] с остринской свитой, сложена преимущественно вулканогенно-кремнистыми породами (спилиты, диабазы, базальтовые, андезитовые и андезито-базальтовые порфириты, кератофиры, туфо- и лавобрекчии, окремненные туфы, туфы и туфобрекчии с известковым цементом, яшмы, кремнистые сланцы, известняки) и залегает на глинисто-сланцевой толще.

В обоих типах разрезов описаны также трахибазальты, пикриты, меймечиты [2], но лишь в разрезах второго типа (в незначительном количестве) отмечены кератофиры, брекчии кератофиров, туфы кислого состава. Терригенные породы (обычно кремнистые туфоалевролиты, глинистые и кремнисто-глинистые сланцы) имеют в разрезах второго типа подчиненное значение и составляют не более 15—20% от полной мощности кремнисто-вулканогенной толщи. Вулканогенные породы залегают в виде гигантских линз, обладающих значительной мощностью (0,6—0,8 км), при небольшой (первые километры) протяженности.

Разрез кремнисто-вулканогенной толщи очень изменчив, но тем не менее толща неплохо прослеживается по простиранию. Мощность ее в северной части Восточно-Сахалинских гор превышает 2500 м, в южной части снижается до 600 м. В глыбовых включениях из рифогенных известняков средней части кремнисто-вулканогенной толщи, а также в линзах известняков из нижележащей глинисто-кремнисто-сланцевой толщи в северной части Восточно-Сахалинских гор были впервые обнаружены В. О. Савицким, а Е. В. Красновым определены шестилучевые кораллы *Thamnasteria* sp., *Calamophyllia* sp. и рудисты, позволяющие охарактеризовать

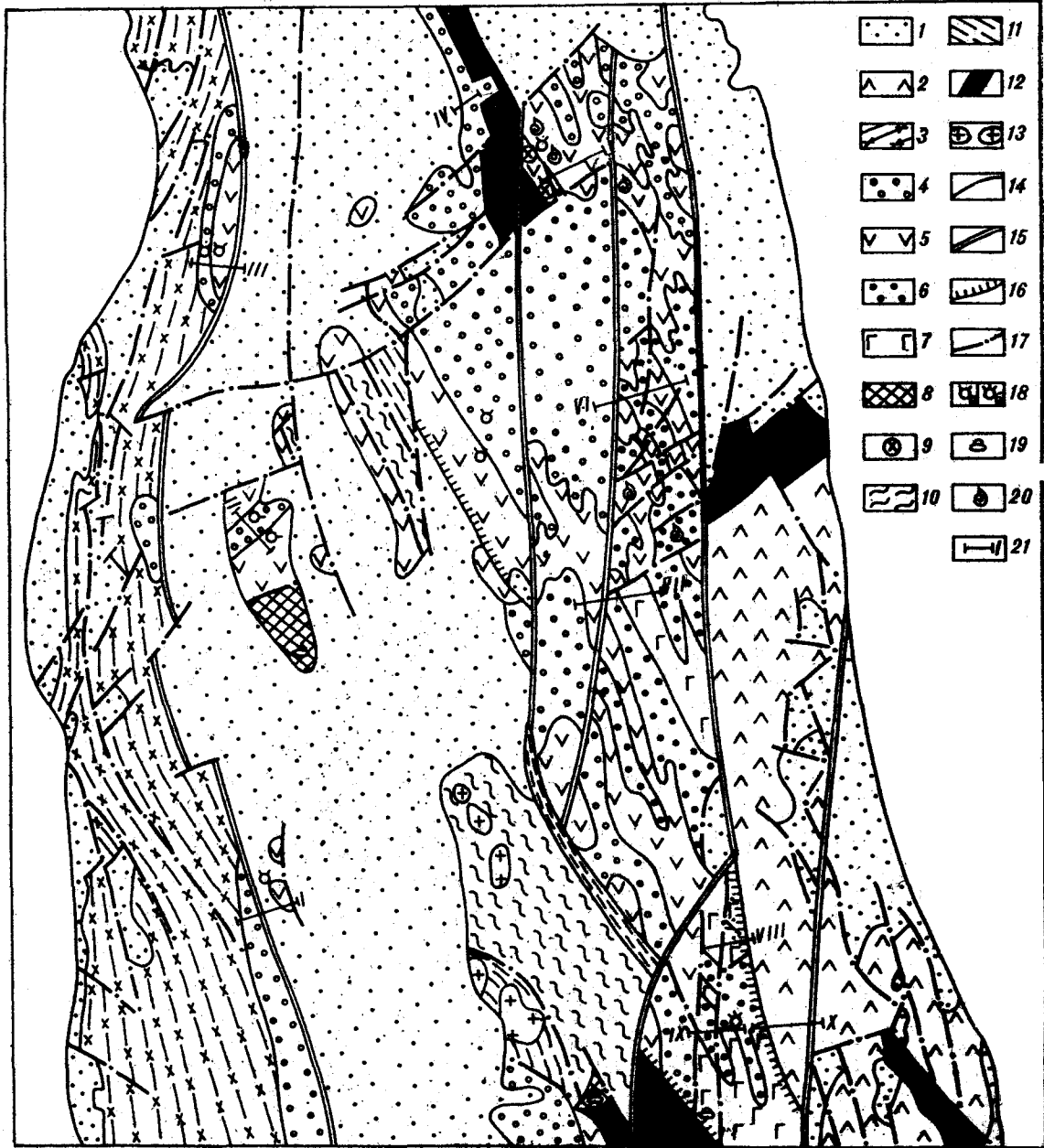


Рис. 1. Схематическая геологическая карта центральной части о. Сахалин.

1 — найзозойские отложения; 2 — верхнемеловые кремнисто-вулканогенно-терригенные отложения (рымниинская серия); 3 — верхнемеловые терригенные отложения; 4 — альб-сеноманские отложения (победийская свита, верхнедалдаганская толща, лопатинская толща); 5—10 — мезозойско-палеозойские отложения: 5 — правонабильская толща, 6 — хойская толща, 7 — остринская толща, 8 — палеозойские отложения, 9 — амфиболиты и зеленые сланцы в зоне мелан-

жа Набильского хребта, 10 — метаморфические сланцы (вальзинская серия); 11 — зоны рассланцевания вдоль контактов вальзинской и набильской серий; 12 — меланж, олигостромы; 13 — гранитоиды; 14 — стратиграфические контакты; 15 — крупные сдвиги и вбросо-сдвиги; 16 — надвиг; 17 — прочие разрывы; 18—20 — места сборов ископаемой фауны: 18 — радиоларии: а — меловые, б — юрско-меловые; 19 — позднепалеозойские фораминиферы и брахиоподы, 20 — позднеюрские — раннемеловые рудисты и кораллы; 21 — местоположение детально изученных разрезов мезозойско-палеозойских образований (см. рис. 3).

возраст вмещающих отложений как позднеюрско-раннемеловой [4, 12]. Впоследствии находки юрско-раннемеловой фауны из этой толщи в северной части Восточно-Сахалинских гор были неоднократно повторены [4].

Кремнисто-вулканогенная толща перекрывается толщей глинистых и кремнисто-глинистых

сланцев и алевролитов с редкими прослоями песчаников, линзами спилитов, вулканических брекчий, яшм и известняков. Мощность толщи глинисто-кремнистых сланцев свыше 2000 м. Глинисто-сланцевая толща в свою очередь сменяется толщей граувакковых и аркозых песчаников с прослоями туфов, туфопесчаников,

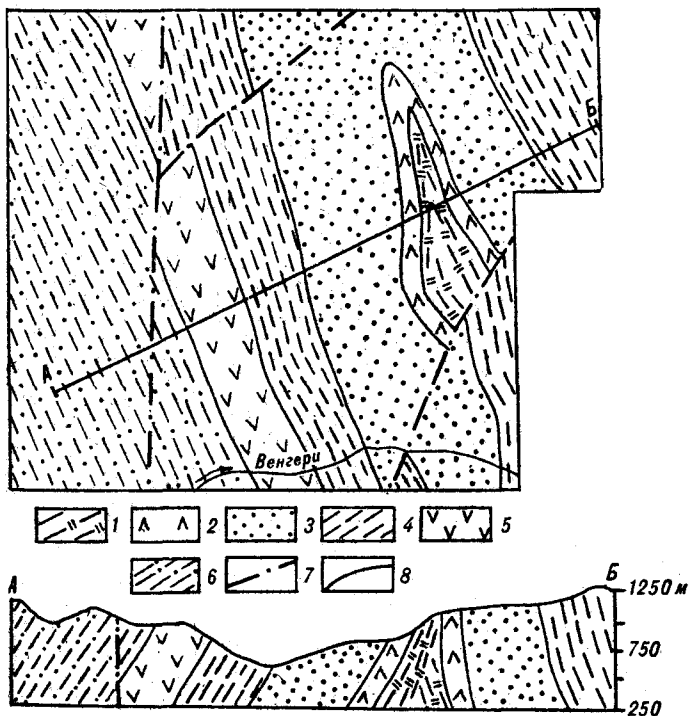


Рис. 2. Схема геологического строения верхней части бассейна р. Венгери.

1 — остринская толща (алевролиты, глинистые и кремнисто-глинистые сланцы); 2 — остринская толща (спилиты, диабазы, яшмы); 3 — нижнехойская подтолща (граувакки, алевролиты, глинистые сланцы); 4 — верхнехойская подтолща (глинистые сланцы и алевролиты с мергелистыми конкрециями и линзами яшм, известняков и эффузивов); 5 — правовабьевская толща (спилиты, диабазы, яшмы, известняки, глинистые и кремнисто-глинистые сланцы); 6 — лопатинская толща (песчаники и алевролиты с линзами кремнистых пород); 7 — разломы; 8 — стратиграфические контакты толщ.

гравелитов, гравелито-брекчий, туфобрекчий и переслаивания песчаников и алевролитов с градиционной слоистостью. В верхней части толщи появляются мощные (до 50—200 м) прослой туфогенных брекчий черных алевролитов, залегающие в основании градиционных ритмов. В основании этой толщи В. О. Савицким отмечается базальный туфогенный конгломерат, сложенный обломками черных алевролитов и галькой яшм, основных эффузивов и туфов; в большом количестве присутствуют также слабоокатанные кристаллы плагиоклазов и пироксенов, по-видимому, переотложенные при размыве нижележащей кремнисто-вулканогенной толщи. Мощность толщи песчаников до 2200 м.

Подобные разрезы были описаны в северной части Восточно-Сахалинских гор В. О. Савицким, В. П. Мытаревым, Е. Д. Конюшковым [4], а позднее, при проведении крупномасштабной геологической съемки, — В. С. Рождественским, В. Г. Красновым, А. Н. Речкиным, Э. А. Юревичем.

Кремнисто-вулканогенная часть разрезов второго типа при проведении среднемасштабной

геологической съемки была сопоставлена с остринской, а терригенная с хойской свитами южной части Восточно-Сахалинских гор. Это позволило присвоить остринской и хойской свитам позднеюрский-раннемеловой возраст [4]. Однако уже в этот период исследований (1961—1962 гг.) в южной части Восточно-Сахалинских гор выше терригенной хойской свиты отмечалась мощная (600 м) немая пачка кремнисто-вулканогенных пород с линзами известняков, которая автором была сопоставлена с верхнемеловой раkitинской (?) свитой [9], а на среднемасштабной геологической карте показана как остринская свита [4].

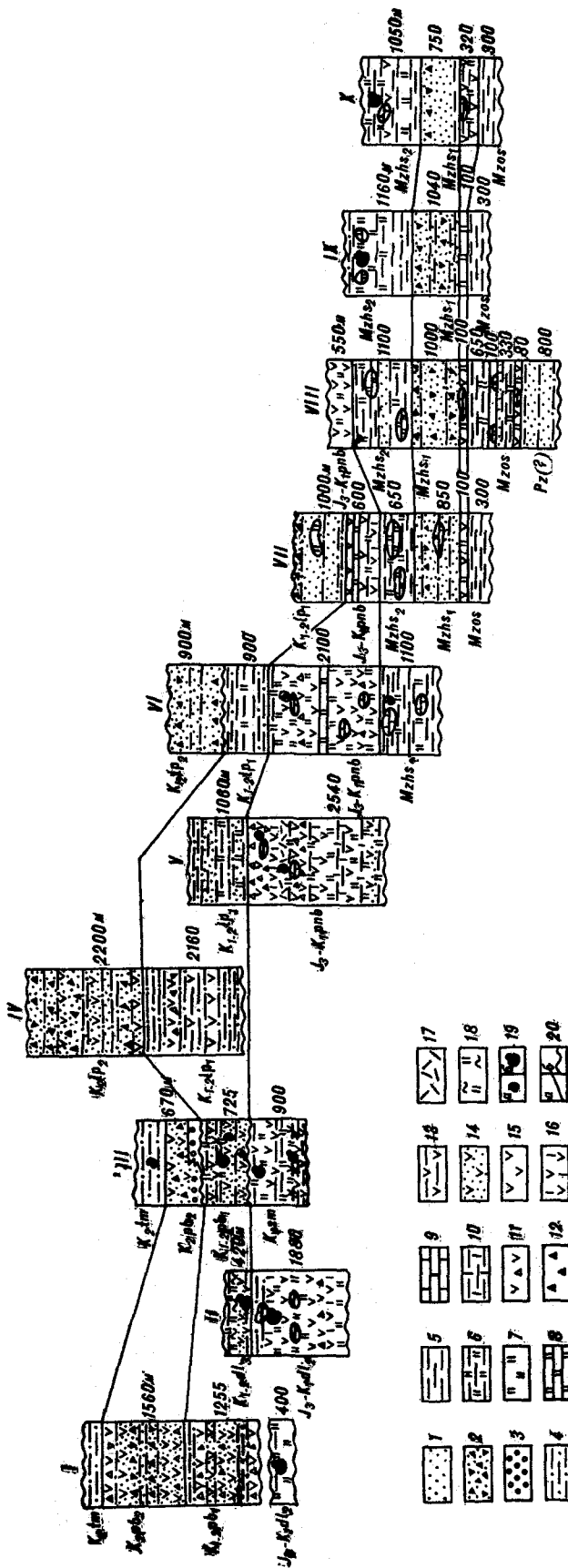
Для сопоставления разрезов набильской серии южной и северной частей Восточно-Сахалинских гор большое значение имеет промежуточный разрез, изученный автором в верховьях р. Венгери (рис. 2, 3, разрез VII).

Изучение этого разреза показало, что при среднемасштабном геологическом картировании в состав остринской свиты в бассейне р. Венгери была включена также хойская свита (см. рис. 2), песчаная и глинисто-сланцевая пачки которой имеют здесь мощности соответственно 850 и 650 м. Хойская свита перекрывается кремнисто-вулканогенной пачкой мощностью до 600 м, которая также была включена в состав остринской свиты. Таким образом, остринская свита в северной части Восточно-Сахалинских гор переместилась на более высокий стратиграфический уровень. Выше кремнисто-вулканогенной пачки в верховье р. Венгери залегает мощная (свыше 1000 м) песчано-алевролитовая толща, которая сопоставлена с хойской свитой южной части Восточно-Сахалинских гор, а в действительности занимает более высокое стратиграфическое положение (см. рис. 2, 3). Севернее р. Венгери остринская свита погружается под более молодые отложения и на поверхности обнажается верхняя глинисто-сланцевая часть хойской свиты, перекрывая кремнисто-вулканогенной толщью (см. рис. 1, 3, разрез IV). Широкое распространение получает верхняя песчано-алевролитовая толща.

Следует отметить, что терригенная толща в северной части Восточно-Сахалинских гор до проведения среднемасштабной геологической съемки выделялась как самостоятельная, лопатинская свита, имеющая, по В. А. Махихину (1955 г.), позднепалеозойский (?), а по А. А. Капице (1957 г.) — меловой (альб-сеноманский) возраст и залегающая с угловым несогласием на отложениях набильской серии. В этой толще были обнаружены призматические слои раковин меловых иноперамов [4].

В связи с исключительной сложностью геологического строения Восточно-Сахалинских гор расчленение набильской серии на свиты,

Рис. 3. Сопоставление литолого-стратиграфических разрезов мезозойско-палеозойских образований Восточно-Западно-Сахалинских гор.



1 — песчаники; 2 — песчаники и гравелиты с включениями брекчи черных алевролитов; 3 — конгломераты; 4 — алевролиты; 5 — аргиллиты и глинистые сланцы; 6 — кремнисто-глинистые и кремнистые сланцы; 7 — ящмы; 8 — переслаивание известняков и лиши; 9 — известняки; 10 — окремненные тонкозернистые туфы; 11 — туфы основного и среднего состава; 12 — лаво- и туфобрекчи; 13 — туфоалевролиты; 14 — туфопесчаники; 15 — эффузивы основного и среднего состава (спилиты, диабазы, базальтовые и андезитовые порфириды); 16 — щелочные эффузивы (трахибазальты, трахидиабазы); 17 — кератофиры и кислые туфы; 18 — серицито-кремнистые, серицито-хлоритовые и хлорито-пренитовые сланцы, филлиты; 19 — место сбора фауны; а — иноцерамов, рудист и кораллов, б — радиолярий; 20 — контакты толщ: а — согласные, б — несогласные.

Разрез IV (р. Чамгу) по В. О. Савицкому. K_2tm — тымовская свита; K_{1-2pb} — побединская свита; K_{1sm} — самохинская толща; K_{1-2dl_3} — верхнедалдаганская толща; $J_3-K_{1dl_2}$ — среднедалдаганская толща; K_{1-2lp} — лопатинская толща; J_3-K_{1pnb} — правонабильская толща; $MZhs$ — хойская толща; $MZos$ — остринская толща.

удовлетворяющие требованиям Стратиграфического кодекса СССР [25], в настоящее время, видимо, преждевременно. Однако при изучении разрезов выделяются литологические толщи (см. рис. 3), которые на большей части площади, за исключением зон меланжа, картируются вполне удовлетворительно и в дальнейшем могут послужить основой для выделения свит, стратиграфическое положение которых при проведении дальнейших исследований будет уточнено.

Автор предлагает именовать верхнюю кремнисто-вулканогенную пачку набильской серии правонабильской толщей, так как ее наиболее полный стратиграфический разрез наблюдается по р. Правый Набиль, а за верхней терригенной пачкой сохранить прежнее название — лопатинская толща, подразделяя ее на нижне- и верхнелопатинскую подтолщи.

В связи с требованиями Стратиграфического кодекса СССР следовало бы изменить наименование остринской и хойской свит. Однако по рекам Острая и Хой наблюдаются лучшие, наиболее полные, литолого-стратиграфические разрезы этих толщ. Поэтому автор считает возможным сохранить в виде исключения прежние названия и лишь заменить термин «свита» термином свободного пользования «толща».

Таким образом, в основании мощного сложноподислоцированного комплекса мезозойско-палеозойских образований Восточно-Сахалинских гор залегает пачка пород песчано-алевролитоглинистого состава с прослоями в верхней части лав основного состава и ассоциирующихся с ними кремнисто-известковых пород (остринская толща).

Наиболее полный разрез толщи изучен автором [4] совместно с В. С. Печуркиным в бассейне р. Острой (см. рис. 3, разрез VIII). Здесь в последовательности от древних к молодым залегают:

1. Песчаники с редкими прослоями глинистых сланцев и алевролитов	800 м
2. Переслаивание спилитов, диабазов, базальтовых порфиритов, туфов и туфобрекчий с яшмами и известняками	80
3. Глинистые сланцы и песчаники с прослоями (до 5—8 м) кремнисто-глинистых сланцев и радиоляритов	330
4. Переслаивание радиоляритов, яшм и известково-кремнистых брекчий со спилитами, диабазами, порфиритами и их туфами	100
5. Переслаивание алевролитов, глинистых сланцев и песчаников	650
6. Переслаивание яшм, известняков, спилитов, порфиритов, диабазов, туфов и туфобрекчий	100
Общая видимая мощность толщи свыше 2000 м.	

Отложения остринской толщи бедны фауной. Находки позднепалеозойских (?) фораминифер, сделанные А. А. Капицей [10] вблизи пос. Известковский в образованиях, ранее относимых к остринской свите, а также позднепалеозойские брахиоподы, обнаруженные Ю. М. Ковтуновичем [4] вблизи пос. Первомайский, приурочены к линзам и глыбам известняков, видимо, подводно-оползневого происхождения и вряд ли могут характеризовать возраст вмещающих отложений. По данным А. В. Рихтера и А. Н. Речкина (устное сообщение), в этом районе развит альб-сеноманский олистостром (см. рис. 1), сформировавшийся при разрушении офиолитового комплекса и включающий, кроме глыб известняков, олистолиты серпентинитов, габбро, диабазов, спилитов и яшм.

В отобранных нами и Ю. М. Ковтуновичем из известняков верхней части остринской толщи образцах М. А. Сосниной (при описании шлифов) отмечены фораминиферы не палеозойского, а скорее мезозойского облика [4].

Выше остринской толщи согласно залегает немая пачка пород преимущественно песчаного состава (нижнехойская подтолща). В ее составе преобладают плохо отсортированные граувакковые песчаники, алевролиты и породы смешанного алевролита-глинистого и алевролита-песчаного состава. По р. Пиленте (см. рис. 2, разрез IX и X) автором совместно с А. Н. Речкиным [4] изучен следующий разрез подтолщи (снизу вверх):

1. Песчаники граувакковые мелкозернистые	190 м
2. Алевролиты и глинистые сланцы	100
3. Песчаники мелко- и среднезернистые с угловатыми обломками (до 10—20 мм) черных алевролитов	20
4. Алевролиты темно-серые и черные, рассланцованные	100
5. Флишодное переслаивание песчаников мелкозернистых, зеленовато-серых (0,15—1,0 м) и черных алевролитов (0,05—0,15 м)	90
6. Песчаники крупно- и грубозернистые с прослоями гравелитов и конгломерато-брекчий. Породы переполнены угловатыми	

обломками (0,01—0,1 м) темно-серых алевролитов, обуславливающих градационную слоистость	120
7. Алевролиты черные, рассланцованные	180
8. Песчаники среднезернистые, темно-серые	150
9. Алевролиты темно-серые, рассланцованные	90
10. Переслаивание средне- и крупнозернистых песчаников с конгломерато-брекчиями, брекчиями и алевролитами	100
Суммарная мощность подтолщи 1040 м.	

Песчаники нижнехойской подтолщи постепенно сменяются алевролита-глинисто-кремнистыми с линзами известняков, яшм и эффузивов образованиями верхнехойской подтолщи. По р. Пиленте на верхней пачке песчаников, алевролитов и конгломерато-брекчий нижнехойской подтолщи согласно залегают [4]:

1. Алевролиты и глинистые сланцы темно-серые	370 м
2. Зеленые кремнисто-глинистые сланцы с прослоями (5—6 м) сургучно-красных радиоляритов	100
3. Глинистые сланцы и алевролиты с прослоями (0,2—1,0 м) кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев	185
4. Зеленые кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы с редкими прослоями и линзами зеленых и светло-серых яшм и известняков, а также темно-серых глинистых сланцев и алевролитов	425
5. Глинистые сланцы и рассланцованные алевролиты	60
Общая мощность подтолщи по р. Пиленте около 1160 м.	

В прозрачных шлифах из пачки 4 этого разреза определены радиолярии *Cenospaera*, *Carpospaera*, *Dictyomitra*, *Lithocampe*, *Siphocampe*, *Stichocapsa* и др., указывающие на юрско-меловой возраст. В северной части Восточно-Сахалинских гор в линзах известняков кремнисто-глинисто-сланцевой толщи, подстилающей правонабилскую толщу, В. О. Савицким обнаружены, а Е. В. Красновым определены шестилучевые кораллы *Diplocoenia* sp., *Thamnasteria bourgouati* Kobu, *Calamophyllia flabellum* Blainv, *Stylina* sp. и др. и гастроподы *Nerinea* sp., также указывающие на юрско-меловой возраст.

Выше залегает мощная (от 600 до 2500 м) правонабилская толща вулканогенно-известковых пород. Наиболее полный разрез толщи (см. рис. 3, разрез V) изучен автором совместно с А. Н. Речкиным и В. Г. Красновым по р. Правый Набил.

Разрез расчленяется на четыре основные литологические пачки (снизу вверх):

1. Бурые миндалекаменные спилиты и зеленые диабазы с прослоями туфов, туфопесчаников и туфоалевролитов	195 м
--	-------

2. Тонкозернистые, кремнистые, зеленые пепловые туфы и туфопесчаники с прослоями сургучно-красных яшм и бурых спилитов	725
3. Спилиты, базальтовые порфириды, трахибазальты, трахидиабазы, диабазы с прослоями кремнисто-глинистых сланцев, туфоалевролитов, туфов, гиадокластитов	575
4. Грубозернистые туфы с известковым цементом, андезитовые туфо- и лавобрекчии, пепловые туфы с прослоями спилитов, диабазов, кремнисто-глинистых сланцев, туфоалевролитов, кислых туфов, кератофиров, с линзами и глыбовыми включениями рифогенных известняков	1045

В линзах известняков встречена позднеюрско-раннемеловая фауна (определения Е. В. Краснова) *Actinostromaria* sp., *Calamophyllia* sp., *Dermosmilidae* sp., *Rudistae* sp., *Microsollenidae* sp., *Thamnasteria* sp., *Stilina* sp., *Criptocoenia* sp., *Fugiida* sp.

В кремнистых породах толщи по рекам Набилы и Правый Набилы Ю. Н. Разницыным [18] обнаружены радиолярии мелового возраста, включающие многочисленных представителей родов *Amphipyndax*, *Theocapsomma*, *Dictiocephalus* и др. (определения В. С. Вишневецкой). Однако сделанное авторами заключение о поздне-меловом (кампан?) возрасте правонабилской толщи противоречит нашим выводам.

Правонабилская толща согласно перекрывается пачкой глинистых сланцев и алевролитов с редкими прослоями песчаников и кремнистых пород и с линзами яшм, известняков и эффузивов (нижнелопатинская подтолща). Переходная часть разреза представлена переслаиванием алевролитовых и глинистых сланцев с кремнистыми породами и эффузивами.

По р. Правый Набил в нижнелопатинской подтолще нами выделяются четыре пачки (см. рис. 2, разрез V):

1. Грубое переслаивание черных глинистых сланцев с алевролитами, мелкозернистыми песчаниками и сургучно-красными яшмами (переходная пачка)	330 м
2. Тонко- и среднеслоистые мелкозернистые песчаники и черные массивные алевролиты	160
3. Песчаники и туфопесчаники мелко- и тонкозернистые	110
4. Алевролиты черные, массивные, однородные с прослоями глинистых сланцев и мелкозернистых песчаников	460

В кремнистых породах подтолщи собраны мезовойские радиолярии *Dictyomitra*, *Tricolocapsa* и др. [4], а Э. А. Юревичем обнаружены поздне-меловые радиолярии *Theocapsomma*.

На отложениях нижнелопатинской подтолщи местами согласно, а местами со значительным размывом залегает пачка песчаников, брекчий и туфобрекчий с редкими прослоями алевролитов (верхнелопатинская подтолща). Вдоль западных склонов Набилского хребта мощность

ее достигает 2200 м (см. рис. 2, разрез IV). Она расчленяется здесь на три основные пачки:

1. Средне- и грубослоистые крупнозернистые аркозовые и граувакковые песчаники, туфопесчаники, туфы, туфобрекчии, алевролиты	1160 м
2. Песчаники граувакковые средне- и крупнозернистые с редкими прослоями алевролитов	490
3. Брекчии и туфобрекчии с прослоями граувакковых и аркозовых песчаников, туфопесчаников, алевролитов	550

По литологическому составу пород верхнелопатинская подтолща очень сходна с верхнепобединской подсвитой, нижнелопатинская подтолща с нижнепобединской подсвитой и верхней филлито-алевролитовой толщей далдаганской серии, а правонабилская толща со средней осадочно-эффузивной толщей далдаганской серии и с самохинской толщей. Э. А. Юревичем и Ю. Н. Разницыным [18] в кремнистых породах правонабилской и лопатинской толщ обнаружены остатки меловых радиолярий *Holocryptocapsa*, *Theocapsomma*, *Amphipyndax*. Представители этих родов определены также Л. И. Казинцовой в породах далдаганской серии и побединской свиты, что дает дополнительные основания для сопоставления этих отложений (см. рис. 3).

Ранее автором совместно с Л. И. Казинцовой было проведено сопоставление верхней филлито-алевролитовой толщи далдаганской серии с нижнепобединской подсвитой, а средней осадочно-эффузивной толщи далдаганской серии с самохинской толщей Западно-Сахалинских гор, подстилающей побединскую свиту [9].

В среднедалдаганской и самохинской толщах, ранее относимых к палеозою [4], автором собраны остатки радиолярий *Cenosphaera* sp., *Dictyomitra* sp., *Stichocapsa* sp., *Diclocapsa* sp., *Tricolocapsa* sp., *Hemicryptocapsa* sp., *Lithocampe* sp., *Holocryptocapsa cf. barbui* Dumitrica, *H. cf. tuberculatum* Dumitrica.

Последние два вида являются характерными для альб-сеноманских отложений и пользуются широким распространением в альбских отложениях Тихоокеанского подвижного пояса.

Еще более обильная микрофауна радиолярий собрана автором совместно с А. Н. Речкиным в яшмах и радиоляридах Онорской сопки (см. рис. 1, 3, разрез I), ранее также относимых к палеозою [4]. Здесь встречены многочисленные радиолярии хорошей сохранности *Cenosphaera* sp., *Saturnalis* sp., *Stylosphaera* sp., *Conosphaera cf. sphaeroconus* Rüst., *Porodiscus* sp., *Stylodictya* sp., *Amphibrachium* sp., *Pseudoculophacus* sp., *Patulibrauchium* sp., *Spirema* sp., *Diacanthocapsa ancus* Foreman, *Theocapsomma ex gr. teran* Foreman, *Excentrophylomma senomana* Dumitrica, *Hemicryptocapsa tuberosa* Dumitrica, *Hoicryptocapsa barbui* Dumitrica, *Cryptampho-*

rella sphaerica (White), *Squinabollum fossilis* (Squinabol), *Theocorys antiqua* Squinabol, *Dictyomitra duodecimcostata* (Squinabol), *D. Lilyae* Tan Sin Hok, *D. carpatica* Lozyniak, *D. torquata* Foreman, *Eueyrtis micropora* (Squinabol), *Amphipyndax stocki* (camp. et al.).

Л. И. Казинцова делает заключение о широком географическом распространении большинства видов данного комплекса в альб-сеноманских отложениях многих регионов, в частности в зоне Симанто Юго-Западной Японии, в нижнесеноманской части францисканского комплекса Калифорнии. В центральной части Тихого океана (район Гавайских островов) по данным бурения «Гломар Челленджер» — это радиоляриевая зона «*Dictyomitra somphedia*» позднеальб-туронского возраста. По последним данным из этого же района [29] распространение руководящих видов этого комплекса ограничено в основном верхним аптом — нижним сеноманом. Учитывая альб-сеноманский возраст побединской свиты, перекрывающей самоскую толщю [4], обнаруженный комплекс радиолярий, по-видимому, характеризует на Сахалине апт-альбские отложения.

В перекрывающих среднедалдаганскую осадочно-эффузивную толщю терригенных отложениях верхнедалдаганской толщю обнаружены радиолярии *Porodiscus* sp., *Lithomitra* sp., *Theocarpomma* sp., *Amphipyndax* sp. Последние две формы в настоящее время известны только из верхнемеловых отложений. В отложениях нижнепобединской подсвиты, параллелизуемых нами с верхнедалдаганской толщю [9], встречены радиолярии вида *Holocryptocanium barbu* Dumitrica, характерные для альб-сеноманских отложений, а также альб-сеноманские иноцерамы. Отложения тымовской свиты, согласно перекрывающей побединскую, охарактеризованы фауной сеноман-туронских иноцерамов [4].

В настоящее время большая часть разреза далдаганской серии охарактеризована альб-сеноманскими радиоляриями. Палеозойские отложения, видимо, слагают лишь южную часть Таулан-Армуданской гряды (см. рис. 1), где М. А. Сосниной [4, 9] в линзах известняков обнаружены позднепермские фораминиферы.

Литолого-стратиграфический разрез мезозойско-палеозойских отложений Восточно-Сахалинских гор обнаруживает очень большое сходство с литолого-стратиграфическим разрезом мезозойско-палеозойских отложений Тонино-Анивского п-ова и зон Хидака — Камуйкота на о. Хоккайдо. Остринская свита и средненовиковская подсвита (Тонино-Анивский полуостров) обычно сопоставляются с позднеюрской — раннемеловой группой Сорати, а хойская свита и верхненовиковская подсвита — с апт-альбской группой Нижнее Эдзо на о. Хоккайдо. Более древние отложения о. Хоккайдо, относящиеся

к группам Наканогава и Камуи, на Сахалине не прослеживались, несмотря на отдельные находки позднепалеозойской фауны.

Полученные материалы, свидетельствующие о залегании остринской и хойской толщ ниже фаунистически охарактеризованных позднеюрских — раннемеловых отложений, позволяют сопоставить группу Наканогава (верхний палеозой? — триас) с нижней песчано-алевролитовой частью остринской толщю, группу Камуи (триас — юра) с верхней частью остринской толщю и с хойской толщю, группу Сорати (верхняя юра — нижний мел) с правонабильской толщю, группу Нижнее Эдзо (апт — альб) с нижнеопатинской подтолщю, а группу Среднее Эдзо (альб — сеноман) с верхнеопатинской подтолщю (см. таблицу). Это сопоставление литостратиграфическое.

Биостратиграфическое сопоставление сделать значительно сложнее в связи с недостаточностью палеонтологических данных и с возрастным «скольжением» литологических границ толщ. Например, смена глубоководных кремнисто-вулканогенно-терригенных осадков с линзами известняков и прослоями шаровых лав (эвгеосинклинальный тип разреза) туфогенно-терригенными, преимущественно песчано-алевролитовыми осадками (миоггеосинклинальный тип разреза) произошла, судя по радиоляриям, на Северном Сахалине в конце раннего мела (альб), а на о. Хоккайдо — в раннем мелу (в преаптское время).

Взаимоотношения образований набильской серии с верхнемеловыми (сантон — дат) кремнисто-вулканогенно-терригенными (эвгеосинклинальный тип разреза) отложениями рымникской серии, включающими образования богатинской, ракетинской и березовской свит, остаются неясными. Находки юрско-раннемеловой и позднемеловой фауны и эвгеосинклинальный характер палеозойских и мезозойских, вплоть до верхнемеловых, отложений в восточной части Восточно-Сахалинских гор позволило в свое время сделать вывод о существовании в этом районе эвгеосинклинального режима с позднепалеозойского до конца мелового времени [17, 19]. Этот вывод был поддержан многими геологами [4, 5]. Предполагалось также тектоническое соприсосновение верхнемеловых и мезозойско-палеозойских отложений по крутопадающему глубинному разлому [8]. Подобная ситуация показана на рис. 1. В последнее время исследованиями Ю. Н. Разницына [18] устанавливается аллохтонное налегание отложений рымникской серии на позднемеловых олистостромовых образованиях.

Отложения рымникской серии одновозрастны и литологически однотипны с отложениями группы Немуро, развитыми на юго-востоке о. Хоккайдо. Анализ геологических материалов

Схема сопоставления мезозойско-палеозойских образований Сахалина и Хоккайдо

Группа	Система	Отдел	Ярус (Япо-ния)	Япония (о. Хоккайдо)			Остров Сахалин			Ярус (о. Сахалин)
				Западно-Сахалинские горы (Александровский район)	Таулан-Армуданская гряда (далдаганская серия)	Восточно-Сахалинские горы (набильская серия)				
Мезозой	Меловая	Верхний	Турон	Сеноман	Альб	Группа Среднее Эдзо. В верхней части включает переслаивание алевролитов и песчаников (формация Саку), конгломератов и грубозернистых песчаников (формация Микаса). В нижней части песчано-алевролитовый флиш, брекчии, конгломераты	Тымовская свита. Аргиллиты, алевролиты, песчаники			Турон-сеноман
						Группа Нижнее Эдзо. Песчаники, алевролиты, аргиллиты, линзы орбитолиновых известняков	Верхнепобединская подсвита. Песчаники, туфопесчаники, конгломераты, алевролиты, туфоконгломераты		Верхнелопатинская подтолща. Песчаники, туфопесчаники, брекчии, туфобрекчии, гравелиты, конгломераты, алевролиты	
						Группа Сорати. Спилиты, диабазы, шальштейны, яшмы, радиолариты, туфопесчаники, туфоалевролиты, известняки, песчаники, алевролиты	Нижнепобединская подсвита. Алевролиты, туфы, туфобрекчии, песчаники, кремнистые породы, редко андезиты	Филлито-алевролитовая толща. Глинисто-кремнистые сланцы, филлиты, расслаиваемые алевролиты и туфопесчаники	Нижнелопатинская подтолща. Глинистые и кремнисто-глинистые сланцы, с линзами кремнистых пород, известняков и основных эффузивов	
	Юрская	Нижний	Алп	Неоком	Алт-альб	Группа Камуи. Песчаники и глинистые сланцы с прослоями яшм, известняков, спилитов, диабазов, шальштейнов	Самохинская толща. Кремнистые породы, алевролиты, спилиты, диабазы, туфопесчаники	Осадочно-эффузивная толща. Спилиты, диабазы, трахибазальты, туфы, гиалокластиты, туфо- и лавобрекчии, пепловые туфы, яшмы, радиолариты, известняки, туфопесчаники	Правонабильская толща. Спилиты, диабазы, трахибазальты, кератофиры, гиалокластиты, туфо- и лавобрекчии, пепловые туфы, яшмы, радиолариты, известняки, туфопесчаники	Альб-сеноман
						Группа Наканогава. Песчаники, алевролиты, глинистые сланцы		Яшмы, кремнистые сланцы, диабазы, спилиты, туфобрекчии, известняки, туфопесчаники, туфоалевролиты	Хойская толща. Глинистые и кремнисто-глинистые сланцы с линзами яшм, эффузивов и известняков, песчаники, гравелито-брекчии, алевролиты	
								Верхнеостринская подтолща. Песчаники, алевролиты с прослоями спилитов, диабазов, туфов, яшм, известняков.		
Палеозой	Триасовая				Группа Хидака			Нижнеостринская подтолща. Песчаники, алевролиты, глинистые и кремнисто-глинистые сланцы	Алт-альб	

по Сахалину и Хоккайдо позволяет предположить миграцию геосинклинальных прогибов в направлении с запада на восток [21]. Образования рымникской серии, возможно, характеризуют раннегеосинклинальный этап развития мезозойского прогиба, расположенного восточнее Эдзо-Сахалинской мезозойско-палеозойской геосинклинали, и имеют в Восточно-Сахалинских горах аллохтонное залегание [18]. Примерно такие же соотношения верхнемеловых ватынской кремнисто-вулканогенной и корякской терригенной серий наблюдаются в юго-

восточной части Корякского нагорья [26].

Взаимоотношения набильской серии с метаморфическими сланцами вальзинской серии также остаются не совсем ясными. В большинстве работ предполагается более древний возраст вальзинской серии — от докембрия, нижнего и среднего палеозоя [4, 10, 15, 22—24] до верхнего палеозоя — нижнего мезозоя [7, 19]. Однако стратиграфические контакты между образованиями этих серий нигде не отмечались, а галька метаморфических сланцев в породах набильской серии отсутствует. Вальзинская се-

рия сложена метаморфическими породами пренит-пумпеллитовой, зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и глаукофановой фации метаморфизма и расчленяется на две толщи. Нижняя толща (лангерийская) образована в результате метаморфизма терригенных пород с редкими прослоями яшм и основных эффузивов, верхняя (дербышевская) — при метаморфизме лав и туфов основного состава с прослоями кремнистых и терригенных пород [4]. Степень метаморфизма очень неравномерная.

Между метаморфическими сланцами вальзинской серии и слабо метаморфизованными мезозойско-палеозойскими отложениями далдагайской и набильской серий повсюду наблюдаются зоны сильно рассланцованных пород: филлитовидных песчаников, яшмовидных кварцитов, зеленых сланцев, сохранивших реликты структуры диабазов и спилитов. Степень рассланцевания увеличивается в сторону метаморфических пород. В связи с этим явлением создается впечатление постепенного перехода между образованиями вальзинской и набильской серий. Подобные переходы метаморфических сланцев в рассланцованные породы, сохранившие реликты структуры исходных образований, наблюдаются и по простиранию метаморфического пояса. Мезозойские алевролиты и глинистые сланцы переходят в филлиты, в которых постепенно появляются мелкая пльчатость, послойные и секущие кварцевые прожилки, характерные для лангерийской свиты [4, 19].

Определения абсолютного возраста метаморфических сланцев (K-Ar метод) дают три группы дат: 133 — (179 ± 30), около 100 и 55—77 млн. лет [6, 28]. По мнению Н. Л. Добрецова, первая группа дат соответствует возрасту глаукофанового метаморфизма палеозойских отложений, вторая — наложенному меловому метаморфизму пренит-пумпеллитовой фации, третья — общему подъему геотермического градиента и внедрению гранитов в конце мела — начале палеогена [6]. Во время перечисленных стадий метаморфизм, по-видимому, охватывал все более и более молодые отложения, а более древние образования подвергались диафторезу.

Выделение динамо- и термальнометаморфизо-

ванных позднепалеозойско-мезозойских отложений из состава вальзинской серии является первоочередной задачей будущих детальных исследований.

Метаморфические образования (амфиболиты, зеленые сланцы) закартированы также в зонах меланжа. В Набильском хребте в одном из блоков (см. рис. 1) вскрывается следующий разрез (снизу вверх):

1. Альбит-актинолит-эпидотовые сланцы с прослоями амфиболитов и эпидот-альбит-пренит-амфиболовых сланцев 380 м
2. Эпидот-альбит-амфиболовые сланцы с прослоями альбит-актинолит-эпидотовых сланцев, слюдисто-альбит-амфиболовых сланцев, амфиболитов, гранатовых кварцитов с вкрапленностью пьомонита 310

Амфиболиты, зеленокаменные породы и гипербазиты Набильского хребта аналогичны породам меланократового фундамента, установленного во многих складчатых зонах Тихоокеанского подвижного пояса [14].

Зеленокаменные палеобазальты вальзинской серии характеризуются очень низкими содержаниями K_2O (не выше 0,1—0,15%) [2, 4], что резко отличает их от палеобазальтов эвгеосинклинальных острийской и правонабильской толщ с более высокими содержаниями калия [2, 21] и позволяет считать исходными породами океанические толейтовые базальты [2].

Палеозойские и мезозойские кремнисто-вулканогенные и терригенные, а также глаукофан- и зеленосланцевые метаморфические толщи, сходные с вальзинской, набильской и рымникской сериями Сахалина, широко развиты в северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса в пределах Юго-Западной Японии, Хоккайдо, Камчатки, Корякского нагорья. Многие вопросы стратиграфии и тектоники являются общими для этих регионов. Автор полагает, что дальнейшие работы на территории Сахалина, где мезозойско-палеозойские отложения представлены довольно полно, могут быть интересны не только для разработки стратиграфических схем древних комплексов, но и для выяснения вопросов возникновения, развития и замыкания геосинклинальных прогибов на периферии Тихого океана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексейчик С. Н., Гальцев-Безюк С. Д. и др. Тектоника, история геологического развития и перспективы нефтегазоносности Сахалина.— Тр. ВНИГРИ, 1963, вып. 247.
2. Гаврилов В. К., Соловьева Н. А. Палеоаналоги океанических базальтов в палеозойско-мезозойских комплексах Сахалина и Японии.— ДАН СССР, 1982, т. 263, № 2.
3. Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968.
4. Геология СССР. Т. 33. Ч. 1. Остров Сахалин. М.: Недра, 1970.
5. Гранник В. М. Верхнемеловые осадочно-вулканогенные формации Восточно-Сахалинских гор. М.: Наука, 1978.
6. Добрецов Н. Л., Курода И. Геологические законо-

- мерности глаукофанового метаморфизма в северо-западной части Тихоокеанского складчатого обрамления.— Геол. и геофиз., 1969, № 12.
7. *Егоров А. Е.* Новые данные о возрасте метаморфических комплексов о. Сахалин.— ДАН СССР, 1967, т. 175, № 6.
 8. *Зыгнер И. Я., Ковтунович Ю. М. и др.* Тектоника, магматизм и размещение рудных полезных ископаемых о. Сахалин.— В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М.: Наука, 1964.
 9. *Казинцова Л. И., Рождественский В. С.* Нижнемеловые отложения Таулан-Арумуданской гряды и северной части Западно-Сахалинских гор.— Тихоокеанская геол., 1982, № 5.
 10. *Капица А. А.* Доверхнемеловые отложения Сахалина.— В кн.: Унифицированные стратиграфические схемы Северо-Востока СССР. М.: Гостоптехиздат, 1961.
 11. *Капица А. А.* Главные геоморфологические и структурные черты Сахалина, его тектоническая история и районирование.— В кн.: Геология и нефтегазоносность Сахалина. 1963 (Тр. ВНИГРИ, вып. 224).
 12. *Краснов Е. В., Савицкий В. О.* Верхнеюрские коралловые рифы Сахалина и гипотеза дрейфа Японских островов.— ДАН СССР, 1973, т. 209, № 3.
 13. *Лившиц М. Х.* Новые представления о тектонике острова Сахалин в свете геофизических данных и некоторые соображения о его нефтегазоносности.— Геол. и геофиз., 1963, № 6.
 14. *Марков М. С.* Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975.
 15. *Пащенко Я. Е.* Нижний палеозой и протерозой на острове Сахалин.— ДАН СССР, 1958, т. 118, № 3.
 16. *Плешаков И. В.* Геологическое строение и нефтеносность Пограничного района Восточного Сахалина. 1956 (Тр. ВНИГРИ. Нов. сер., вып. 99).
 17. *Пушаровский Ю. М.* О тектонике Сахалина.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 12.
 18. *Разницын Ю. Н.* Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана. М.: Наука, 1982 (Тр. ГИН АН СССР, вып. 371).
 19. *Рождественский В. С.* О тектонике и перспективах рудоносности Сахалина.— Геол. и геофиз., 1966, № 3.
 20. *Рождественский В. С., Речкин А. Н.* Серпентинитовый меланж и некоторые особенности тектонического развития о. Сахалин.— ДАН СССР, 1975, т. 221, № 5.
 21. *Рождественский В. С., Речкин А. Н.* Эволюция офиолитового магматизма Сахалина.— Тихоокеанская геол., 1982, № 2.
 22. *Рудич Е. М.* Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
 23. *Смехов Е. М.* Геологическое строение о. Сахалин и его нефтегазоносность. Л.: Гостоптехиздат, 1953 (Тр. ВНИГРИ. Спец. серия, вып. 6).
 24. *Смирнов А. М.* О структурном положении и возрасте метаморфических толщ Камчатки и Сахалина.— В кн.: Материалы по тектонике и петрологии Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1964.
 25. Стратиграфический кодекс СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1977.
 26. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980.
 27. *Тихонович Н. Н., Полевой П. И.* Геоморфологический очерк Русского Сахалина. 1915 (Тр. Геол. комитета. Нов. серия, вып. 120).
 28. *Фирсов П. В., Добрецов Н. Л.* Возраст глаукофанового метаморфизма северо-западной части Тихоокеанского обрамления.— ДАН СССР, 1969, т. 185, № 4.
 29. *Schaaf A.* Late Early Cretaceous radiolaria from Deep Sea Drilling Project Leg 62.— In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 62. Washington, November, 1981.

СахКНИИ ДВНЦ АН СССР
Новоалександровск

Поступила в редакцию
4 января 1983 г.

УДК 550.837

В. М. Никифоров, И. М. Альперович, Л. Л. Ваньян

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ КРИВЫХ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ НА САХАЛИНЕ И МЕТОДИКА ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

В свете новых экспериментальных данных рассмотрены причины искажений кривых магнитотеллурического зондирования на Сахалине. Установлено, что основной причиной локальных искажений кривых зондирования являются неоднородности приповерх-

ностного слоя. Построена обобщенная кривая кажущегося сопротивления, на которой проявляются три проводящих слоя: осадочный, коровый и астеносферный. Обобщенная (нормальная) кривая может использоваться для корректировки отдельных зондирований.

На Сахалине метод магнитотеллурического зондирования (МТЗ) широко используется для изучения мощности осадочных отложений, выделения в осадочной толще электрических горизонтов, а также для исследования глубинной электропроводности. Геологическая эффективность магнитотеллурических исследований зависит прежде всего от объективности анализа кривых МТЗ.

В настоящей статье анализируются особенности кривых МТЗ на Сахалине и предлагаются приемы интерпретации, позволяющие ослабить влияние искажающих факторов. Возможность выполнить такой анализ была получена в последние годы вследствие широкого применения машинной обработки материалов и сгущения сети наблюдения.

ХАРАКТЕРИСТИКА КРИВЫХ МТЗ

Кривые МТЗ отличаются относительной выдержанностью конфигурации соответственно для широтной ρ_{xy} и меридиональной ρ_{yx} поляризации теллурического поля. Однако соотношения кривых по форме и по уровню кажущегося сопротивления (КС) весьма разнообразны.

Районирование по типам кривых представляется важной геологической задачей. Первыми работами по районированию [1, 2] кривых МТЗ установлен их аномальный характер в северо-западном и Дагинском районах Сахалина. Аномалия заключалась в резком расхождении уровней КС кривых различной поляризации. Дальнейшие исследования значительно дополнили представления о районировании Сахалина по типам кривых.

РАЙОНИРОВАНИЕ ПО СООТНОШЕНИЯМ УРОВНЕЙ КС ШИРОТНЫХ И МЕРИДИОНАЛЬНЫХ КРИВЫХ

На территории Сахалина четко выделяются четыре типа кривых МТЗ (рис. 1).

Первый тип характеризуется резким занижением широтных кривых по отношению к меридиональным в интервале периодов $T > 20$ с. Такие кривые получены на пунктах МТЗ в северо-западной части Сахалина, где они сгруппированы в две линейно вытянутые зоны. Единичные пункты с первым типом кривых отмечаются также в западной части острова на участке от пос. Погиби до пос. Красногорска.

Кривые второго типа отличаются тем, что значения ρ_{xy} занижены относительно ρ_{yx} во всем регистрируемом диапазоне периодов ($T = 1 \div 1500$ с). Смещение поперечных кривых по оси ординат занимает широкий и весьма непостоянный интервал. Кривые этого типа отмечаются в долинах крупных рек субмеридионального направления (Тынь, Поронай, Суся), а также в прибрежных зонах от г. Охи до пос. Пограничное, от г. Углегорска до г. Томари. На ряде пунктов, расположенных вблизи зал. Пильтун, кажущиеся сопротивления в минимумах широтных кривых опускаются до десятых долей ом-метров, хотя сопротивление пород по данным электрического каротажа глубоких скважин не бывает ниже 5 Ом·м.

Для третьего типа кривых МТЗ, наиболее распространенного в пределах изученной части Сахалина, $\rho_{xy} > \rho_{yx}$ в диапазоне периодов $T > 30 \div 50$ с. Расхождение кривых увеличивается по мере роста периодов вариаций. Та-

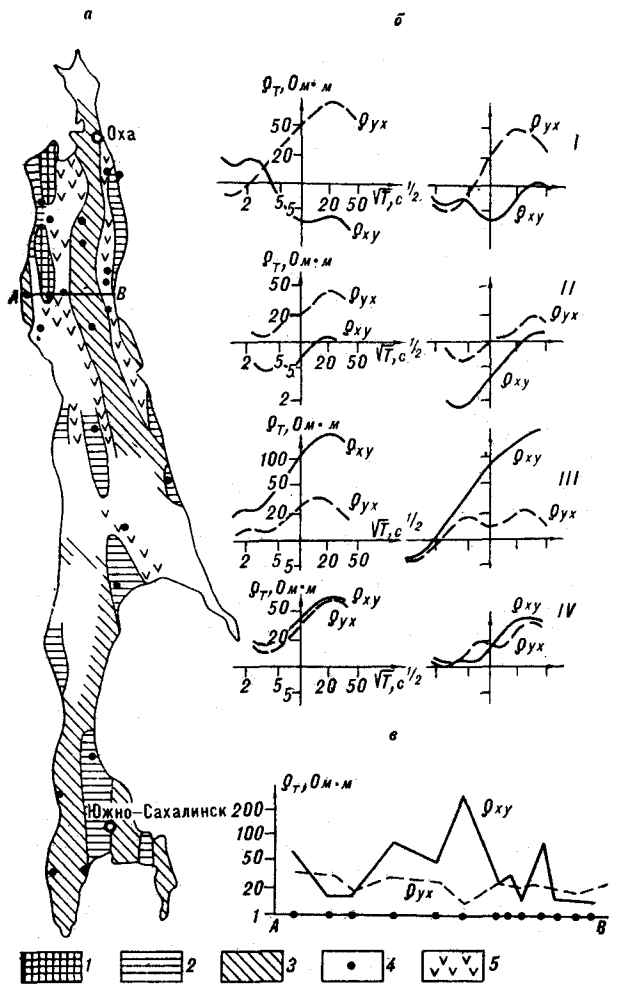


Рис. 1. Типы кривых МТЗ по соотношению уровней кажущихся сопротивлений.

а — схема зон кривых МТЗ: 1 — I тип, 2 — II тип, 3 — III тип, 4 — пункты кривых МТЗ IV типа, 5 — зона распространения всех типов кривых; б — типы кривых МТЗ; в — разрез кажущихся сопротивлений по профилю АВ для $T = 1000$ с.

кие кривые получены в юго-восточной и юго-западной частях острова, в Сусунайских и Восточно-Сахалинских горах, в Горомай-Дагинском районе и т. д.

Четвертый тип кривых замечателен тем, что широтные и меридиональные кривые МТЗ совпадают либо во всем диапазоне периодов, либо только в высокочастотном и низкочастотном интервалах, а в средней части меридиональные кривые несколько занижены относительно широтных. Пункты, на которых зарегистрированы такие кривые, не образуют сплошных зон. Они расположены произвольно по всей площади Сахалина, но непременно на выходах глинистых отложений, которые, как правило, отличаются устойчивостью электрических сопротивлений.

На острове также выделяется ряд зон, где одновременно фиксируются кривые всех типов.

Детальными работами, проведенными в некоторых из таких зон, показано, что тип соотношения кривых по уровню КС может изменяться в широких пределах даже при незначительных смещениях точки наблюдения на площади исследования. При этом тип меняется в основном за счет смещения уровня широтных кривых.

Анализ схемы районирования позволяет отметить четкую линейную зональность в расположении пунктов с характерными типами кривых. Зоны вытянуты в соответствии с простиранием мегаструктур Сахалина. Однако эти зоны не имеют прямой связи со строением осадочного чехла, так как они часто пересекают как положительные, так и отрицательные структуры.

РАЙОНИРОВАНИЕ ПО СООТНОШЕНИЯМ ФОРМ ШИРОТНЫХ И МЕРИДИОНАЛЬНЫХ КРИВЫХ МТЗ

Форма меридиональных кривых МТЗ в целом выдержана на большей части территории Сахалина. В разведочном интервале периодов на каждом пункте ход меридиональных кривых зависит от конкретных геоэлектрических условий. Но при $T > 30$ с в их форме появляются признаки, общие для отдельных регионов. В диапазоне периодов $T > 600$ с форма этих кривых практически идентична для всех пунктов Сахалина. Общим для меридиональных кривых является: а) перегиб в интервале периодов $T = 30 \div 150$ с, который на ряде кривых трансформируется в глубокий минимум; б) максимум при $T = 800 \div 1000$ с; в) нисходящая ветвь в интервале $T = 900 \div 2500$ с.

Уровень меридиональных кривых для подавляющего большинства пунктов относительно выдержанный. Ордината отмеченного выше максимума, как правило, варьирует от 20 до 50 Ом·м. Лишь на отдельных пунктах, выполненных вблизи выходов кристаллического фундамента или в долинах рек, уровень КС значительно отличается от среднего.

Широтные кривые хорошо сопоставляются по форме на небольших участках и часто несопоставимы между удаленными пунктами. Важнейшим их элементом является крутая восходящая ветвь, предшествующая максимуму в диапазоне периодов $T = 600 \div 1500$ с. Абсцисса этого максимума изменяется в более широком интервале по сравнению с меридиональными кривыми. Кроме того, отмечается большее количество пунктов, где максимум не получен.

На ряде пунктов форма широтных и меридиональных кривых в разведочном интервале периодов практически совпадает. Кривые хорошо совмещаются в высокочастотной части. Не-

ПРИЧИНЫ ИСКАЖЕНИЯ УРОВНЕЙ КС КРИВЫХ МТЗ

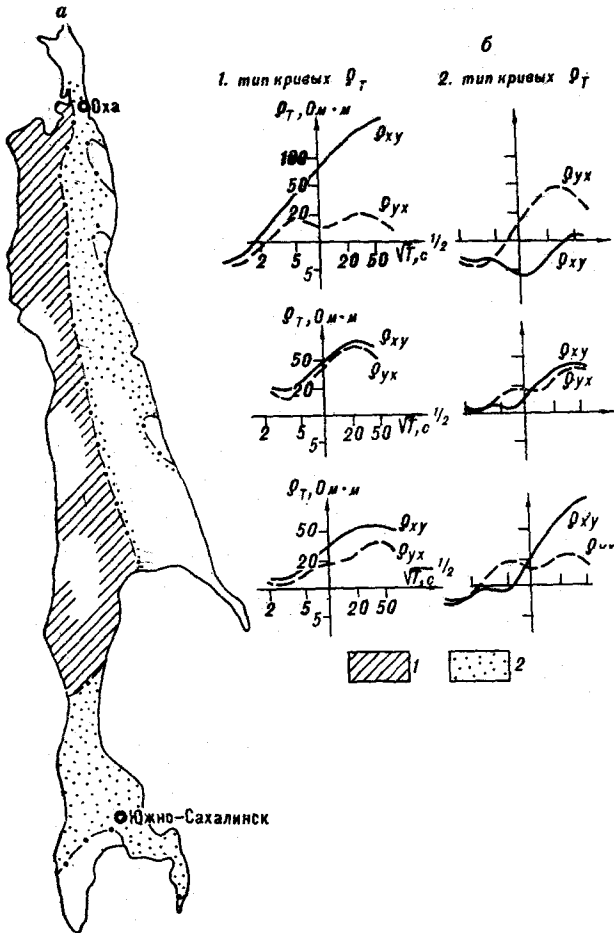


Рис. 2. Типы кривых МТЗ по соотношению формы продольных и поперечных кривых.
а — схема зон кривых МТЗ; 1 — II тип, 2 — I тип; б — типы кривых МТЗ.

которые расхождения в длиннопериодной части обусловлены изменчивостью меридиональных кривых в этом диапазоне (рис. 2). Отличительной особенностью другой группы кривых МТЗ является неодинаковое отражение ими геоэлектрического разреза в разведочном интервале периодов.

На широтных кривых выделяется дополнительный минимум, сдвинутый в сторону более длинных периодов. Передки случаи, когда промежуточный максимум на кривых ρ_{xy} плохо выражен. Тогда широтные и меридиональные кривые совпадают только в интервале левых нисходящих ветвей.

На рис. 2 приводится схема районирования по типам соотношения формы широтных и меридиональных кривых. Отмечается приуроченность зоны распространения кривых первого типа к Восточно-Сахалинскому антиклинорию. Кривые второго типа наблюдаются в депрессионных зонах и в пределах Западно-Сахалинского антиклинория, сложенного породами мелового возраста.

Экспериментальные кривые КС в основном конформны. Искажения такого типа, очевидно, связаны с поверхностными явлениями. Детальные работы в северо-восточной части Сахалина подтверждают это предположение.

На рис. 3, а показано расположение МТЗ в Горомай-Дагинском районе. Точки наблюдения расположены по системе широтных профилей с шагом 2—3 км. Все кривые МТЗ в этом районе однотипны. При этом уровень кривых ρ_{yx} изменяется в 2 раза, а уровень кривых ρ_{xy} более чем в 10 раз. По данным электрического каротажа глубоких скважин среднее сопротивление крупных горизонтов относительно выдержано, в то время как для самой верхней части разреза (плиоценовые отложения нутовской свиты) оно изменяется от долей до десятков тысяч ом-метров. Как установлено с помощью вертикального электрического зондирования, контуры неоднородностей имеют форму вытянутых овалов. Зоны высокоомных неоднородностей соответствуют выходам песчаных пластов, часто крепкосцементированных. Низкоомные зоны соответствуют выходам глинистых отложений. На пунктах МТЗ, выполненных в зонах высокоомных неоднородностей, широтные кривые смещены вверх, в зонах низкоомных неоднородностей — вниз.

Влияние локальных неоднородностей на результаты МТЗ подтверждается зондированием с различной длиной приемных линий. Меридиональные кривые практически остаются неизменными для измерительных диполей длиной от 0,5 до 3 км, в то время как широтные кривые различны по уровню КС для диполей разной длины. Вышеизложенное позволяет считать, что преобладающим фактором, искажающим уровень КС кривых МТЗ, является неоднородность поверхностного слоя осадочного чехла. Вследствие своей небольшой мощности этот слой не влияет на форму кривых МТЗ, которая обусловлена крупными слоями, слагающими осадочный чехол и литосферу.

Таким образом, схема районирования по соотношениям широтных и меридиональных кривых (см. рис. 1) отражает распространение региональных поверхностных неоднородностей электрического сопротивления.

Поскольку поверхностные неоднородности имеют субмеридиональную вытянутость, их влияние на меридиональные кривые в целом невелико. Помимо локальных неоднородностей существенное влияние на магнитотеллурическое поле оказывают региональные особенности полной проводимости осадочного чехла и акваторий, окружающих Сахалин [4].

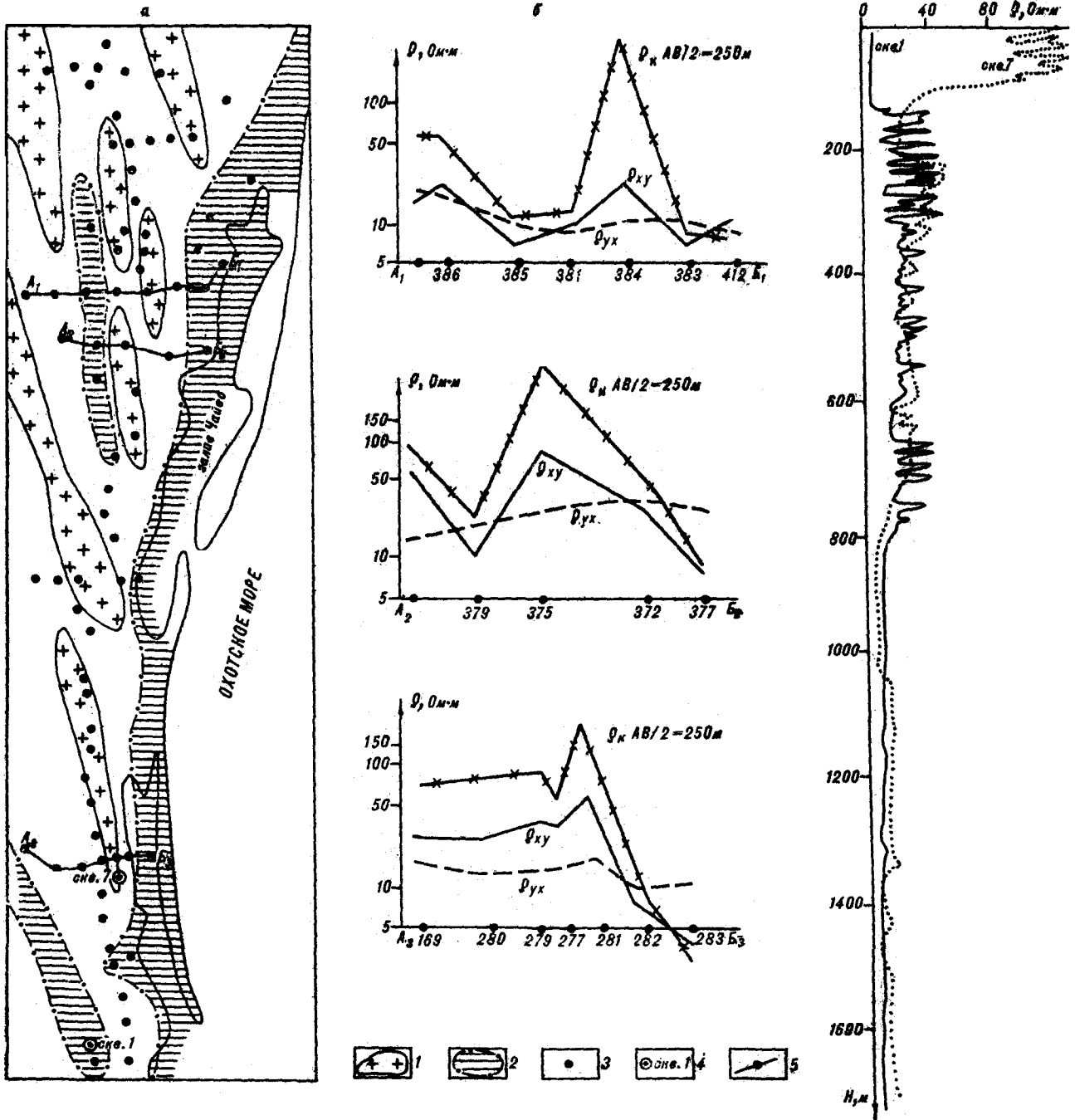


Рис. 3. Влияние поверхностных неоднородностей на результаты МТЗ.

а — расположение пунктов МТЗ в Горомай-Дагинском районе. 1 — зоны развития высокоомных поверхностных неоднородностей ($\rho_n > 200 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) по данным ВЭЗ для АВ/2=250 м, 2 — зоны развития низкоомных поверхностных неоднородностей ($\rho_n < 10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) по тем же данным, 3 — пункты МТЗ, 4 — скважины глубокого бурения, 5 — профили МТЗ; б — разрезы кажущихся сопротивлений по данным ВЭЗ (АВ/2=250 м) и МТЗ ($I=100 \text{ с}$); в — каротажная диаграмма скв. № 1 и № 7.

Для количественной оценки регионального гальванического эффекта проведено трехмерное математическое моделирование с учетом проводимости осадочного чехла Сахалина. Расчеты проведены в ИО АН СССР по программе И. В. Егорова. Программа позволяет изучать

деформацию продольного и поперечного тока слоем переменной проводимости. Результаты расчета в виде схематических карт изолиний приводятся на рис. 4. Изолинии поперечного тока полностью повторяют изолинии суммарной продольной проводимости. Диапазон из-

менения плотности поперечного тока соответствует диапазону изменения суммарной проводимости осадков. На схеме изолиний продольного тока также выделяются крупные положительные структуры (Восточно-Сахалинское и Сусунайское антиклинальные сооружения).

Однако амплитуда этих аномалий намного меньше, чем для поперечного тока. На большей части площади Сахалина, за исключением вышеотмеченных районов, продольный ток искажается гальваническим эффектом не более чем в 1,5 раза. Для индукционного эффекта расчеты показывают, что он в небольшой степени влияет на форму меридиональных кривых, лишь незначительно выполаживая их [1]. Отсюда следует вывод, имеющий важное значение для интерпретации МТЗ: меридиональные кривые МТЗ не имеют ложных перегибов ни за счет индукционного, ни за счет гальванического эффектов.

НОРМАЛЬНАЯ КРИВАЯ МТЗ ДЛЯ САХАЛИНА И ЕЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Для выявления основных проводящих слоев в земной коре и верхней мантии необходимо выяснить обобщенный ход кривых МТЗ [3]. С этой целью мы использовали арифметическое осреднение экспериментальных данных. Осреднение проводилось в несколько приемов с использованием различных комбинаций исходных пунктов МТЗ. Сходимость результатов осреднения этих комбинаций служит критерием достоверности обобщенной кривой. Показательно, что если число осредняемых кривых больше 20, а пункты равномерно расположены по всей территории Сахалина, то результат осреднения остается практически неизменным. Но если это число кривых относится к одному тектоническому району, результат заметно меняется. Обобщенная кривая Сахалина построена в диапазоне периодов $T = 2 \div 100$ с в результате осреднения 450 кривых МТЗ, в диапазоне $T = 50 \div 1500$ с — 120 кривых МТЗ, в диапазоне $T = 150 \div 2500$ с — 60 кривых МТЗ, в диапазоне $T = 900 \div 10\,000$ с — 6 кривых МТЗ.

В перекрывающихся интервалах периодов для первых трех диапазонов участки обобщенной кривой практически совпали между собой. В четвертом диапазоне отмечается параллельное смещение длиннопериодной части кривой. Учитывая параллельность, а также то, что четвертый диапазон получен по малому количеству точек, этот участок кривой совмещен с более высокочастотной частью.

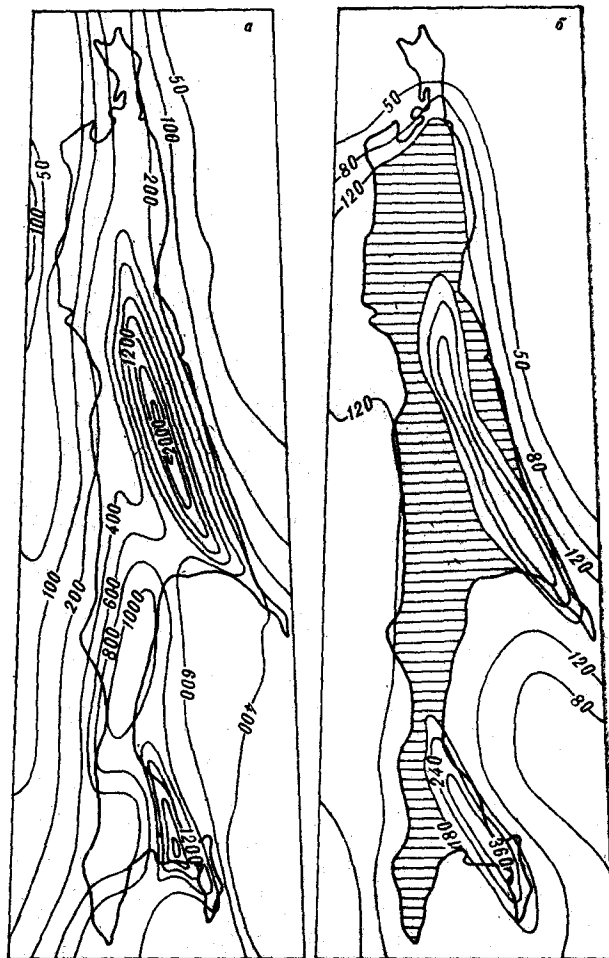


Рис. 4. Результаты моделирования гальванических искажений, создаваемых осадочной толщей (по И. В. Егорову и И. Л. Осиповой 1982 г.).

а — поперечное электрическое поле при поперечном возбуждении; б — продольное электрическое поле при продольном возбуждении.

На рис. 5 показаны обобщенные кривые МТЗ, которые в дальнейшем будем называть нормальными кривыми МТЗ Сахалина. На нормальной продольной кривой вертикальными створами указана дисперсия.

Максимальные значения дисперсии отмечаются на периодах $T < 25$ с, там, где меридиональные кривые отражают породы осадочного чехла. Это связывается с большим диапазоном изменения мощности осадков. В интервале $T = 30 \div 150$ с дисперсия сокращается, что можно объяснить относительной устойчивостью глубины залегания кровли «корового» слоя (12—15 км). Далее дисперсия вновь возрастает, очевидно, из-за меняющейся по площади проводимости «корового» слоя. В длиннопериодной части дисперсия резко сокращается. В этом интервале периодов построены гistogramмы распределения значений импедансов.

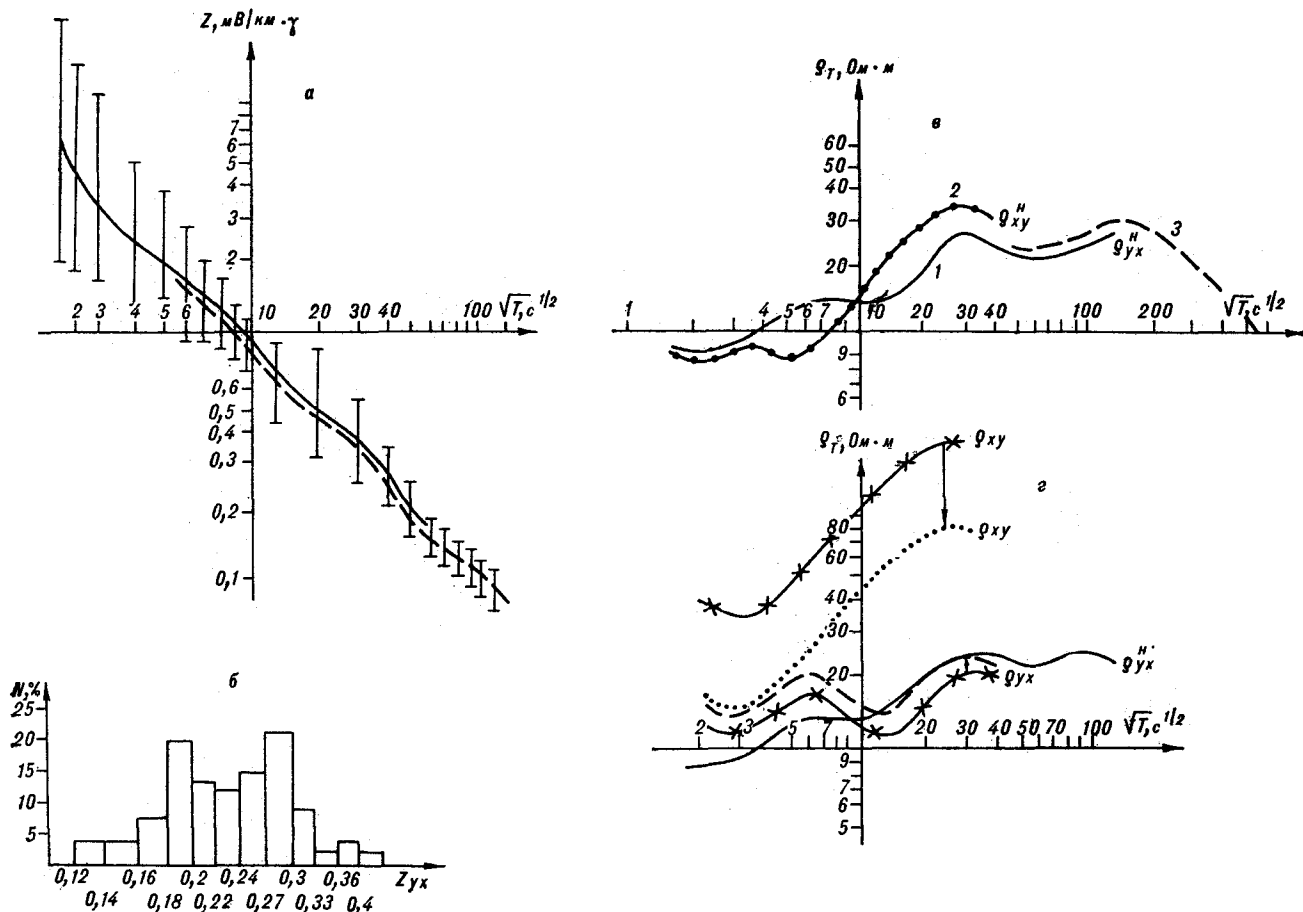


Рис. 5. Нормальная кривая МТЗ для Сахалина и ее использование для интерпретации экспериментальных кривых. а — обобщенная нормальная импедансная кривая; б — гистограмма распределения отклонений значений Z_{yx} от нормальных для $T=1500$ с; в — нормальные кривые МТЗ для Сахалина: 1 — продольная, 2 — поперечная, 3 — модельная; г — использование нормальной кривой ρ_{yx}^H для корректировки уровней кажущегося сопротивления.

При анализе этой гистограммы выяснилось, что значения импедансов образуют две устойчивые группы. Одна группа указывает на глубину до кровли астеносферы 70—90 км, другая — 100—120 км. Дисперсию широтных кривых мы не приводим, так как она занимает диапазон в несколько порядков, равномерный на всех периодах. Сопоставление нормальных продольных и поперечных кривых (см. рис. 5, в) приводит к следующим выводам:

1. Верхняя часть геоэлектрического разреза отражается в продольных и поперечных кривых МТЗ одинаково.

2. В диапазоне периодов $T > 900$ с обе кривые отражают проводящую астеносферу, причем уровень нисходящей ветви поперечной кривой завышен.

3. В промежуточном интервале периодов широтные и меридиональные кривые различны по форме.

Нормальные кривые МТЗ для Сахалина позволяют получить представления об основных

особенностях геоэлектрической модели. По продольной кривой четко прослеживаются три проводящих слоя:

1. Осадочный чехол средней мощностью 4 км со средним сопротивлением 10 Ом·м и средней суммарной проводимостью 400 См. Диапазон периодов $T < 30 \div 100$ с.

2. Проводящие породы в земной коре на глубинах 12—15 км. Средняя проводимость 400—600 См, в зонах глубинных разломов она возрастает до 2000 См. Интервал периодов, на которых проявляется коровый слой, $T = 80 \div 200$ с.

3. Проводящие породы астеносферы. Глубина залегания кровли 70—120 км, проводимость 3500—4000 См. Этот слой проявляется при периодах $T > 900$ с.

Нормальная кривая МТЗ дает общие представления о глубинном геоэлектрическом разрезе Сахалина. Однако для отдельных слоев отмечается изменение параметров по площади. Так, суммарная проводимость осадочного чех-

ла варьирует в пределах от сотен до тысяч сименсов, а его мощность — от первых сотен метров до десятка километров. Суммарная проводимость «корового» слоя изменяется от 500 до 2000 См. Глубина кровли астеносферы в различных районах Сахалина колеблется от 70 до 120 км. Эти изменения безусловно находят свое отражение в форме кривых МТЗ. Но количественная интерпретация отдельных кривых МТЗ затруднена вследствие искажающего влияния поверхностных неоднородностей. Интерпретация должна производиться на основе анализа кривых по всей площади исследования с выполнением следующих этапов:

1. Выделение на площади исследования отдельных районов, где надежно коррелируются характерные особенности кривых МТЗ, связанные с отображением глубинных слоев.

2. Определение нормальных продольных кривых МТЗ для этих районов с целью определения вероятной глубины астеносферы и построения глубинной модели.

3. Сопоставление продольных кривых с нормальными кривыми для выявления искажений,

выходящих за рамки выбранной модели (такие кривые на данном этапе исследования целесообразно исключить из рассмотрения).

4. Корректировка уровней КС продольных кривых путем смещения их по оси ординат до соответствующей нормальной кривой. Ограниченный частотный диапазон наблюдений не позволяет использовать глобальную кривую кажущегося сопротивления в качестве репера. Поэтому целесообразно взять с этой целью обобщенную кривую для Сахалина, на которой в диапазоне 1—3 ч проявляется астеносферный проводящий слой.

5. Корректировка уровня КС поперечных кривых путем смещения по оси ординат до совпадения с соответствующими продольными кривыми в разведочном интервале периодов.

Исправленные кривые МТЗ должны использоваться для количественной интерпретации и построения геолого-геофизических разрезов осадочного чехла.

Таким образом, изучение глубинных слоев и осадочного комплекса методом МТЗ представляет собой единый и неразрывный процесс.

ЛИТЕРАТУРА

1. Альперович И. М., Никифоров В. М., Харатинов В. В. Изучение мощностей осадочных отложений на Сахалине методом магнитотеллурического зондирования.— Геол. и геофиз., 1980, № 3.
2. Альперович И. М., Никифоров В. М., Черняевский Г. А. Результаты МТЗ на Сахалине.— В кн.: Электромагнитные зондирования. Ч. 2. М.: МГУ, 1976.
3. Ваньян Л. Л. О моделях глубинной электропроводности.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1981, № 5.
4. Егоров И. В., Осипова И. Л. Структура низкочастотного теллурического поля Дальнего Востока по результатам численного моделирования.— Геомагнетизм и аэрономия, 1982, № 4.

Сахалинморнефтегазпром
Оха-на-Сахалине

Поступила в редакцию
24 марта 1983 г.

УДК 551.243.11/13 : 551.22 : 551.248.2(571.56)

В. В. Юшманов

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ КОНЦЕНТРИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ АЛДАНСКОГО ШИТА.

СТАТЬЯ 1. СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ И ПРОБЛЕМЫ.

Статья посвящена основным проблемам исследования сложных магмородуколирующих геоморфолого-геологических объектов, к числу которых относятся и тектоно-магматические концентрические комплексы Алданского щита. На основании критического анализа существующих подходов к их изучению делается вывод о предпочтительности использования наиболее

информативного в настоящее время комплексного геоморфолого-геологического подхода. Формулируются основные геолого-геоморфологические методологические проблемы, решение которых необходимо для разработки методики комплексного изучения тектоно-магматических концентрических комплексов.

ПОНЯТИЕ «ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ КОНЦЕНТРИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС»

На Алданском щите широко развиты специфические геоморфолого-геологические магмородуколирующие образования округлой в плане формы, созданные процессами мезозойско-кайнозойской эпиплатформенной тектоно-магматической активизации. Они представляют собой участки земной коры (20—100 км в поперечнике), выраженные в рельефе земной поверхности в виде орографических и (или) гидрографических узлов изометричной и близкой ей формы и состоящие из центральной части и внешнего кольцевого окружения, объединенных единым структурным планом. В их центральных частях (2—20 км в поперечнике) присутствуют мезозойские интрузии малых интрузивов (магматические комплексы центрально-плоские, штоки, дайки, силлы и т. д.). Внешнее окружение, ограниченное комбинированными реками разрывными и условными границами, имеет радикально-концентрическое строение и состоит из дислокационных (дизъюнктивных, блоковых, складчато-блоковых), реже породных (магматических, гидротермальных, осадочных) тел. К центральным частям нередко приурочены изометричные магнитные и гравитационные аномалии. Как самостоятельные целостные объекты эти участки ранее на Алданском щите не исследовались, хотя упоминание о них (как об «узлах проявления интрузивного магматизма», «интрузивных» или «магматических узлах» и т. п.) часто встречается в литературе [9, 10, 23]. Лишь в последнее десятилетие такие участки стали рассматриваться как осо-

бые геологические или геоморфолого-геологические образования со своеобразным строением — «узловые» или «локальные морфоструктуры» [10, 36], «купольно-блоковые структуры» или «морфоструктуры» [7], «магматогенно-глыбовые структуры центрального типа» [24], «нелинейные магмо-глыбовые системы» [26], «очаговые куполовидные морфоструктуры» [37], «вулканокупольные поднятия» или «крупные кольцевые комплексы» [16], «тектоно-магматические кольцевые комплексы» [1], «магматотектогены» [20], «тектоно-магматические концентрические комплексы» [40] и т. д. Множественность в названиях округлых геоморфолого-геологических образований магматогенного происхождения отражает разнообразие взглядов на особенности строения, происхождения и формирования этих объектов, широко известных и в других областях орогенной тектоно-магматической активизации мезозойско-кайнозойского возраста, и вызывает необходимость подойти к их изучению с четких методологических, терминологических и методических позиций.

Будем рассматривать такие округлые геоморфолого-геологические образования, как выраженные в рельефе сложные нестратифицируемые породно-дислокационные комплексы тектоно-магматического происхождения, представляющие собой закономерные сочетания породных (в первую очередь, магматических) и дислокационных тел, а также отражающих их на земной поверхности геоморфологических

элементов, связанных между собой тесными пространственными и определенными генетическими отношениями. Пространственное расположение слагающих их элементов определяет концентрическую (радиально-концентрическую и т. п.) структуру рассматриваемых комплексов, которая является их наиболее существенным (по сравнению с формой в плане и в разрезе) геометрическим признаком. Назовем поэтому выделенные объекты «тектоно-магматическими концентрическими комплексами» (сокращенно ТМКК). Сочетание этих терминов, на наш взгляд, является наиболее оптимальным для обозначения рассматриваемых геологических образований, так как отражает самые существенные особенности их строения и происхождения. Мезозойский возраст магматических тел, участвующих в строении ТМКК Алданского щита, фиксирует возраст заложения ТМКК, а их резкая выраженность в рельефе говорит о позднейшей активизации в кайнозое. В зависимости от размеров выделим локальные (десятки километров в поперечнике) и региональные (сотни километров в поперечнике) ТМКК.

СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИХ КОНЦЕНТРИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ АЛДАНСКОГО ЩИТА

Изучение ТМКК Алданского щита проводится геологическими, геофизическими и геоморфологическими методами.

Геологически (средне- и крупномасштабные геологические съемки, тематические работы) изучены лишь верхние части локальных ТМКК, и весьма неравномерно, так как главное внимание уделялось составу, строению и эволюции породных тел — мезозойских магматических и вмещающих их разновозрастных метаморфических, магматических и осадочных. Магматическим образованиям, представленным щелочными и щелочноземельными породами алданского вулканогенно-интрузивного комплекса позднеюрского-раннемелового возраста, посвящено много работ. Их обзор дан Т. В. Библиной и др. [6, 7], Е. П. Максимовым [18, 19]. Поскольку мезозойские магматические тела образуют ядра ТМКК, то наибольший интерес представляют для нас те работы, в которых рассматриваются форма, строение и пространственные взаимоотношения этих тел. Существующие по этому вопросу взгляды можно разделить на две группы. Одни исследователи [3, 5—7, 10, 23] считают, что магматические

тела приурочены к единым центрам длительного проявления интрузивно-вулканической деятельности и локализируются в кольцевых, дугообразных и радиальных трещинах или на контакте докембрийского фундамента и чехла в пологих трещинах отрыва, образуя сложные вулканогенно-тектонические «структуры». Все это обуславливает разнообразную форму массивов и слагающих их тел, представленных лакколитоподобными телами, хонолитами, штоками, дайками, пластовыми, реже кольцевыми интрузиями и т. д. Исследователи этой группы отрицают широкое развитие кальдер и отмечают [10], что признаки их известны в ряде массивов, но конфигурация не ясна. Другие исследователи [16—18] относят большинство крупных магматических тел Алданского щита к зональным магматическим комплексам центрального типа, характерным признаком которых являются кольцевые и воронкообразные интрузии, а также кальдеры проседания диаметром до 5—8 км, выполненные мощной (до 1—1,5 км) толщей юрских вулканогенно-осадочных пород, наклоненных к центру массивов. Формирование кальдер, кольцевых интрузий и штоков связано со средне-позднеюрским и позднеюрским — раннемеловым этапами становления мезозойского магматизма. Кольцевые интрузии образуются позже кальдер, на их месте или самостоятельно, и круто (реже полого) падают к центру массивов. Размеры кольцевых интрузий колеблются от 1,5—2 до 16,5 км в поперечнике.

Приуроченные к интрузивам дислокационные комплексы (локальные купольно-блоковые поднятия и т. п. тектонические образования) и слагающие их дислокационные (складчатые, дизъюнктивные, блоковые) и дислоцированные тела, выраженные в особенностях строения фундамента и платформенного чехла, на Алданском щите изучены слабо. Существуют три модели строения таких комплексов — купольная, блоковая и концентрическая.

Согласно первой модели [5—7, 10, 14, 23], интрузии оказывали при внедрении активное механическое воздействие на вмещающие породы фундамента и платформенного чехла и формировали в них на уровне застывания относительно просто устроенные купольные и купольно-блоковые поднятия («вздутия», «структуры», «тектоно-магматические структуры»), сложенные с поверхности породами платформенного чехла. Высота и диаметр куполов близки к размерам интрузий. Так, например, диаметр куполовидных складок магматогенного происхождения в юрских породах в верховьях р. Амги достигает 5—10 км, а вертикальная амплитуда — 150—200 м [10]. Наклон осадочных отложений к периферии достигает 5—8°. Куполовидные вздутия сопровождалась места-

ми перемещениями отдельных блоков и диапировым выдвиганием центральных изометричных блоков, сложенных мезозойскими магматическими породами. Суммарная амплитуда ступенчатых блоковых перемещений не превышает 600—800 м [6, 7]. Такие же соотношения с вмещающими породами имеют центральные интрузии ультраосновных — щелочных пород с дунитовым ядром [7, 18]. Размеры их не превышают 5—6 км в поперечнике. Интрузии имеют характер ярко выраженных диапиров и сопровождаются локальными купольно-горстовыми поднятиями диаметром 10—12 км.

По второй модели [23, 30] мезозойские интрузивы приурочены к длительно и унаследованно развивающимся тектоно-магматическим «структурам» блокового типа, размеры которых достигают десятки километров в поперечнике. Они характеризуются специфическим набором магматических формаций и связаны с глубинными долгоживущими магматическими очагами. Величина вертикального воздымания блоков в поздней юре — раннем мелу достигала 700—800 м [30].

Согласно третьей модели, появившейся только в последнее десятилетие, узлы и районы проявления мезозойского магматизма рассматриваются как сложные целостные геологические или геоморфолого-геологические образования («структуры», «морфоструктуры», «комплексы», «системы») концентрического строения [7, 20, 24, 26, 36, 37, 38], представленные системой дифференцированных по амплитуде и размерам тектонических блоков с центральной симметрией, насыщенной проявлениями мезозойского магматизма. Поперечный размер таких объектов значительно превышает размер интрузивных тел и приуроченных к ним куполовидных поднятий (в рамках первой модели) и достигает 100—150 км в поперечнике, а величина вертикальных глыбовых перемещений в них — 1800 м [25].

Представления о глубинном строении локальных ТМКК Алданского щита, основанные на геологических данных, сформулированы в самом общем виде. Мезозойские магматические тела относятся к интрузиям малых глубин, глубина застывания которых колеблется от 500—800 м до 1,5—2 км, приповерхностным образованиям и наземным излияниям, включая жерловые и прижерловые фации [6—8, 10]. Минимальная глубина очагов, из которых поступал магматический материал, оценивается в 6—7 км [5].

Закономерности распределения оруденения в мезозойско-кайнозойских ТМКК разных рангов изучены слабо. Известно лишь о приуроченности ряда полезных ископаемых к районам и узлам развития мезозойских магматических пород и к мезозойским сводово-глыбовым

«структурам» [3, 7, 9, 10, 16, 20, 22, 26, 27]. Отмечается [20, 36, 37], что минерализация в пределах локальных «структур» мезозойско-кайнозойского возраста контролируется зонами растяжения, образующимися в центральных частях и на периферии формирующихся «структур».

Геофизическое изучение локальных ТМКК значительно уступает геологическому, так базируется в основном на среднемасштабных, реже крупномасштабных магнитометрических и мелкомасштабных, в единичных случаях среднемасштабных гравиметрических съемках. К тому же анализ геофизических материалов для познания глубинного строения ТМКК проводился отдельными исследователями и касался непосредственно лишь мезозойских магматических комплексов. Так, С. С. Глебовский и др. (1965 г.) указывают на приуроченные к этим образованиям на глубине 2—6 км локальные гравитирующие массы, которые интерпретируются как очаги мезозойской магматической деятельности. Ю. Ф. Малышев [21] отмечает, что гетерогенные массивы с гипербазитовым ядром фиксируются максимумами силы тяжести и положительными магнитными аномалиями, причем контуры аномалий соизмеримы с контурами массивов. Иная картина наблюдается при сопоставлении контуров магнитных и гравитационных аномалий с контурами мезозойских субщелочных интрузий. Здесь обнаруживаются следующие особенности: а) размеры массивов в плане, определенные по гравиметрическим аномалиям, в несколько раз превышают размеры выходов мезозойских интрузий на поверхности; б) одной изометричной аномалии силы тяжести над массивом отвечают несколько разнотипных магнитных аномалий; в) контуры положительных магнитных аномалий могут превышать, соответствовать и быть меньше выходов массивов на дневную поверхность; г) нижние кромки гравитирующих и магнитных масс по расчетам не превышают 4—6 км. Другие исследователи [16, 20] считают, что гравитационные минимумы, приуроченные к районам проявления мезозойского магматизма на Алданском щите, связаны с магматическими телами кислого состава, глубина залегания кровли которых равна 6—7 км, а подошвы 15—20 км и более (до 60—90 км).

Геоморфологически локальные ТМКК Алданского щита изучены незначительно, несмотря на наличие разнообразных топографических и геоморфологических карт региона. Поэтому взаимосвязь мезозойских интрузивов и обусловленного ими комплекса дислокационных тел во вмещающих породах с современным рельефом объясняется то позднемезозойской тектоникой, то послемезозойскими экзогенными процессами, то новейшей тектоникой.

Одни исследователи [12, 22—24, 32] связывают все особенности рельефа в участках развития мезозойских интрузивов с позднемезозойскими локальными положительными тектоническими движениями. Размеры выраженных в рельефе мезозойских куполовидных поднятий достигают 15—20 км в поперечнике [13]. Новейшие тектонические движения и эрозионно-денудационные послемезозойские процессы этими исследователями либо игнорируются, либо считаются незначительными.

Другие исследователи [3, 8, 14, 15, 18, 27, 33] на основании изучения относительно стабильных в новейшее время Центрально-Алданского и Учуро-Майского районов объясняют выраженность участков развития мезозойских интрузивов в рельефе последующей денудацией позднемезозойских купольных поднятий, величина которой не превышает 700 м [8], и экзогенной препарировкой стойких к разрушению магматических пород. В результате интрузии выступают в виде остаточных гольцовых возвышенностей, окруженных выровненными поверхностями, на которых отмечаются кольцевые грабены с рыхлыми отложениями большой мощности. При этом одни исследователи [27] относят эти поверхности к педиментам, а другие [15] объясняют их бронированием рельефа в результате контактового метаморфизма вмещающих пород мезозойскими интрузиями, а кольцевые пояса грабенов связывают с процессами остывания этих интрузий. Вершины интрузивов, по мнению Н. С. Благоволлина и В. К. Шевченко [8], эродированы на глубину не более 30—50 м. Об этом же свидетельствует сохранность в некоторых случаях пород кровли. Роль неотектонических движений в формировании рельефа (вообще или только в пределах участков развития мезозойских магматических пород) исследователи этой группы совершенно не учитывают.

Согласно третьей точки зрения [10, 28], основанной на признании в пределах Алданского щита самостоятельного новейшего (кайнозойского) этапа активизации, отделенного от позднемезозойского продолжительной эпохой планации, участки развития мезозойских магматических пород выражены в рельефе в виде положительных морфотектонических блоковых «структур» или «узловых морфоструктур» — новейших горстов и сводо-горстов, унаследующих в какой-то мере позднемезозойские движения. Конфигурация их определяется в основном ортогональными разломами. Сводо-горсты нередко характеризуются зонально-концентрическим строением и сейсмичны. Такие локальные складчато-блоковые новейшие поднятия наиболее характерны для активизированного в кайнозой Тимптоно-Учурского района.

В последние годы на Алданском щите выделяются региональные тектоно-магматические концентрические комплексы (150—500 км в поперечнике), контролирующие проявления мезозойского магматизма и выраженные в той или иной степени в рельефе [11, 16, 20, 29, 31, 36, 39, 40]. Они либо сформированы в мезозое, либо являются активизированными в мезозое и кайнозой концентрическими образованиями докембрийского заложения. Геологическая, геофизическая и геоморфологическая изученность их совершенно недостаточна.

Существующие представления о тектонических закономерностях пространственного размещения локальных ТМКК Алданского щита и связанных с ними мезозойских магматических пород и оруденения описываются в рамках различных региональных тектонических моделей. Согласно блоковой модели размещение мезозойских магматических пород связано с пересекающимися весь щит шестью кулисообразно сменяющимися друг друга протяженными зонами разломов восток-северо-восточного простирания [12]. По другой модели локализации мезозойских интрузивов и связанного с ними оруденения обусловлена пересечением разломов различных направлений — то северо-восточного и северо-западного [3, 6], то субширотного и субдолготного [10, 17, 34], то северо-восточного и субширотного [9], то меридионального и северо-восточного [1]. В рамках перекрестной складчато-блоковой модели [4, 7, 10, 19, 22, 23, 38] мезозойские магматические породы приурочены как к зонам растяжения на сводах и крыльях крупных протяженных линейных сводов и синеклиз, так и к ограничивающим и пересекающим складчатые тела разрывным нарушениям, особенно к местам их пересечения. На западе и в центре щита магматические породы располагаются на пересечении северного и южного склонов субширотного Чаро-Учурского поднятия с мезозойскими синеклизами (Чугинской и Алданской) и разломами север-северо-восточного простирания [4, 22]. На востоке щита мезозойские интрузивы приурочены к южной и осевой частям Чаро-Учурского поднятия и к северо-западным разрывным ограничениям Гонамской и Сугамской синеклизы. Некоторые исследователи [35] считают, что узлы концентрации мезозойского магматизма и оруденения контролировались на щите пересечениями «негативных» складчато-разрывных зон субширотного и субдолготного простираний, унаследующих в значительной степени ортогональную сеть аналогичных по строению фемических зон нижнеархейского заложения. В рамках купольно-концентрической модели отмечается приуроченность мезозойских интрузивов либо к центральным [11], либо к периферийным [10, 31], либо к центральным и перифе-

рийшим [16, 20, 36, 40] частям региональных ТМКК мезозойского заложения или крупных докембрийских концентрических комплексов, активизированных в мезо-кайнозое.

Существующее многообразие и кажущаяся противоречивость оценок о роли тех или иных тектонических факторов в пространственном размещении мезозойских интрузий связаны с тем, что в сложной тектонической структуре Алданского щита, обусловленной пересечением различных по рангу, форме, структуре, генезису, возрасту породно-дислокационных и дислокационных комплексов, разные исследователи (в силу недостаточной разработанности методов изучения этих сложных объектов) отдают предпочтение тем или иным элементам и критериям.

ИЗУЧЕНИЕ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИХ КОНЦЕНТРИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ АЛДАНСКОГО ЩИТА — ПОДХОДЫ И ПРОБЛЕМЫ

Анализ вышеизложенных данных показывает, что существующая степень геоморфологической, геологической и геофизической изученности ТМКК Алданского щита совершенно недостаточна для построения не только целостных (комплексных геоморфолого-геолого-геофизических), но даже и специализированных (геоморфологических, геологических или геофизических) моделей этих природных объектов. Имеющиеся геоморфологические, геологические и геофизические данные о выраженных в рельефе ТМКК либо очень скудны, либо дают противоречивые представления об их строении. Какой же путь нужно избрать для углубления наших знаний о строении, происхождении, механизме формирования и эволюции ТМКК, о тектонических закономерностях их пространственного размещения и рудоносности, для выработки научно обоснованных рекомендаций по направлению поисково-разведочных работ в пределах ТМКК? Рассмотрим информативные возможности всех трех существующих специализированных подходов к изучению ТМКК.

Наиболее исчерпывающую характеристику о строении ТМКК можно получить на основании геологических данных. Однако для этого необходима высокая (как поверхностная, так и глубинная) степень геологической изученности ТМКК, значительно превышающая существующую, и требующая больших материальных затрат. Для выявления дислокационных тел требуются новые, более эффективные геологические методы.

Роль геофизических методов в изучении глубинного строения геологических объектов обще-

известна. Однако степень геофизической изученности ТМКК на Алданском щите ниже геологической, а геологическая интерпретация геофизической информации далеко не однозначна.

Наиболее доступными в существующих условиях являются методы геоморфологического анализа ТМКК, использующие уже имеющиеся высокоинформативные геоморфологические, топографические и фотографические материалы. В этом направлении работают многие исследователи. Их опыт свидетельствует, что привлечение геоморфологической информации для геологических (тектонических) построений во многих случаях позволяет быстро и с минимальными затратами получить качественно новую информацию о строении земной коры и слагающих ее объектов (в том числе и ТМКК), зачастую не выявляемую традиционными геологическими методами и более однозначную по сравнению с данными интерпретации геофизических наблюдений. Особенно велика роль геоморфологических методов при изучении блокового строения ТМКК и выявлении слагающих их дислокационных (разрывных и блоковых) тел.

Сравнительный анализ существующих специализированных подходов к изучению ТМКК Алданского щита показывает, что наиболее оптимальным в настоящее время следует признать совместное использование геоморфологических и геологических методов, т. е. комплексный геоморфолого-геологический подход. Он позволяет применять для познания ТМКК весьма информативные (сопоставимые с геологическими и геофизическими), достаточно оперативные и к тому же дешевые картографические и дистанционные методы, а в связи с этим более целенаправленно и рационально использовать существующие геологические методы и данные. Уточнение геологических моделей с помощью геоморфологических данных, несомненно, сделает более обоснованными и глубинные геолого-геофизические модели строения ТМКК. Однако разработка и широкое применение геоморфологических методов в геологических исследованиях сдерживаются прежде всего недостаточной методологической обоснованностью представлений о геоморфологическом подходе к изучению геологических объектов и его взаимосвязи с геологическим подходом [2], следствием чего является отсутствие единых общепринятых принципов совместного изучения геоморфологических данных. Поэтому комплексное геоморфолого-геологическое изучение таких крупных, сложных и малоисследованных геологических объектов, какими являются ТМКК Алданского щита, в настоящее время также представляет серьезную проблему. Ее решение невозможно без предварительного

рийшим [16, 20, 36, 40] частям региональных ТМКК мезозойского заложения или крупных докембрийских концентрических комплексов, активизированных в мезо-кайнозое.

Существующее многообразие и кажущаяся противоречивость оценок о роли тех или иных тектонических факторов в пространственном размещении мезозойских интрузий связаны с тем, что в сложной тектонической структуре Алданского щита, обусловленной пересечением различных по рангу, форме, структуре, генезису, возрасту породно-дислокационных и дислокационных комплексов, разные исследователи (в силу недостаточной разработанности методов изучения этих сложных объектов) отдают предпочтение тем или иным элементам и кри-териям.

ИЗУЧЕНИЕ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИХ КОНЦЕНТРИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ АЛДАНСКОГО ЩИТА — ПОДХОДЫ И ПРОБЛЕМЫ

Анализ вышеизложенных данных показывает, что существующая степень геоморфологической, геологической и геофизической изученности ТМКК Алданского щита совершенно недостаточна для построения не только целостных (комплексных геоморфолого-геолого-геофизических), но даже и специализированных (геоморфологических, геологических или геофизических) моделей этих природных объектов. Имеющиеся геоморфологические, геологические и геофизические данные о выраженных в рельефе ТМКК либо очень скудны, либо дают противоречивые представления об их строении. Какой же путь нужно избрать для углубления наших знаний о строении, происхождении, механизме формирования и эволюции ТМКК, о тектонических закономерностях их пространственного размещения и рудоносности, для выработки научно обоснованных рекомендаций по направлению поисково-разведочных работ в пределах ТМКК? Рассмотрим информативные возможности всех трех существующих специализированных подходов к изучению ТМКК.

Наиболее исчерпывающую характеристику о строении ТМКК можно получить на основании геологических данных. Однако для этого необходима высокая (как поверхностная, так и глубинная) степень геологической изученности ТМКК, значительно превышающая существующую, и требующая больших материальных затрат. Для выявления дислокационных тел требуются новые, более эффективные геологические методы.

Роль геофизических методов в изучении глубинного строения геологических объектов обще-

известна. Однако степень геофизической изученности ТМКК на Алданском щите ниже геологической, а геологическая интерпретация геофизической информации далеко не однозначна.

Наиболее доступными в существующих условиях являются методы геоморфологического анализа ТМКК, использующие уже имеющиеся высокоинформативные геоморфологические, топографические и фотографические материалы. В этом направлении работают многие исследователи. Их опыт свидетельствует, что привлечение геоморфологической информации для геологических (тектонических) построений во многих случаях позволяет быстро и с минимальными затратами получить качественно новую информацию о строении земной коры и слагающих ее объектов (в том числе и ТМКК), зачастую не выявляемую традиционными геологическими методами и более однозначную по сравнению с данными интерпретации геофизических наблюдений. Особенно велика роль геоморфологических методов при изучении блокового строения ТМКК и выявлении слагающих их дислокационных (разрывных и блоковых) тел.

Сравнительный анализ существующих специализированных подходов к изучению ТМКК Алданского щита показывает, что наиболее оптимальным в настоящее время следует признать совместное использование геоморфологических и геологических методов, т. е. комплексный геоморфолого-геологический подход. Он позволяет применять для познания ТМКК весьма информативные (сопоставимые с геологическими и геофизическими), достаточно оперативные и к тому же дешевые картографические и дистанционные методы, а в связи с этим более целенаправленно и рационально использовать существующие геологические методы и данные. Уточнение геологических моделей с помощью геоморфологических данных, несомненно, сделает более обоснованными и глубинные геолого-геофизические модели строения ТМКК. Однако разработка и широкое применение геоморфологических методов в геологических исследованиях сдерживаются прежде всего недостаточной методологической обоснованностью представлений о геоморфологическом подходе к изучению геологических объектов и его взаимосвязи с геологическим подходом [2], следствием чего является отсутствие единых общепринятых принципов совместного изучения геоморфологических данных. Поэтому комплексное геоморфолого-геологическое изучение таких крупных, сложных и малоисследованных геологических объектов, какими являются ТМКК Алданского щита, в настоящее время также представляет серьезную проблему. Ее решение невозможно без предварительного

проведения ряда методологических понятийно-терминологических и методических исследований, к числу которых в первую очередь нужно отнести следующие.

1. Методологическое обоснование сущности геоморфологического подхода к изучению геологических объектов: четкое определение объекта (или объектов), целей, задач и основных путей геолого-геоморфологических исследований в рамках этого подхода; выявление дисциплин, которые его используют; установление их соотношения со смежными геологическими и геоморфологическими дисциплинами; сопоставление и уточнение понятийно-терминологической базы этих дисциплин.

2. Установление принципов комплексного геоморфолого-геологического изучения сложных (в том числе и концентрических) разноранговых геологических объектов и построения их геоморфологических, геоморфолого-геологических и геологических моделей.

3. Разработка конкретных методов (методик)

геологической идентификации и интерпретации геоморфологических данных, с помощью которых можно использовать геоморфологическую информацию для выявления формы и строения (возможно, состава и генезиса) сложных (в том числе и концентрических) геологических тел и слагающих их элементов.

4. Разработка конкретной методики (методик) комплексного геоморфолого-геологического изучения концентрических геологических объектов (в том числе и ТМКК Алданского щита).

Решение проблемы комплексного геоморфолого-геологического изучения концентрических геологических объектов позволит ближе подойти к разработке совместной интерпретации геоморфологических, геологических и геофизических данных и созданию целостных сложных комплексных геоморфолого-геолого-геофизических моделей ТМКК Алданского щита (а также других нелинейных геологических объектов любых рангов и генезиса).

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамов В. А., Кичигин Л. Н. и др. Геолого-тектонические предпосылки золотого оруденения Центрального Алдана.— В кн.: Тектоника восточной части Сибирской платформы. Якутск, ЯФ СО АН СССР, 1979.
2. Асеев А. А., Благоволит Н. С. Некоторые итоги дискуссии о предмете геоморфологии и морфоструктурном анализе.— Геоморфология, 1981, № 4.
3. Билибин Ю. А. К вопросу о локализации месторождений золота.— Проблемы советской геологии, 1935, т. 5, № 5.
4. Билибин Ю. А. Локализация золотоносности в связи с тектоникой Северо-Востока.— Проблемы советской геологии, 1937, т. 7, № 5—6.
5. Билибин Ю. А. Послеюрские интрузии Алданского района. М.— Л.: Изд-во АН СССР, 1941.
6. Билибина Т. В., Дашкова А. Д. и др. Петрология щелочного вулканогенно-интрузивного комплекса Алданского щита (мезозой). Л.: Недра, 1967.
7. Билибина Т. В., Дашкова А. Д. и др. Геологические формации и металлогения Алданского щита. Л.: Недра, 1976.
8. Благоволит Н. С., Шевченко В. К. Магматические тела и проблема денудационного среза.— Геоморфология, 1977, № 1.
9. Ветлужских В. Г. Магматический и тектонический контроль золотого оруденения на Становике и в южной части Алданского щита.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Южной Якутии. Чита.: Кн. изд-во, 1972.
10. Геология СССР. Т. 42. Южная Якутия. М.: Недра, 1972.
11. Глазовский М. З. Кольцевые структуры юго-востока Сибирской платформы и сопредельных областей и некоторые проблемы металлогении. Л., 1978 (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 302).
12. Дзевановский Ю. К. К вопросу пространственного распространения мезозойских щелочных и субщелочных пород Алданской плиты.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Госгеолтехиздат, 1956. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., вып. 1).
13. Долгушин И. Ю. Влияние тектоники на рельеф Алдано-Тимптонского водораздела.— В кн.: Вопросы геоморфологии и палеогеографии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
14. Долгушин И. Ю. Лено-Алданское плато и Алданское нагорье.— В кн.: Плескогорья и низменности Восточной Сибири. М.: Наука, 1971.
15. Зорин Л. В. Формирование компенсационного и бронированного рельефа в бассейне Алдана при остывании интрузий большого объема.— В кн.: География и геоморфология Азии. М.: Наука, 1969.
16. Кичигин Л. Н. Роль вулканизма в мезозойской тектонике Центрального Алдана.— Сов. геол., 1979, № 8.
17. Кравченко С. М., Власова Е. В. Щелочные породы Центрального Алдана (по материалам изучения акцессорных материалов). М.: Изд-во АН СССР, 1962.
18. Максимов Е. П. Мезозойские кольцевые магматические комплексы Алданского щита.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 3.
19. Максимов Е. П. Опыт формационного анализа мезозойских магматических образований Алданского щита.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 4.
20. Максимов Е. П. Концентрические структуры и мезозойский магматизм Алданского щита и сопредельных областей.— В кн.: Тектоника активизированных областей. Чита: Кн. изд-во, 1982.
21. Малышев Ю. Ф. Геофизические исследования докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1977.
22. Минкин Л. М. Закономерности размещения и возраст мезозойских интрузий Алдана.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. 2. М.: Госгеолтехиздат, 1960.
23. Миронюк Е. П. К мезозойской истории развития центральной части западного Приуручья (Алданский щит).— В кн.: Материалы по тектонике и магматизму востока СССР. Л.: Недра, 1967 (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 135).
24. Миронюк Е. П., Донаков В. Н. Условия формирования интрузий в северной части Алдано-Станового щита.— В кн.: Магматизм, метаморфизм и орудене-

- ние Дальнего Востока. Владивосток: Кн. изд-во, 1976.
25. Миронюк Е. П., Лагздина Г. Ю., Магнушевский Э. Л. Юрско-меловой внегеосинклинальный магматизм и наложенные континентальные впадины Алданской области.— В кн.: Основные закономерности развития и металлогении областей тектоно-магматической активизации юга азиатской части СССР. Л.: Недра, 1979.
 26. Миронюк Е. П., Любимов В. К. Геологическое строение и рудоконтролирующие формации Алдано-Станового щита.— В кн.: Геология, геофизика и полезные ископаемые региона Байкало-Амурской железнодорожной магистрали. Вып. 1. Л.: ВСЕГЕИ, 1977.
 27. Пиотровский М. В. Мезозойская морфотектоника Алданской синеклизы.— В кн.: Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1968.
 28. Пиотровский М. В. Некоторые закономерности сводово-блоковой морфотектоники.— В кн.: Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. М.: Наука, 1968.
 29. Соловьев В. В. Структуры центрального типа территории СССР (по данным геолого-морфологического анализа). Л.: ВСЕГЕИ, 1978.
 30. Угерюмов А. Н. Хронологическое отношение между мезозойским магматизмом, оруденением и блоковыми движениями в центральной части Алданского щита.— В кн.: Современные тектонические концепции и региональная тектоника востока СССР. Якутск, ЯФ СО АН СССР, 1980.
 31. Угерюмов А. Н. О влиянии кольцевых складчатых структур архея на тектонику и магматизм фанерозоя (Алданский щит).— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 10. Новосибирск: Наука, 1981.
 32. Худяков Г. И. История развития рельефа.— В кн.: Юг Дальнего Востока. М.: Наука, 1972.
 33. Худяков Г. И. Геоморфоструктуры материковой части Сибири и Дальнего Востока.— В кн.: Проблемы эндогенного рельефообразования. М.: Наука, 1976.
 34. Черкасов Р. Ф. Архей Алданского щита. М.: Наука, 1979.
 35. Черкасов Р. Ф. Древнейшие фемические зоны как концентраторы оруденения (на примере Алдано-Станового щита).— Тихоокеанская геол., 1982, № 1.
 36. Юшманов В. В. О возможностях морфоструктурного анализа для выявления и изучения локальных структур, контролирующих мезозойский магматизм и оруденение на востоке Алданского щита.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Южной Якутии. Чита: Кн. изд-во, 1972.
 37. Юшманов В. В. Очаговые куполовидные морфоструктуры востока Алданского щита и их роль в локализации оруденения.— В кн.: Геоморфология и неотектоника горных областей Дальнего Востока. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1977.
 38. Юшманов В. В. Структуры мезозойско-кайнозойской активизации Алданского щита.— В кн.: Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979.
 39. Юшманов В. В. Концентрические горные системы Алдано-Станового региона и их классификация.— В кн.: Типы гор и механизмы горообразования. Иркутск: Кн. изд-во, 1979.
 40. Юшманов В. В. Типизация мезозойско-кайнозойских тектоно-магматических комплексов Алдано-Станового региона.— В кн.: Тектоника активизированных областей. Чита: Кн. изд-во, 1982.

ИТыГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
28 января 1983 г.

УДК 551.248.2 + 550.348(571.61)

*Ф. Г. Корчагин, Г. А. Шарогазова, С. А. Чеботов***ВЛИЯНИЕ ЗЕЙСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА НА ГЕОДИНАМИКУ РАЙОНА**

В статье проанализированы результаты исследований на Зейском геодинамическом полигоде с привлечением данных по сейсмичности, росту уровня воды и светодальномерных измерений на миниполигоне.

Известны многочисленные случаи, когда заполнение водохранилищ вносило определенные коррективы в геодинамическую обстановку районов, что выражалось, прежде всего, в росте сейсмической активности. Несмотря на то, что количество примеров вызванной сейсмичности к настоящему времени достигает нескольких десятков, а некоторые из землетрясений (например, в Койна в 1976 г. и др.) носят разрушительный характер, природа влияния водохранилища на сейсмический режим до сих пор остается невыясненной.

Называют две основные причины роста сейсмичности при заполнении водохранилища: первая — изменение характера блоковых движений земной коры под действием нагрузки от воды [10, 12], вторая — повышение порово-трещинного давления воды в зонах разломов [3, 11].

Вероятно, оба этих механизма действуют совместно, что прежде всего должно отражаться на динамике блоковых систем. Нами на примере Зейского водохранилища сделана попытка проверить это предположение инструментальным способом.

Как было показано [4], район Зейского водохранилища обладает всеми геодинамическими и геологическими особенностями, присущими району, в которых проявилась вызванная сейсмичность, что позволило сделать предположение о возможности появления вызванных землетрясений в данном месте.

Особенности геологического строения района достаточно полно освещены в работе [4], поэтому здесь нет необходимости рассматривать их подробно. Коротко остановимся только на тех геологических и геодинамических вопросах, которые имеют значение при анализе инструментальных материалов.

Зейское водохранилище создается в пределах двух структурных элементов, это — Верхнезей-

Показано, что заполнение водохранилища влияет на динамику блоковой системы, и это влияние начало ощущаться при подъеме уровня воды примерно на 40 м.

ская впадина и Тукурингро-Джагдинское поднятие. Верхнезейская впадина не перспективна на проявление вызванной сейсмичности [4], поэтому основные работы были сосредоточены в пределах Тукурингро-Джагдинского поднятия.

Поднятие в районе исследований сложено архейскими гнейсами и кристаллическими сланцами Станового комплекса, вулканогенно-осадочными породами средне-верхнепалеозойского возраста. Контакт между этими двумя комплексами тектонический. Из интрузивных образований наиболее крупной являются Пиканская интрузия, внедрившаяся по Южно-Тукурингроскому глубинному разлому и представленная диоритами, габбро и плагิโอгранитами [6, 7].

В неотектоническом плане Тукурингро-Джагдинское поднятие имеет отчетливо выраженное блоковое строение. В районе исследований единое поднятие разделено на два крупных тектонических блока разломом север-северо-восточного простирания, к которому приурочена р. Зей. Западная или Тукурингурская часть поднятия представляет собой сложное сочетание кулисообразных блоков (с различным высотным положением вершинной поверхности) и узких внутригорных грабенов, к которым приурочены долины крупных боковых притоков р. Зей. Форма блоков восточной или Соктаханской части поднятия более правильная, и в целом эта часть поднятия также представляет собой сложное сочетание блоков с различным положением вершинной поверхности и узкими внутригорными грабенами [1]. Схема основных, выраженных в рельефе, разломов района Зейского ущелья показана на рис. 1. Разрывные нарушения имеют сложную кинематику и в основном относятся к надвигам, взбросам и сдвигам. Наиболее крупными из них являются Тукурингрский и Южно-Тукурингрский глубинные разломы, ограничивающие поднятие с севера и юга, и выделенный на рис. 1 Усть-Гиллюйский

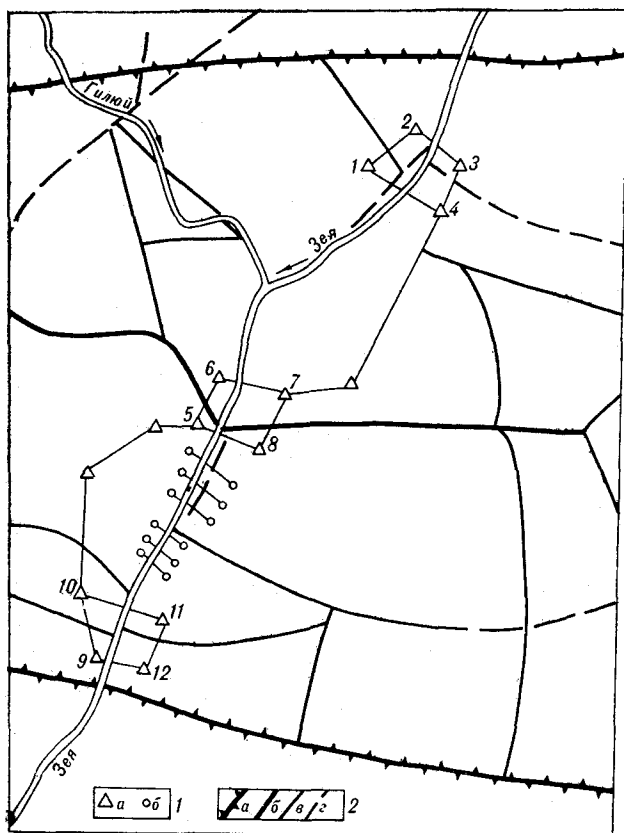


Рис. 1. Схема Зейского геодинамического полигона. 1, а — репера четырехугольников, б — репера поперечников; 2, а — основные разломы, б — Усть-Гилуйский разлом, в — второстепенные разломы, г — предполагаемые разломы.

разлом. Необходимо отметить, что на западе и востоке этот разлом сливается с Тукурингским и многими авторами считается звеном последнего. Эти основные разрывные нарушения являются активными в настоящее время, на что указывает современная сейсмичность [8].

Тукурингро-Джагдинское поднятие развивалось и развивается в условиях интенсивного сжатия, направленного вкостр простирающихся основных структур [2, 8]. Этой особенности развития структуры и подчинена современная кинематика основных разломов. Южно-Тукурингский разлом, по данным В. В. Николаева и др. [8], представляет собой левосторонний взбросо-сдвиг с крутым падением плоскости сместителя на север. Тукурингский разлом, представляющий сложную систему разломов с крутым падением плоскостей сместителя в северных румбах [8], по-видимому, является взбросом. Сдвиговых перемещений по нему не устанавливается. Усть-Гилуйский разлом является надвигом, с пологим падением сместителя на север. По этому надвигу архейские гнейсы и кристаллические сланцы надвинуты на палео-

зойские породы. Судя по плоскостям скольжения, фиксируемым в береговых обнажениях, разлом по долине р. Зей является правосторонним сдвигом, за исключением его южного отрезка, где фиксируется левосторонний сдвиг [4]. Очаги крупных землетрясений в основном приурочены к этим разломам [8].

Как видно из вышеизложенного, в целом район должен обладать интенсивно развивающимися современными горизонтальными деформациями, вызываемыми сдвиговыми, надвиговыми и взбросовыми движениями по разломам. При этом направление главных осей деформации должно быть подчинено кинематике основных разрывных нарушений и быть достаточно постоянным во времени.

С целью получения количественных характеристик деформаций земной поверхности под влиянием Зейского водохранилища и установления возможной связи между значением этих деформаций и уровнем сейсмичности в этом районе в 1975 г., в пределах Зейского ущелья, был создан геодинамический полигон.

Схема Зейского полигона показана на рис. 1. Как видно, из рисунка, полигон состоит из трех геодезических четырехугольников, связанных между собой линейными ходами, и шести линий поперечников, расположенных между центральным и южным четырехугольниками. Все четырехугольники располагаются в зонах влияния основных и, как уже отмечалось, активных в настоящее время разрывных нарушений, т. е. в наиболее подвижных участках поднятия. Репера четырехугольников закреплены в различных блоках. Длины сторон четырехугольников составляют 3—5 км, поперечников — 2—3 км. Плотина Зейской ГЭС располагается в пределах южного четырехугольника.

На Зейском геодинамическом полигоне проведено три цикла геодезических измерений (1975, 1976, 1977 гг.). Каждый цикл включает в себя высокоточные линейные измерения по программе базисных измерений I класса и угловые измерения по программе триангуляции I класса.

Интерпретация результатов геодезических измерений выполнялась на основании параметров горизонтальных деформаций земной поверхности, полученных только по непосредственно измеренным величинам, т. е. по разностям наклонных дальностей и по значениям компонент деформаций (дилатации (Q), минимального (E_1) и максимального (E_2) растяжения, направления главной оси деформации (γ), сдвигу (ϕ) и вращению (W), вычисленным для каждого треугольника по разностям непосредственно измеренных величин между эпохами (двум сторонам и углу между ними), по методике, изложенной в [9]. Для всех треугольников компоненты деформаций определялись трижды, последова-

тельно по всем сторонам и углам. За окончательное значение компоненты деформаций в каждом треугольнике принималось среднее из трех ее значений (отбраковывались только явно ошибочные результаты).

При оценке точности компонент деформаций средние квадратические ошибки разностей измеренных углов $m_{\Delta\alpha}$ и разностей измеренных сторон $m_{\Delta s}$ вычислялись по формулам:

$$m_{\Delta\alpha} = \sqrt{m_{\alpha I}^2 + m_{\alpha II}^2},$$

$$m_{\Delta s} = \sqrt{m_{sI}^2 + m_{sII}^2},$$

где $m_{\alpha I}$, $m_{\alpha II}$ — средние квадратические ошибки измеренных углов в эпохи I и II, найденные по формуле Ферреро; m_{sI} , m_{sII} — средние квадратические ошибки измеренных сторон в эпохи I и II, вычисленные по разностям двойных измерений. Суммарная средняя квадратическая ошибка определения элементов приведения в две сравнимые эпохи при настоящих расчетах принята равной 1 см.

Результаты вычислений даны в таблице. Как видно из таблицы, на территории полигона в период 1975—1976 гг. преобладали деформации сжатия со скоростью 1,5—2 см/год в северном и 1,5—3 см/год в южном четырехугольниках (выведено с вероятностью 87—95%). По компонентам деформаций сжатие земной поверхности уверенно выявляется только в южном четырехугольнике ($Q = -11,5 \cdot 10^{-6} \div -19,7 \cdot 10^{-6}$ при $m_Q = \pm 5,6 \cdot 10^{-6} \div \pm 13 \cdot 10^{-6}$; $E_2 = 8,1 \cdot 10^{-6} \div -13,4 \cdot 10^{-6}$ при $m_{E_2} = \pm 4,2 \cdot 10^{-6} \div \pm 7,2 \cdot 10^{-6}$)

В северном четырехугольнике величины деформаций сжатия незначительно превышают ошибку измерения, а в центральном находятся в пределах точности измерения. Оси максимального сжатия в основном ориентированы (за исключением треугольника 10—11—12) вкост простираания Тукурингро-Джагдинского поднятия.

В следующий период (эпохи 1976—1977 гг.) горизонтальные деформации в районе существенно меняются. В северном и южном четырехугольниках преобладают деформации растяжения (при этом в южном примерно в 2 раза выше, чем в северном). В центральном четырехугольнике уверенно фиксируется сжатие земной коры. Направление главных осей деформации, рассчитанное по каждому треугольнику, различно; выделить преобладающее направление не представляется возможным.

Суммарные деформации, рассчитанные за период 1975—1977 гг., указывают на общее сжатие района. Направления главных осей деформации в южном и центральном четырехугольниках имеют большой разброс. В северном, за исключением одного треугольника, главные оси

сжатия направлены вкост простираания поднятия.

Анализ полученных материалов показывает следующее. В целом район исследований в настоящее время находится в состоянии сжатия, при этом наибольшие сжимающие напряжения направлены вкост простираания структуры. Наибольший интерес представляет анализ направления осей главных деформаций. В период 1975—1976 гг. направления главных осей сжатия, определенные по северному и центральному четырехугольникам, идут вкост простираания Тукурингро-Джагдинского поднятия и очень близки между собой. В то же время в южном четырехугольнике преобладают северо-западные простираания этих же осей с существенным различием между собой. Наблюдаемая картина говорит о том, что в настоящее время Тукурингрский и Усть-Гилуйский разломы развиваются как взброс и надвиг соответственно, в то время как Южно-Тукурингрский разлом имеет сложную кинематику, где присутствуют не только взбросовые, но и сдвиговые компоненты. Совпадение данных по кинематике основных разломов, полученных различными методами (геологическим и геодезическим), говорит о том, что заполнение водохранилища в 1975—1976 гг. существенно не повлияло на горизонтальные блоковые движения. Исходя из этого, уровень сейсмической активности 1975—1976 гг. (рис. 2) можно считать естественным для Зейского района. (Гистограмма на рис. 2 построена по данным, взятым из Сейсмологического бюллетеня Дальнего Востока за соответствующие периоды.)

Как видно из таблицы, в 1976—1977 гг. произошла переориентация главных осей напряжения, при этом по южному четырехугольнику направления главных осей сжатия стали близки между собой и перпендикулярны простираанию Тукурингро-Джагдинского поднятия, в то время как по северному и особенно по центральному направлению этих осей стало хаотичным. Наблюдаемая переориентация главных осей напряжения в 1976—1977 гг., по нашему мнению, говорит о том, что в этот период времени водохранилище начало влиять на горизонтальные блоковые движения, которые стали более хаотичными. Как видно из рис. 2, начиная с 1977 г. существенно возросло количество слабых толчков, эпицентры которых расположены вблизи водохранилища. Уровень воды в 1977 г. был поднят примерно на 40 м. Таким образом, подъем уровня воды в Зейском водохранилище на 40 м вызвал активизацию блоковых подвижек, следствием чего, видимо, и явился рост сейсмической активности.

Анализ ориентировки главных осей напряжения, полученных по результатам измерения 1975—1977 гг., показывает, что взбросовые

Значения компонентов деформаций (КД), вычисленные по непосредственно измеренным величинам на Зейском геодинатическом полигоне

Название четырехугольников	Название треугольников	Эпоха 1975—1976 гг.						Эпоха 1976—1977 гг.						Эпоха 1975—1977 гг.					
		КД в единицах 10^{-6}						КД в единицах 10^{-6}						КД в единицах 10^{-6}					
		Q mQ	E_1 mE_1	E_2 mE_2	γ $m\gamma$	Φ , град	W	Q mQ	E_1 mE_1	E_2 mE_2	γ $m\gamma$	Φ , град	W	Q mQ	E_1 mE_1	E_2 mE_2	γ $m\gamma$	Φ град	W
Северный	1—2—3	-8,4 ±6,4	-2,0 ±4,4	-6,3 ±4,4	4,3 ±6,0	318	-0,3	+6,9 ±12,2	+6,2 ±8,9	+0,7 ±8,9	5,4 ±13,0	295	+0,8	-5,9 ±4,8	+4,3 ±3,5	-10,2 ±3,5	14,6 ±5,2	319	-3,6
	1—3—4	-7,5 ±7,6	-1,2 ±5,0	-6,3 ±5,0	5,1 ±6,5	288	+1,9	+14,3 ±7,4	+13,2 ±5,4	+1,1 ±5,4	12,1 ±7,8	217	+1,1	-1,6 ±8,1	+1,6 ±4,3	-3,1 ±4,3	4,7 ±3,1	304	+2,0
	2—3—4	+7,9 ±13,5	+12,5 ±7,6	-4,7 ±7,6	17,1 ±6,9	313	+1,6	+6,2 ±10,7	+6,3 ±7,6	-0,1 ±7,6	6,4 ±10,6	230	+0,2	+11,4 ±7,3	+13,8 ±4,5	-2,4 ±4,5	16,1 ±5,4	300	+1,7
	1—2—4	-5,4 ±5,0	-1,0 ±3,2	-4,4 ±3,2	3,4 ±3,9	302	+0,5	+10,5 ±4,5	+7,2 ±3,2	+3,3 ±3,2	3,9 ±4,5	286	-1,3	+6,8 ±5,4	+6,8 ±3,5	0,0 ±3,5	6,9 ±4,6	296	+0,0
Центральный	5—6—7	+0,2 ±4,6	+2,4 ±3,2	-2,1 ±3,2	4,5 ±4,4	325	+0,8	-5,5 ±5,3	+1,7 ±3,6	-7,2 ±3,6	8,9 ±4,8	327	-1,6	-11,8 ±6,6	-1,0 ±4,8	-10,8 ±4,8	9,8 ±4,9	197	1,4
	5—7—8	-3,9 ±4,2	0,0 ±3,0	-3,8 ±3,0	3,8 ±4,2	308	+0,2	-11,2 ±3,9	+0,8 ±2,8	-12,1 ±2,8	12,9 ±2,2	230	-1,6	-14,4 ±3,7	-1,0 ±2,6	-13,4 ±2,6	12,4 ±3,6	252	-1,5
	6—7—8	+2,3 ±3,8	0,2 ±2,7	2,1 ±2,7	1,9 ±3,9	305	-0,2	-13,6 ±3,5	-0,2 ±2,4	-13,4 ±2,4	13,2 3,4	268	-2,1	-14,5 ±3,4	-0,4 ±2,3	-14,1 ±2,3	13,7 ±3,3	288	-1,9
	5—6—8	-4,0 ±4,8	+0,2 ±3,4	-4,2 ±3,4	4,4 ±4,7	322	+0,4	+2,7 ±5,2	+4,3 ±3,6	-1,6 ±3,6	5,9 ±4,9	220	+1,2	-3,3 ±1,0	+1,0 ±4,3	-4,3 5,3	170	+0,9	
Южный	9—10—11	-11,5 ±5,8	-3,4 ±4,2	-8,1 ±4,2	4,7 ±5,9	251	+5,9	+16,9 ±5,6	+16,2 ±3,2	+0,8 ±3,2	15,4 ±3,2	267	-0,2	-2,1 ±5,5	+1,7 ±3,0	-22,5 ±3,0	+24,2 ±2,5	172	+4,3
	9—11—12	-17,3 ±14,1	-6,2 ±10,6	-11,0 ±10,6	4,8 ±15,8	254	+1,9	+9,5 ±7,0	+7,9 ±3,9	+1,5 ±3,9	6,4 ±4,6	243	+0,2	-1,5 ±13,1	-3,7 ±8,2	-10,9 ±8,2	+7,1 ±10,0	182	+2,1
	10—11—12	-16,2 ±8,5	-4,4 ±6,9	-11,8 ±6,9	7,4 ±10,9	195	+2,6	+13,3 ±7,2	+10,3 ±4,7	+3,0 ±4,7	7,2 ±6,1	277	+0,7	-8,6 ±5,4	+8,7 ±3,4	-9,4 ±3,4	+10,3 ±4,0	249	+3,0
	9—10—12	-19,7 ±13,0	-6,4 ±7,2	-13,4 ±7,2	7,0 ±6,3	266	+7,1	+26,1 ±7,2	+22,5 ±4,6	+3,6 ±4,6	+19,0 ±5,8	283	—	-13,6 ±13,1	-1,47 ±8,9	-12,1 ±8,9	+10,6 ±11,6	229	+4,3

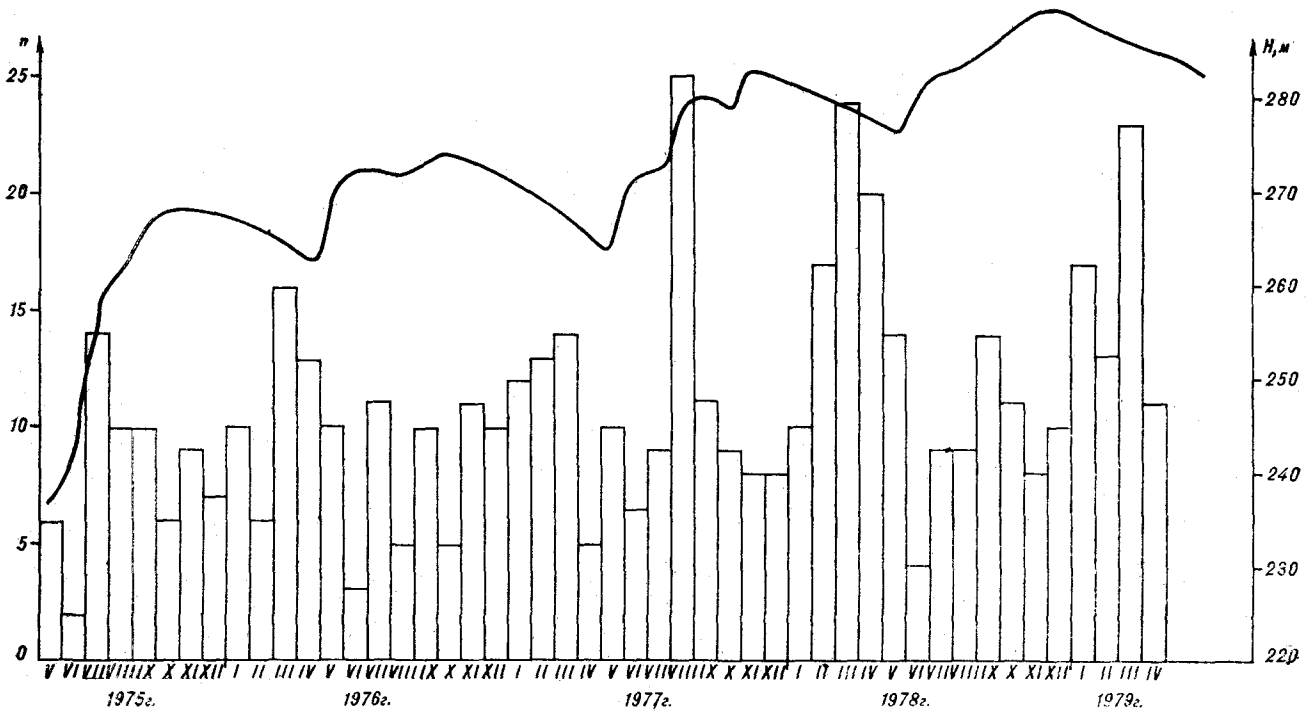


Рис. 2. Изменение уровня воды в Зейском водохранилище и гистограмма сейсмической активности.

деформации по Тукурингскому и Южно-Тукурингскому разломам преобладают над прочими, в то время как в центральной части хребта кинематика разлома осталась сложной, как и в период 1976—1977 гг. Это говорит прежде всего о высокой, по сравнению с Усть-Гилюйским, современной активности Тукурингского и Южно-Тукурингского глубинных разломов и слабом влиянии водохранилища. Необходимо заметить, что наблюдаемая картина по центральному четырехугольнику вызвана влиянием не только объема воды, накапливаемой в долине р. Зей, но и накапливаемой в долине р. Гилюй, т. е. на данном участке полигона суммарное давление воды выше, чем на остальных.

Необходимо также заметить следующее. Изменение направления главных осей напряжения может быть вызвано не только блоковыми движениями, но и деформацией земной поверхности под воздействием воды, накапливаемой в водохранилище. Однозначно ответить на этот вопрос можно лишь ведя непрерывные наблюдения за блоковыми движениями в районе влияния водохранилища. Для этой цели в районе створа плотины был создан миниполигон, который включает в себя четыре блока. В трех из них установлены отражатели на скальных фундаментах, а в четвертом прибор СГ-3 на таком же фундаменте. Направление линий между прибором и отражателем следующее: 0—1 — вкрест простирания Тукурингро-Джагдинского поднятия; 0—3 — вдоль; 0—2 — под углом к простиранию в северо-восточном направлении.

Южные два приплотинных блока непосредственно граничат с Пиканской впадиной (по сместителям Южно-Тукурингского разлома). Линия 0—1 пересекает долину р. М. Гармакан, где накапливается довольно большой объем во-

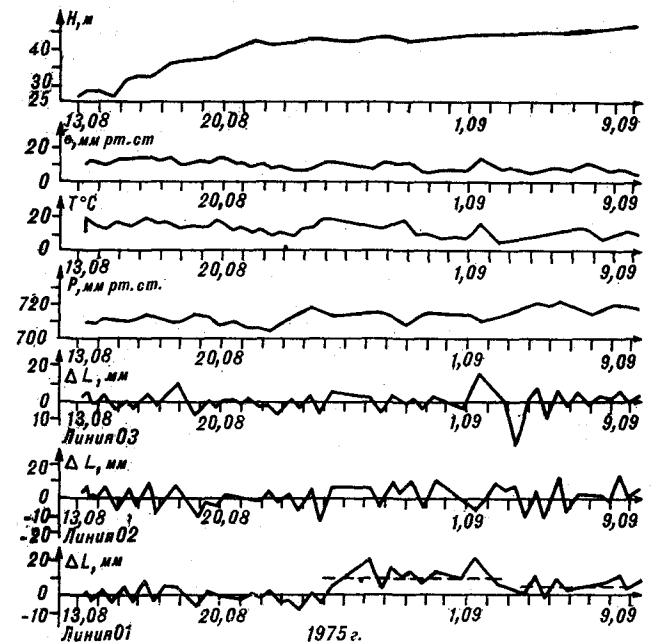


Рис. 3. Графики изменения длин линий (ΔL , мм), уровня воды в водохранилище (H , м), влажности, температуры и давления воздуха на Зейском миниполигоне в августе — сентябре 1975 г.

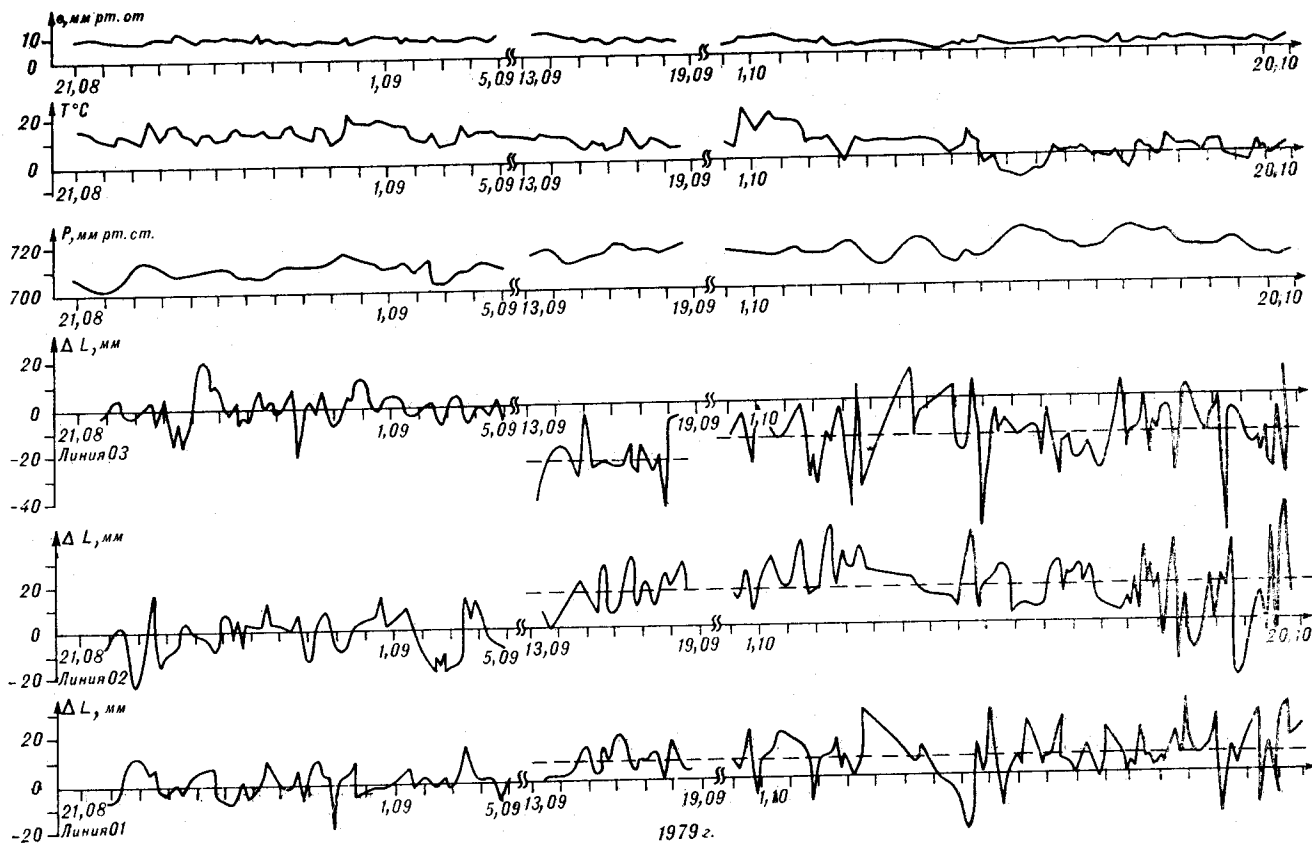


Рис. 4. Графики изменения длин линий (ΔL , мм), уровня воды в водохранилище (H , м), влажности, температуры и давления воздуха на Зейском миниполигоне в августе — октябре 1979 г.

ды. Измерения на миниполигоне проводились в летне-осенний период начиная с августа 1975 г. В 1975 г. измерения длин линий проводились два раза в сутки утром и вечером, а в последующие годы в среднем 6 раз в сутки. На рис. 3 и 4 приведены наиболее характерные результаты измерений в 1975 и 1979 гг.: Как видно из рисунков, длины линий не остаются постоянными даже в течение суток. При этом не удается установить сколько-нибудь тесной связи изменения длин линий с изменением атмосферных условий (e , мм рт. ст., T , °C, P , мм рт. ст.). На верхнем графике рис. 3 показан рост уровня воды в водохранилище за период с 13.08 по 09.09. 1975 г. Наиболее быстро подъем воды происходил с 14.08 по 22.08. Однако, несмотря на то, что на каждый блок действует боковое давление воды, графики изменения длин линий не показывают накопления деформаций даже в период быстрого роста уровня воды. Не обнаруживаются деформации, совпадающие с ростом уровня воды при суточном усреднении значений длин линий, при этом можно лишь выделить, как показано в [5], длиннопериодные колебания. Однако, если мы будем усреднять по значительно большим промежуткам времени, то в некоторых случаях вы-

делится остаточная деформация. Так, при усреднении значений линий 01, полученных в 1975 г. по интервалам 13.08—25.08; 25.08—03.09; 03.09—09.09, видно, что за первый промежуток времени среднее значение линии практически не изменилось. С 25.08 по 03.09 среднее значение линии было на 10 мм больше предыдущего, после этого уменьшилось на 5 мм, но осталось на 5 мм больше, чем в период с 13.08 по 25.08. Среднее значение других линий за эти промежутки времени практически не менялось. (Среднее значение линий показано на рис. 3, 4 штриховой линией.)

Характер изменения длины линии 0—1 показывает, что оно вызвано не накоплением деформации в блоке, а блоковой подвижкой.

На рис. 4 не приведен график уровня воды; за период наблюдения он вырос примерно на 4 м, что составило по объему немногим более 4,5 км³. Уровень воды рос плавно. Как видно на рис. 4, нельзя установить планомерного накопления деформаций. Усреднение по большим промежуткам времени дает остаточные деформации, связанные, как и в первом случае, с блоковыми подвижками.

Таким образом, в результате непрерывных измерений на миниполигоне длин линий не ус-

тановлено накапливаемых, при росте уровня воды, упругих деформаций земной поверхности. В то же время установлены кратковременные блоковые подвижки. При этом репера на миниполигоне закреплены значительно ближе к водохранилищу, чем в геодезических четырехугольниках.

Результаты исследований на миниполигоне показывают, что изменение горизонтального направления главных осей деформаций, устанавливаемых измерением сторон четырехугольников, вызвано не деформацией земной поверхности под действием давления воды, а измене-

нием характера блоковых подвижек. Следовательно, полученные на Зейском полигоне инструментальные данные показывают, что заполнение водохранилища прежде всего влияет на динамику блоковой системы. Изменение характера блоковых подвижек вызывает, по-видимому, перестройку поля напряжений в верхних горизонтах земной коры, следствием чего и является рост количества слабых толчков. Как видно из вышеизложенного, влияние Зейского водохранилища на геодинамику района начало ощущаться при подъеме уровня воды примерно на 40 м.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Болохонцев Е. В., Уфимцев Г. Ф.* Новейшая тектоника хребтов Тукурингра и Соктахан.— В кн.: Структурный анализ дислокаций. Хабаровск, ДВНЦ АН СССР, 1974.
2. *Кириллова Г. Л., Турбин М. Т.* Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1979.
3. *Киссин И. Г.* О проблеме землетрясений, вызванных инженерной деятельностью.— Сов. геол., 1972, № 2.
4. *Корчагин Ф. Г.* Район строительства Зейской ГЭС как арена возможных техногенных тектонических процессов.— В кн.: Вопросы общей и теоретической тектоники. Хабаровск, ДВНЦ АН СССР, 1974.
5. *Корчагин Ф. Г.* Особенности горизонтальных блоковых движений в районе Зейской ГЭС.— В кн.: Районирование геофизических полей и глубинное строение Дальнего Востока. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1977.
6. *Красный Л. И.* Геология региона Байкало-Амурской магистрали. М.: Недра, 1980.
7. *Нагибина М. С.* Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.
8. *Николаев В. В., Семенов Р. М., Соломенко В. П.* Сейсмология Монголо-Охотского линейамента (восточный фланг). Новосибирск: Наука, 1979.
9. *Шульман В. А., Фогиади Э. Э. и др.* Изучение полей деформаций земной коры методом конечных элементов.— Геодезия и картография, 1979, № 5.
10. *Carder D. S.* Seismic investigations in the Boulder Dam area, 1940—1944 and the influence of reservoir loading and local activity.— Bull. Seismol. Soc. America, 1945, v. 35.
11. *Evans D. M.* The Denver area earthquakes and the Rocky Mountain "Arsenal disposal well".— Eng. Geol. Case Hist N 8, Boulder, Colo, 1970.
12. *Gough D. S., Gough W. J.* Stress and deflection in the lithosphere near Lake Karifa I. Geophys. J. R. Astr. Soc. 1970, N 21.

ИТыГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск
Предприятие ГУГК

Поступила в редакцию
5 февраля 1983 г.

В. А. Красилов

МЕЛОВОЕ НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЕ

Приведен обзор меловых нефтегазоносных бассейнов мира, приуроченных к эпирифтовым прогибам, тафрогенным полуграбенам на континентальных окраинах, тыловым морям островодужных систем. Благоприятная для накопления углеводородов ситуация — обширные эпиконтинентальные моря, солевая страти-

Масштабы мелового нефтегазонакопления определились сравнительно недавно, и поэтому его связь с особенностями меловой истории еще слабо изучена. К мелу относятся не менее четверти месторождений из категории гигантских, содержащих более половины мировых запасов нефти и газа [11, 32, 37, 40] *. Глубоководное бурение показало, что обогащенные органическим веществом меловые отложения широко распространены и в океанах.

В нижеследующем кратком обзоре учтены основные бассейны с меловыми запасами и нефтегазоматеринскими толщами.

ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ И ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКИЙ ПРОГИБ

Западно-Сибирский бассейн занимает около 2,8 млн. км². Становление мезозойского структурного плана, по-видимому, контролировалось рифтовой зоной, пересекающей бассейн и уходящей в Карское море [18]. Нефтематеринские толщи приурочены к наиболее глубоководным фациям бореальной трансгрессии. Среди них особо отметим домавикиты (баженовиты) — битуминозные глинистые отложения волжского яруса — берриаса, содержащие прослой горючих сланцев [1]. Над глинистыми отложениями берриаса залегает преимущественно песчаная толща, возраст которой изменяется от раннего до среднего-позднего валанжина [2], а выше — фациально пестрый лагунно-дельтовый комп-

фикация морских вод, безледниковый климат, высокопродуктивная растительность — сложилась в результате тектоно-магматической эволюции рифтовых систем, возникших в начале мезозоя, вертикальных движений и инерционного надвигания плит по краевым разломам.

лекс (готерив — нижний апт). Неокомские резервуары дают нефть и газ большинства месторождений Среднего Приобья. Апт-сеноманская толща — континентальная (прокурская серия), а на севере — прибрежно-морская. Газ месторождений — Уренгойского, Тазовского, Заполярного, Медвежьего — содержится главным образом в песчано-алевролитовой толще сеномана, перекрытой туронскими глинами (изредка также продуктивными).

Енисей-Хатангский прогиб, протягивающийся вдоль северного края Сибирской платформы, также, вероятно, обязан своим происхождением рифтогенезу [1]. Наиболее мощный разрез юры и мела в западной части прогиба — до 7 км. Берриас и нижний валанжин — глинистые морские толщи — возможный источник углеводородов, верхний валанжин — нижний апт — песчаники. Выше следуют угленосные отложения апта — сеномана и туронские глины. В валанжине — готериве — двенадцать продуктивных горизонтов, в барреме — сеномане — четыре, в верхнем туроне — сантоне — один.

ЮЖНЫЕ РАЙОНЫ СССР

Сюда относятся нефтегазоносные районы южной окраины Русской платформы, области палеозойской консолидации, именуемые Скифско-Туранской, Центральноевропейско-азиатской, Средне-Каспийской или Среднеазиатской платформой (от Крыма до Западного Узбекистана), и межгорных впадин Тянь-Шаня. Классификация этих районов довольно сложна и строится по принципу нефтегазоносных провинций или бассейнов [6, 19].

* Объем журнальной статьи заставил автора ограничить список использованной литературы.

Прикаспийская впадина на разбитом на блоки докембрийском фундаменте выполнена отложениями ряда разновозрастных структурных этажей. Ее заложение, вероятно, связано с развитием меридиональных грабенных, рассекающих Русскую платформу параллельно Уралу. Меловые песчаники баррема, апта и альба продуктивны на солянокупольных структурах Центрально-Эмбенского, Южно-Эмбенского и Мартышинского районов [4].

Тектонический шов, ограничивающий распространение соляных куполов, отделяет Прикаспийскую впадину от Туранской плиты. На северном борту Южно-Мангышлакского прогиба фундамент плиты образует ряд ступеней. К одной из них — Жетыбай-Узеньской — приурочены меловые месторождения нефти и газа. В валанжин-готериве отлагались мелководные песчаники и мергели, в апте — мощная глинистая толща и дельтовые песчаники (основные коллекторы). В альбе образуются большей частью дельтовые отложения, а на Устюрте — угленосные. Отложения сеномана — нижнего турона терригенные (песчано-глинистая толща с фосфоритами), верхнего турона — карбонатные [10]. Нефтематеринскими, вероятно, могли быть глинистые толщи готерива и верхнего апта.

К неокому-апту относятся основные продуктивные горизонты п-ва Бузачи [12] и Дунгинского месторождения [4]. Узеньское нефтегазовое месторождение имеет 5 юрских и 10 меловых продуктивных песчано-алевролитовых горизонтов: в неокоме — один, альбе — семь, сеномане — один и туроне — один.

В Каракумском бассейне на юге Туранской плиты в валанжине отлагаются глины, алевролиты с прослоями известняков, в готериве — континентальные красноцветы, в барреме — оолитовые известняки, в апте — песчано-глинистая толща с прослоями известняков, в нижнем альбе — глины с углефицированным растительным детритом, в среднем и верхнем альбе — песчаники, в сеномане — глины. С верхнего турона, как и в других районах Туранской плиты, начинают накапливаться карбонатные отложения [23]. Газовые залежи Зеагли-Дарвазской группы месторождений находятся главным образом в песчаных коллекторах апта и альба, однако отдельные продуктивные пласты есть и в готериве, сеномане и туроне, а в Газли (Амударьинская впадина) и на соседних месторождениях — в неокоме-апте. Для некоторых меловых резервуаров источником углеводородов могли быть юрские отложения, но апт-альбский газ скорее всего индигенный. На Бадхызском поднятии основные запасы газа сосредоточены в шатлыкском горизонте среднего готерива. Газоносны также песчано-глинистые отложения

верхнего готерива-баррема и аптские известняки.

В Ферганской впадине, отделенной от Туранской плиты Талассо-Ферганским разломом, с альба отлагаются грубообломочные породы, которые сменяются сульфатно-доломитовыми. В сеномане сначала развиваются дельтовые песчаники, лагунные известняки, гипсы и доломиты, а затем озерные фации. Начало туронской трансгрессии знаменует устричная свита (глины, мергели, известняки, доломиты), которая содержит продуктивный пласт известняка и может рассматриваться как нефтематеринская. Всего во впадине в меловых отложениях отмечено пять продуктивных горизонтов [16] и примерно столько же в Южно-Таджикской впадине.

Скифская (Предкавказская) плита отделяется от Русской платформы разломом и от Большого Кавказского хребта — Манычским предгорным прогибом. На западе плиты газовые залежи приурочены в основном к альбским песчаникам. Источником углеводородов для них могли быть альбские глины и мергели с сидеритовыми конкрециями. На востоке плиты широко распространены черные глины берриаса — возможная нефтематеринская толща. Валанжин представлен карбонатами с редкими прослоями гипсов и ангидритов. В Кумском районе, где сосредоточены нефтяные месторождения, наиболее продуктивны отложения верхнего баррема — нижнего апта, в Грозненском — алевролиты и тонкозернистые песчаники апта — нижнего альба [15].

Карбонатные толщи верхнего мела (в кампане — темные мергели) содержат нефтяные, газовые и газоконденсатные залежи в Чечено-Ингушетии и Дагестане, на южном склоне Большого хребта, в Рионо-Куруинской изменности и на Аджаро-Триалетском поднятии. В Крыму, на Тарханкутском полуострове нижнемеловые песчаники содержат три газовых горизонта. Во внешней зоне Предкарпатского прогиба газ содержится в сенонских песчаниках. Многочисленные, но небольшие по запасам месторождения связаны с меловым флишем Карпат.

ВОСТОЧНАЯ АЗИЯ

К востоку от Сибирской платформы пока не известны значительные меловые месторождения, хотя перспективы нефтегазоносности многих районов оцениваются достаточно высоко [17, 40]. Перспективными считают также меловые отложения в Охотском море [28]. Меловые нефте- и газопроявления известны на Сахалине и Хоккайдо. Миегосинклинальные толщи

этих островов протягиваются в Южно-Охотскую впадину, северную часть Японского моря и Татарский пролив, где мощность осадочного чехла достигает 6—8 км.

От Южного Приморья и Северной Кореи через Приамурье к Байкалу протянулась цепь впадин, в которых отлагались обогащенные органическим веществом глинистые осадки, в Забайкалье и Монголии — с прослоями битуминозных «бумажных сланцев» — потенциально крупный резерв органического углерода. С ними связаны нефте- и газопроявления в Боргайской и Гусино-Озерской впадинах и Восточно-Гобийские нефтяные месторождения.

Межгорные впадины герцинид Тянь-Шаня как на территории КНР, так и в Средней Азии имеют большой стратиграфический диапазон нефтегазоносности [3]. Меловые резервуары есть в Джунгарской (конгломераты, песчаники, красноцветные глины), Турфанской и Таримской впадинах. Прианьшанские впадины — Миньхе, Цзюцюаньская, Миньло, Чжаошуйская — в основном тыловые прогибы поздне-мезозойской Наньшанской системы. Здесь развиты озерные отложения юры и нижнего мела с прослоями битуминозных сланцев. На юге, в Сычуаньском бассейне газосны триас, юра и мел (песчано-глинистая толща). В меловых известковых песчаниках есть и нефть.

ЗАПАДНАЯ ЕВРОПА

Северо-Западный Европейский бассейн охватывает впадины Северного моря, Нижнесаксонскую, Нидерландскую, Датско-Польский прогиб и часть Балтийского моря [27]. В начале триаса здесь возникла рифтовая система, включающая грабены Центральный, Викинг, Горн, Польско-Датский и другие. В юре и параличском вельде формируются битуминозные толщи. В позднем мелу рифтогенез затухает, и впадина Северного моря испытывает блюдцевидное прогибание и растяжение. В грабенах накапливались карбонатные толщи мощностью до 2000 м, содержащие самые крупные залежи (Экофиск, Эдда, Элдфиск, Тор, Дан и др.) В Нижнесаксонском бассейне около 3/4 всех залежей находятся в песчаниках неокома, остальные — аптские и верхнемеловые.

Аквитанский бассейн в тылу Пиренейских герцинид испытал поднятие на рубеже юры и мела, поэтому лишь в отдельных впадинах накапливались вельдские фации и валанжинские доломиты. В апте возникает прогиб вдоль северного фронта Пиренеев, соединяющий Бискайский залив с Тетис. Прогиб заполняется мощной толщей конгломератов, темных сланцев и известняков апта и альба. В верхнем мелу прогиб делится на узкий флишевый трог и наклонный к нему карбонатный шельф. Битуминозные породы известны в юре, валанжине и сеномане [29]. Залежи нефти и газа связаны главным образом с юрско-меловым несогласием, доломитами портланда — валанжина и сеноновскими известняками, локально — с альбскими песчаниками.

Меловые резервуары нефти есть в Испании (Бургос, устье р. Эбро) и в Паннонском бассейне.

БЛИЖНИЙ ВОСТОК

Побережье Персидского залива, его шельф и Месопотамия — богатейший нефтяной район мира — находятся между Арабским древним массивом на юго-западе и Загросским разломом на северо-востоке. Воздымание Загроса началось в позднем туроне и сопровождалось погружением флишевого трога. Максимальная складчатость, надвиги и образование офиолитов произошли в конце кампана — начале маастрихта. Современная структура Загроса сформировалась в неогене. В структурном отношении этот район делится на три зоны [29]. В юго-западной моноклиальной зоне главные резервуары юрские (арабская свита). К средней зоне слабых отложений приурочены крупнейшие месторождения Бахрейна, Кувейта и Ирака. В Бахрейне, как и в Омане, нефтеносны среднеловые известняки, а в Кувейте — дельтовые альбские (Бурган) и сеноманские песчаники. В Басре на юге Ирака основной резервуар аптский — песчаники, переслаивающиеся с черными «сланцами». Выше залегают аптские доломитовые известняки и альбские черные сланцы. В восточной зоне интенсивно смятых отложений, куда относятся нефтяные месторождения Ирана и Северного Ирака, большинство резервуаров палеогеновые и неогеновые, но нефтематеринские породы меловые, а также, возможно, верхнеюрские. Все ближневосточные месторождения нефти характеризуются некоторыми свойствами, указывающими на общность их происхождения. В районе Киркука и Мосула (Северный Ирак) бассейн с застойными условиями существовал в титоне — берриасе (мощная толща черных битуминозных глин с радиоляриями). Те же фации повторяются, чередуясь с мергелями и известняками, и выше по разрезу вплоть до сеномана [29].

АФРИКА

В верхнем мелу или еще в альбе началось прогибание обширного бассейна, протянувшегося на юго-восток от залива Большой Сирт к Киренаике. Меловой трог в южной — юго-западных частях бассейна выполнен черными глинами мощностью более 1000 м (нефтематерин-

ская толща), известняками и доломитами, а на карбонатном шельфе отлагались рифовые известняки и песчаники. Палеогеновый рифтогенез проявился в образовании на южной границе Сирта грабена Хон, параллельного Восточно-Африканским рифтам, которые по морфологии и времени заложения сопоставимы с Рейнским грабеном [31].

В дельте Нигера с раннего альба начал формироваться авлакоген Бенуэ-Абакалики, который заполнен тафрогенными отложениями альба — нижнего сенона, а на прилегающих шельфовых площадях отлагались мелководные морские и паралические толщи. В сантоне-кампане эти отложения были подняты и смяты. Южнее расположен грабен Иканг, ориентированный параллельно побережью, который погружался непрерывно в течение альба-палеогена, заполняясь дельтовыми песчаными, а в трансгрессивные фазы — глинисто-карбонатными отложениями. Нефтепроявления и битумы известны в коньяке и маастрихте. Основные залежи здесь третичные [39, 40].

В Ангольском бассейне отложения верхнего альба — сантона обогащены органическим веществом и рассматриваются как потенциальный источник, углеводородов [50]. К востоку от Кабинды, возле п-ова Порт Жантиль в Габоне и у берегов Конго нефтеносен тафрогенный неомок. Нефтематеринской здесь могла быть глинистая толща в основании аптского эвапоритового разреза [40].

В восточной Африке перспективен быстро погружавшийся в юре и мелу прибрежный пояс от Сомали до Агульяс, включающий ряд бассейнов, большая часть которых имеет подводное продолжение. В грабенообразном прогибе Мозамбикского пролива нефте- и газопроявления известны в морских отложениях юры и мела [40].

АВСТРАЛИЯ

На юге штата Виктория [26] расположены три нефтегазосносных бассейна — Отуэй, Басс и Гипсленд. Авлакоген Гипсленд на 3/4 скрыт водами Тасманова моря. В нем накопилось 5000 м верхнемеловых, преимущественно континентальных песчано-глинистых отложений (серия Латроб Вэлли). К позднему мелу приурочен андезитовый вулканизм. Нефтематеринскими считают нижнемеловые отложения, из которых получены притоки нефти, а также верхнемеловые и палеоценовые отложения. Газ происходит из угленосного водона. Крупные залежи приурочены к песчаным горизонтам серии Латроб Вэлли.

На западной окраине Австралии, в Карнарвонском бассейне нефтеносны неокотские песчаники [48].

На Аляске, в предгорьях хр. Брукс расположен меловой продуктивный пояс. Главные резервуары тяжелой нефти в месторождениях типа Симпсон-Умиат меловые — четвертичные, а легкой сернистой нефти в месторождениях типа Барроу — Прадхо каменноугольные-меловые [36]. Нефть находится в палеозойских и раннемезозойских резервуарах под несогласно залегающей меловой толщей. По геохимическим показателям она разновозрастная (220—87 млн. лет), но доля мелового источника, по-видимому, наиболее значительна [36].

В рифтовой зоне Бофорт-Маккензи газовые залежи приурочены к мелководным песчаникам Парсонс (берриас — валанжин). Позднее здесь формируется глубоководный трог, выполненный мощной толщей турбидитов баррема — альба (среднеальбские черные сланцы — возможный источник углеводородов). Верхнемеловые отложения залегают несогласно и соответствуют основной фазе опускания рифтового бассейна. В основании лежит трансгрессивная толща битуминозных сланцев (Баундери Крик, коньяк — сантон). В дальнейшем море отступает, отлагаются дельтовые песчаники — основные коллекторы [27, 40].

На западе Канады залежи нефти содержатся в девонских рифах и меловых песчаниках Викинг, Сафдиум и Белди Ривер, а гигантские газовые резервуары — в песчаниках Медисин Хат [29, 48]. Почти половина нефтяных запасов Альберты приходится на нижний мел Атабаски [38]. На размытой поверхности девонских рифов здесь залегают пропитанные нефтью дельтовые пески Мак-Мэррей и выше сланцы Клируотер — отложения бореальной трансгрессии, которые можно рассматривать как возможный источник углеводородов.

В США к нефтяной провинции Скалистых гор относятся бассейны (с севера на юг): Биг Хорн, Паудер Ривер, Винд Ривер, Ларамии, Грин Ривер, Денвер, Блэк Меса и Сан Хуан, которые выполнены отложениями всех систем огромной мощности. Структура этих бассейнов сформировалась в конце мела и палеогена, но как области погружения они определились еще в палеозое. Меловой разрез мощностью до 6000 м обычно начинается конгломератами и песчаниками, трансгрессивно залегающими на юре и переходящими выше в пестроцветные «сланцы» (алевролиты и аргиллиты) местами угленосные. Нефть (частично происходящая из более молодых сланцевых толщ) в этой части разреза содержится практически во всех бассейнах (свиты Кутеней, Лакота, Дакота, серия Кловери с песчаниками Фолл Ривер и др.). Выше (серии Колорадо и Монтана) чередуются «сланцы», известняки и дель-

товые песчаники. Кластический материал поступал с запада и с еще невысоких Кордильер. Пик нефтеносности приходится на верхний альб — коньяк. В бассейне Паудер Ривер — это свиты Фронтье (сеноман — турон) и Коуди (коньяк — сантон). Из наиболее известных нефтеносных толщ назовем Маури (верхний альб), Уолл Крик (турон), Найобрара (верхний коньяк — сантон), сланцы Пьер с рядом подчиненных им горизонтов (верхний сантон — маастрихт). К несогласному контакту мела и палеогена приурочены нефтяные месторождения бассейна Уинта [29].

Нефтяная провинция Мексиканского залива обрамлена с севера и северо-запада палеозойской складчатой системой Уачита. В юре залив представлял собой мелкий эвапоритовый бассейн. В мелу началось интенсивное погружение котловины залива и его окраины, сопровождавшееся образованием серии дугообразных разломов. Карбонатные илы отлагались на пологих шельфах Флориды и Юкатана. Эти выступы континентальной коры разделены абиссальной равниной Сигсби с корой переходного типа, свойственной краевым морям. Разрыв или деградацию континентальной коры на этом участке связывают с развитием меловой кубинской геосинклинали Санта Клара [51]. На шельфе и континентальном склоне отлагались «заарагеосинклинальные» дельтовые толщи огромной мощности. В обрамлении залива на склонах купола Сабин в Восточном Техасе и северной Луизиане гигантские резервуары приурочены к сеноманским дельтовым отложениям (свита Вудбайн). Нефтеносны также нижнемеловые песчаники и трещиноватые известняки. В мексиканском секторе параллельно берегу прослеживается барьерный риф Эль Абра с нефтяными залежами. Нефтеносные известняки слагают антиклинорий, расположенный между Вилля-Эрмоса и северной оконечностью Юкатана, и заполняют грабенообразную впадину на шельфе.

ЮЖНАЯ АМЕРИКА

На западе континента, между Гвианским щитом и Андами развиты меловые отложения Маракайбо-Перуанского прогиба, расчлененного в палеогене поперечными поднятиями на ряд бассейнов — Маракайбо (Венесуэла), Магдалена (Колумбия), Ориенте (Эквадор, Перу), Сантьяго (Перу) и другие. Мел возде залегает несогласно на триасовых и юрских красноцветах. В основании разреза обычно находятся песчаники. Средний мел — известняки, дельтовые песчаники и черные битуминозные сланцы. Верхняя часть разреза регрессивная. В бассейне Маракайбо среднемеловые известняки двух типов:

светлые мелководные и темные, битуминозные, с прослоями сланцев в более глубоководной анаэробной зоне (Ла Луна — турон-коньяк, максимум трансгрессии). Залежи приурочены большей частью к залегающим под Ла Луна трещиноватым известнякам Коголло [29]. В конце мела и палеогена появляются континентальные угленосные фации. Сходные условия существовали в бассейнах Магдалена и Ориенте, где находятся нефтеносные песчаниковые толщи нижнего (Путумайо) и среднего (Эсперанца, Агуа) мела. Продуктивны также верхнемеловые песчаники регрессивного цикла (Вириан).

В бассейне Бени возле Санта-Крус (Боливия) продуктивны меловые континентальные отложения. В Аргентине между гранитными массивами Пампы и Патагонии развит ряд грабенов северо-западного простирания. В одном из них — Неукен — нефть содержится в морских отложениях юры и мела [27]. В Магеллановом бассейне и, вероятно, в его подводном продолжении — Мальвинском бассейне залежи нефти приурочены к толще верхней юры — альба (Спрингхилл), нефтематеринскими считают вышележащие черные сланцы с иноцеритами.

Восточно-Венесуэльский бассейн (включая Тринидад) также испытал погружение в начале мела. Серия Тембладор — мелководные песчано-глинистые и карбонатные фации — ложится на метаморфический фундамент, включающий юрские отложения. Нефтеносны более глубоководные фации Гайута и Санта Анита. В верхнем мелу здесь распространены вулканические островодужного типа.

На Восточном побережье и шельфе Бразилии бассейны (с севера на юг) Сеара, Сержиши-Алагоиньяс, Эспириту-Санту, Кампус и Сантус — грабенообразные впадины, опустившиеся по продольным разломам вдоль края континента и, по крайней мере в некоторых случаях (Сеара?), по трансформным разломам. Их заполняют континентальные отложения неокома, лагунно-морские эвапоритовые толщи апта, мелководные карбонатные отложения альба — сантона и относительно глубоководные кластические толщи трансгрессивной серии кампана — маастрихта. Нефтеносен практически весь разрез. Продуцентами нефти служили глинистые битуминозные отложения застойных впадин на шельфе, коллекторам — дельтовые песчаники, турбидиты и известняки [27, 40]. Авлакоген Реконкаво протягивается параллельно прибрежному бассейну Сержиши-Алагоиньяс. Здесь продуктивны аллювиально-озерные и дельтовые, частично красноцветные отложения серии Баия (неоком). Выше с размывом залегают отложения апта с гипсом и озерными известняками — эквивалент эвапоритовой толщи прибреж-

ных бассейнов. Континентальные песчано-глинистые отложения нефтеносны и в грабенообразном бассейне Сан-Хорхе.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Размещение меловых нефтегазоносных областей показано не на реконструкции предрифтового расположения континентов для мелового периода, а на карте современного расположения материков (см. рисунок), так как растительно-климатические зоны мела приблизительно параллельны современным широтам и пересекают предполагаемые меловые палеошироты [8]. Автор выделяет северную умеренную (севернее 50° с. ш.), теплую (около 50° с. ш. — 30° ю. ш.) и южную умеренную зоны [33]. Основная особенность состоит в том, что в секторе 115° з. д. — 80° в. д. происходили обширные трансгрессии, захватившие стабильные кратоны, тогда как в противоположном секторе, особенно в поздне меловую эпоху, преобладали восходящие движения. Фитогеографические области *Norma* и *Aquila* приблизительно соответствуют этим секторам. Можно даже предположить наклон континентальных плит в сторону Атлантики.

Находки рогатых динозавров в Северной Америке, Монголии, на Мадагаскаре и гадрозавров в Северной Америке, Южной Америке, Евразии свидетельствуют о сухопутных связях (хотя бы периодических) между всеми континентами. Массивы суши и архипелаги в центральных частях современных океанов [9] могли способствовать расселению наземных организмов. Обмен морской фауной между Северной и Южной Атлантикой усилился в туроне, как полагают, в результате разделения Африки и Южной Америки, хотя причиной могла быть и перестройка системы течений. Представление о формировании океанических котловин в меловой период трудно согласуется с обширными трансгрессиями, происшедшими в этот период. Если предположить, что количество воды в океанах оставалось неизменным, то опускание котловин должно было, наоборот, вызвать регрессию. Трансгрессии такого масштаба можно связать с общим поднятием дна океанов, которые стали относительно мелководными. Мелководные меловые отложения с остатками наземных растений, местами даже с прослоями лигнита, обнаружены в центральных частях Атлантического, Индийского и Тихого океанов [9, 21, 35, 46]. По последним данным глубоководного бурения [46], подводные возвышенности центральной и северной Пацифики представляли собой архипелаги. Органическое вещество в осадках здесь в основном растительного происхождения [47].

Мы уже говорили о мелководности «пелагических» нефтеносных фаций. Отметим, что ме-

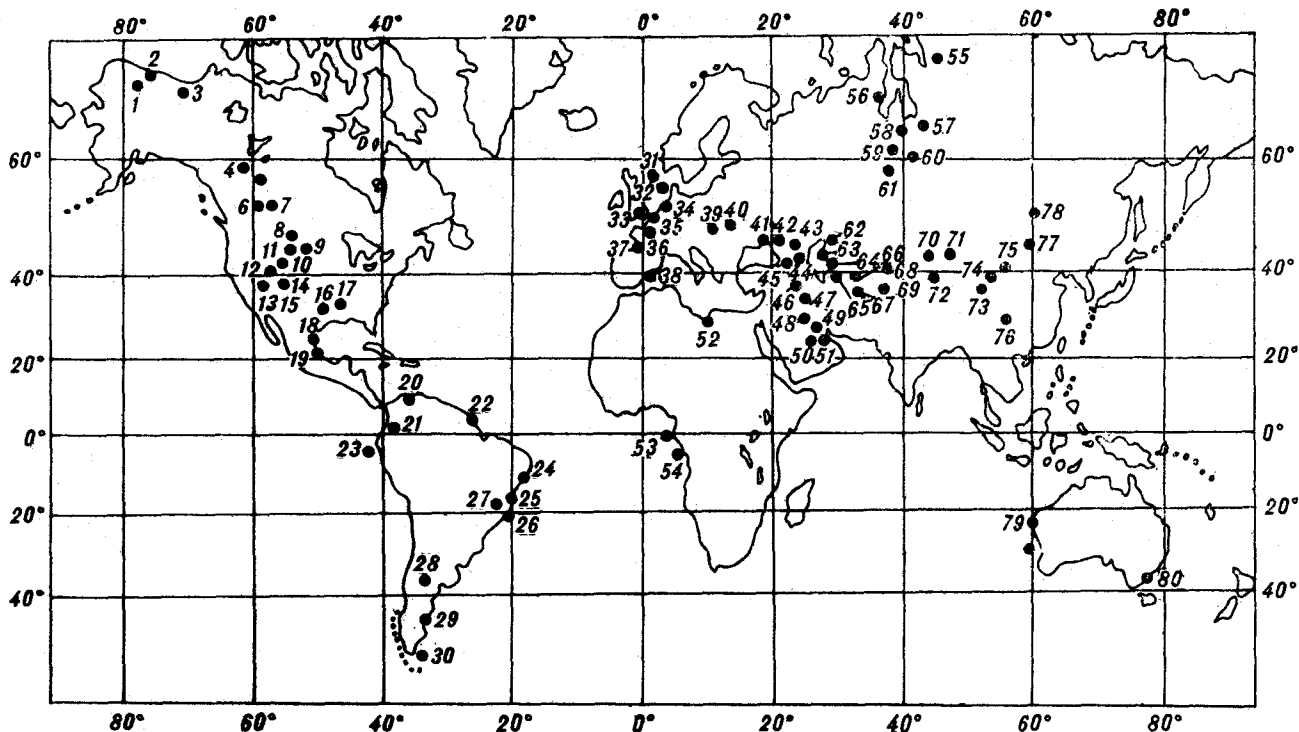
лоподобные мергели и даже писчий мел нередко содержат остатки растений хорошей сохранности. Обмеление океана и разобцение шельфовых впадин хорошо объясняют широкое развитие застойных условий, тогда как эвксинизация глубокого океана — трудно объяснимое явление, не имеющее актуалистической модели.

В условиях безледникового климата, относительно мелких океанов и обширных трансгрессий вертикальная структура океанических вод сильно отличалась от современной. Вместо психросферы была, по-видимому, развита зона теплых вод повышенной солености, источником которых могли служить хорошо прогреваемые эпиконтинентальные моря, а малая скорость донных течений способствовала накоплению карбонатных илов.

Распространение меловых отложений на океаническом дне согласуется с представлением о неглубоких периферических котловинах и поднятых над уровнем моря срединных возвышенностях. При поднятии дна котловин в зону активной седиментации попадают участки океанического дна, практически лишённые более древних осадков, — мел здесь залегает на базальтах. Хиатусы и хардграунды в пелагических толщах могут свидетельствовать о резком погружении котловин (например, на границе мела и палеогена). В области обширных срединных поднятий осадконакопление в мелу было весьма ограниченным. Прогрессировавшее после мела погружение срединных поднятий, по-видимому, нашло отражение в известном феномене омоложения осадков по мере приближения к осевым зонам подводных хребтов.

Накопление обогащённых органическим веществом осадков в условиях дефицита кислорода происходит: 1) в крупных озерах при значительных сезонных колебаниях температуры (Маракайбо, Танганьика), 2) в замкнутых морских бассейнах с положительным водным балансом (Чёрное, Балтийское), 3) в авеллинговых зонах (например, у побережья Перу), 4) в открытом океане, например, в северо-восточной части Тихого и на севере Индийского [25]. Меловые нефтематеринские толщи формировались главным образом в бассейнах первого и второго типов.

Глубоководное бурение, вскрывшее обогащённые органическим углеродом пиритизированные пелагические фации, породило идею периодической эвксинизации Мирового океана [30]. С. Шлангер и Г. Дженкинс [43] отмечают широкое развитие подобных фаций в мелу Атлантического океана и Карибского моря. В Тихом океане, на возвышенности Шатского и хр. Жесса, битуминозные прослои содержатся в карбонатно-кремнистых толщах апта и сеномана — турона. Такие же породы развиты на подводных плато южной Пацифики в барреме — апте



Нефтегазоносные районы с источниками и залежами углеводородов в меловых отложениях.

Америка: 1 — Умнат, 2 — Прюдо, 3 — Маккензи, 4 — Рейнбоу, 5 — Атабаска, 6 — Пембина, 7 — Медицин Хет, 8 — Биг Хорн, 9 — Шаудер, Ривер, 10 — Винд Ривер, 11 — Грин Ривер, 12 — Уинта, 13 — Блэк Меаа, 14 — Денвер, 15 — Сан Хуан, 16 — Восточный Техас, 17 — Монро, 18 — Тампико, 19 — Туспан, 20 — Маракайбо, 21 — Магдалена, 22 — Восточно-Венесуэльский бассейн, 23 — Талара, 24 — Алагоньяс, 25 — Эспирито Санто, 26 — Кампус, 27 — Реконкаво, 28 — Неунен, 29 — Сан-Хорхе, 30 — Огненная Земля. Европа, Ближний Восток, Африка: 31—32 — Северное море, 3 — южная Англия, 34 — Северо-Германский бассейн, 35 — Нидерландский бассейн, 36 — Парижский бассейн, 37 — Аквитанский бассейн, 38 — Эбро, 39 — Паннонский бассейн, 40 — Карпаты, 41 —

Крым, 42 — Кубанская впадина, 43 — Ставропольский район, 44 — Грозненский район, 45 — Грузия, 46 — Киркук, 47 — Басра, 48 — Куейт, 49 — Бахрейн, 50 — Катар, 51 — Абу-Дабб, 52 — Сирт, 53 — Порт Жангиль, 54 — Кабинда. Северная, Средняя и Восточная Азия, Австралия: 55 — Енисей-Хатангский прогиб, 56—61 — месторождения Западной Сибири — Ново-Портовское, Таазовское, Уренгойское, Сургутского вала, Нижневартовского вала, Межевское, 62 — Прикаспийская впадина, 63 — Бузачи, 64 — Уэнь, 65 — Каракумы, 66 — Амударьинская впадина (Газли), 67 — Бадкыз, 68 — Фергана, 69 — Таджикская впадина, 70 — Джунгария, 71 — Турфан, 72 — Тарим, 73—75 — Прианьшанские впадины, 76 — Сычуань, 77 — Гоби, 78 — Забайкалье, 79 — Карнарвон и соседние шельфовые бассейны, 80 — Гипсленд.

и на гайотах срединного хребта в туроне. Они сопоставимы с битуминозными пиритизированными известняками и мергелями Венесуэлы и Тринидада (сеноман — коньяк), Калифорнии (два интервала — апт — альб и сеноман — турон), Средиземноморья (главным образом, апт и турон — битуминозный мергель «Livello Volpelli»), Восточной Англии (на несогласном контакте сеномана и турона в толще писчего мела) и других стран. Однако эти отложения не были глубоководными. Приходится допустить, что в эпохи эвксинизации дефицит кислорода в океанах существовал уже на глубине около 300 м [43].

Подобные мнения можно найти в работах М. Артура, А. Фишера, П. Шолле и других авторов [24, 44, 49]. Выделяют два основных эпизода эвксинизации: в позднем барреме — позднем альбе, позднем сеномане — раннем туроне и второстепенный — в коньяке — саитоне, для которых постулируется связь с температурными максимумами и выполаживанием широтного температурного градиента. Изменение наземной

флоры указывает на температурные максимумы в титоне — берриасе, апте, туроне и кампане. Минимумы приходятся на готерив — баррем, альб — сеноман, коньяк и поздний маастрихт — даний [33]. Недостаточно высокая разрешающая способность палеоботанического метода позволяет наметить лишь самые общие тенденции эволюции климата, на фоне которых проявились частные колебания, улавливаемые физико-химическими методами. Этим, вероятно, объясняются некоторые расхождения между климатическими реконструкциями, выполненными разными методами.

Из приведенного в предыдущем разделе обзора следует, что в нефтегазоносных провинциях отложения титона — берриаса — основной источник углеводородов. Баженовская свита Западной Сибири, берриасские битуминозные сланцы, известняки и радиоляриты Киркука и Басры на Ближнем Востоке, битуминозный вельд Северо-Германского, Нидерландского и Англо-Парижского бассейнов, нефтематеринские толщи в тафрогенном вель-

де по обе стороны Атлантики — все это проявления исключительно широкого распространения нефтематеринских отложений на рубеже юры и мела.

Аптскому пику соответствуют нефтематеринские толщи Персидского залива, Западного Казахстана, побережья Бразилии и Гвинейского залива. С ним связано отложение солей в окраинных бассейнах Атлантики, глинистых покровов в Западной Сибири, карбонатных коллекторов в Туркмении. Общая тенденция апта — уменьшение энергии эрозионных процессов по сравнению с неоксом и альбом.

К альбу и сеноману относятся важнейшие нефтяные и газовые резервуары в дельтовых толщах северных районов Западной Сибири, Казахстана и Средней Азии (Узень, Газли и др.), моря Бофорта, западной (Дакота) и юго-восточной (Вудбайн) нефтеносных провинций США, а также Персидского залива (Бурган). Если прибавить к этому дельты атлантических побережий Африки и Южной Америки, а также Гипсленда (Латроб Вэлли), то альб — сеноман можно будет по праву назвать временем великого дельтообразования. Известны и нефтематеринские толщи этого возраста (например, Маури на западе США).

На границе сеномана и турона во многих бассейнах отмечены несогласие и (или) резкая смена фаций (Туранская плита, Северная Европа, Альпы, Персидский залив, Мексика и др.). Отметим, что к этому рубежу приурочены значительные биоценологические события как в море, так и на суше. Туронский возраст имеют важнейшие нефтематеринские толщи Ферганы, запада США, Маракайбо и Мадалены (Ла Луна), Тарфай в Марокко [42].

Резкое похолодание и развитие океанической циркуляции в конце мела сочетались с регрессией, почти повсеместными перерывами в осадконакоплении и общим сокращением нефтеобразования.

Довольно отчетливо намечается связь между трансгрессиями, потеплениями и распространением нефтематеринских осадков. Регрессии сопровождалась похолоданиями и развитием относительно грубозернистых толщ. По-видимому, уменьшение альбедо земной поверхности во время трансгрессий — наиболее вероятная причина потепления и ослабления климатической зональности.

В сапропелевых толщах нередко доминирует органическое вещество наземных растений [47]. Биохимически распознаются липидные компоненты, характерные для папоротников и хвойных, что хорошо согласуется с палеоботаническими данными о развитии хвойных лесов и папоротниковых маршей на обширных приморских низменностях. Меловые покрытосемянные,

вопреки довольно популярному мнению [24], были не столь многочисленны, чтобы существенно повлиять на содержание органического вещества в осадках. В этой связи стоит отметить концентрацию нефтегазоносных бассейнов южнее 50° с. ш., совпадающую с областью максимального развития *Classopollis* — пыльцы предположительно мангровых растений. В сеноманских мергелях Крыма, сопоставимых с нефтематеринскими толщами, автор собрал большую коллекцию хвойных и беннетитов мангрового облика. Для северного нефтегазоносного пояса характерно развитие приморских папоротниковых маршей. Во время трансгрессий море размывало мангровые торфяники — возможный источник органического вещества.

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Интерпретация меловых событий зависит от принимаемой геотектонической модели, которая сильно влияет и на представления о природе нефтегазоносных бассейнов [22, 32]. Поэтому отметим лишь наиболее очевидные тектонические особенности, такие как отсутствие меловых траппов (лишь в конце периода начинают формироваться деканские траппы) и широкое распространение офиолитового меланжа в Тетическом и Тихоокеанском поясах. Раннемезозойские траппы связаны с воздыманием и раскалыванием континентальных областей. В мелу рифты и прилежащие участки литосферы проседали, возможно, в связи с оттоком магматического вещества к рифтам и истощением находящихся под ними магматических очагов (можно предположить, что впадины по обе стороны срединно-океанических хребтов, например, Ангольская и Бразильская, имеют именно такую природу).

Нет оснований думать, что по мере развития рифтов континентальные траппы могли смениться океаническими базальтами. Промежуточные по составу «траппы Земли Франца-Иосифа» [20], судя по геологической ситуации, формировались в зоне глубинного разлома на границе континентальной и океанической коры. По-видимому, материал для новой (или переработанной) океанической коры поступал в основном по таким разломам, а не по рифтам срединных хребтов. Меловой период характеризуется интенсивными вертикальными движениями по краевым разломам. Вероятно, по этой причине континенты обрамлены океанической корой преимущественно мелового возраста. Если вертикальные движения сопровождалась надвиганием континентальной коры на океаническую, то перед фронтом надвига формировался офиолитовый меланж (альтернативные гипотезы

происхождения офиолитов изложены в [45]). Надвигание может объясняться ротационной инерцией — различным моментом инерции континентальных и океанических блоков — и не обязательно связано с конвекционной субдукцией океанической коры.

В целом тектонический стиль мелового периода, по-видимому, характеризовался погружением впадин, крупномасштабными вертикальными движениями по краевым разломам, надвиганием континентальной коры на океаническую в Тетическом и Тихоокеанском поясах. Эти особенности в основном предопределили размещение нефтегазовых бассейнов, среди которых можно выделить три основные группы (см. рисунок).

1. *Эпирифтовые бассейны.* Рифтовые системы, заложение которых большей частью относится к триасу, во многом определили структуру позднемезозойских бассейнов [18], которые можно назвать эпирифтовыми. Сюда относятся следующие бассейны — Западно-Сибирский с меридиональной рифтовой зоной, уходящей под Карское море; Енисей-Хатангский; бассейн Северного моря с субмеридиональной системой грабен; Бофортский с рифтом Бофорт-Маккензи, а также авлакогены Ситр, Бенуэ, Гипсленд, Неукен, Реконкаво и Сан-Хорхе. Рифтовую природу имеют Прикаспийская впадина и, по-видимому, впадины Туранской плиты и Тянь-Шаня, тяготеющие к Талассо-Ферганскому разлому, а также впадины Забайкалья. Высокоширотные рифты Северного полушария ориентированы меридионально — возможное указание на полярное сжатие как главный фактор рифтогенеза в этой области. Другие рифты ориентированы вдоль (Реконкаво) или поперек (Бенуэ, Гипсленд) срединных хребтов. В последнем случае они, возможно, связаны с трансформными разломами.

2. *Тафрогенные краевые бассейны.* Это полуграбены, образующиеся в результате ступенчатых сбросов по краевым разломам континентов. В меловом периоде они получили ши-

рокое распространение в силу интенсивных вертикальных движений по краевым разломам. Сюда относятся краевые нефтегазоносные зоны Атлантики (Аквитанский бассейн, Тарфая, побережье Габона и Анголы, Бразилии, Матурин-Тринидадский бассейн) и Индийского океана (Мозамбикский, Карнарвонский и другие бассейны). Открытия новых месторождений этого типа можно ожидать в первую очередь на арктическом побережье и шельфе Евразии.

3. *Тыловые моря островных дуг.* Примерами крупнейших нефтеносных бассейнов этого типа могут служить меловые впадины Мексиканского и Персидского заливов. Для них характерна большая мощность миогеосинклинальных отложений, флишевые трюги, офиолиты в складчатом обрамлении. Известное сходство с ними имеют меловые бассейны Предкавказского, Предкарпатского, Принаньшанского, Прикордильерского прогибов. К последнему относится нефтеносная область Великих равнин Канады и США, бассейн Маракайбо-Перуанского прогиба. Как и в бассейнах предыдущего типа, важную роль в их развитии сыграли краевые разломы и рифты, например, рифт Сигсби в Мексиканском заливе или Куринский в Закавказье. Меловая история краевых морей западного побережья Тихого океана недостаточно изучена. По некоторым гипотезам их заложение относится к началу раннемеловой эпохи [34]. Проверка этих гипотез будет одновременно оценкой перспектив открытия здесь меловой нефти.

Меловой структурный план островных дуг и тыловых впадин западной Пацифики нарушен и замаскирован тектонической перестройкой на рубеже эоцена и олигоцена с последующими тектоно-вулканическими процессами и резким опусканием краевых морей в позднем неогене. Можно предположить, что его фрагменты сохранились под олигоцен-миоценовым акустическим фундаментом [5] и отражены в отмерших островных дугах типа хр. Бауэрс в Беринговом море (Ямато в Японском?).

ЛИТЕРАТУРА

1. Грамберг И. С., Бро Е. Г., Сороков Д. С. Нефтегазовые толщи мезозойских прогибов севера Сибирской платформы. — В кн.: Нефтегазоносность Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1981.
2. Гуарри Ф. Г., Трушкова Л. Я. Стратиграфия продуктивных отложений. — В кн.: Закономерности размещения и условия формирования залежей нефти и газа в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. М.: Недра, 1972.
3. Гэн Ч., Цин-да Ч., Забаринский П. П. Нефть и газ месторождений Китайской Народной Республики. М.: Гостоптехиздат, 1958.
4. Джумагалиев Т. Н., Чакабаев С. Е. и др. Геологическое районирование Западного Казахстана в связи с его нефтегазоносностью. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1977. (Тр. Ин-та геол. наук, т. 37).
5. Косыгин Ю. А., Дуничев В. М. и др. Перспективы нефтегазоносности Охотоморской платформы. — Геол. и геофиз., 1982, № 1.
6. Кравченко К. Н., Муратов М. В. и др. Тектоника нефтегазоносных областей юга СССР. М.: Недра, 1973.

7. Красилов В. А. Тектоника плит и ротационный режим планеты.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 1.
8. Красилов В. А., Бураго В. И., Шорохова С. А. Изотопы Северной Пацифики.— В кн.: Эволюция органического мира Тихоокеанского пояса. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1977.
9. Красный Л. И. «Океанские земли» и микроматерик Тихого океана.— Тихоокеанская геол., 1982, № 1.
10. Ли А. Б., Гребенкина Л. Т. и др. Сравнительная характеристика палеогеографии мела и палеогена западных и восточных районов Туранской плиты.— В кн.: Геология и нефтегазоносность Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1977 (Тр. Ин-та геол. наук, т. 37).
11. Муди Дж. Д. Размещение и особенности геологического строения нефтяных месторождений-гигантов.— В кн.: Нефтегазоносность и глобальная тектоника. М.: Недра, 1978.
12. Надилов Н. К., Уразалиев Б. У. и др. Нефти полуострова Бузачи. Алма-Ата: Наука, 1979.
13. Пушаровский Ю. М. Проблемы тектоники и нефтегазоносности Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца.— Геотектоника, 1965, № 1.
14. Розанов Л. Н., Герман Е. В. и др. Зональное размещение типов и состава нефтей и газов по территории платформенных областей СССР.— В кн.: Тектонические факторы размещения зон нефтегазоаккумуляции. Л., 1979 (Тр. ВНИГРИ).
15. Саламагин А. Е. Перспективы нефтегазоносности нижнемеловых отложений Северо-Восточного Кавказа.— В кн.: Геология и нефтегазоносность Восточного Предкавказья и Кавказа. Грозный, 1974 (Тр. ВНИГРИ).
16. Симаков С. Н., Клейнберг В. Г. и др. Геологическое строение и нефтеносность Ферганы. Л.: Гостоптехиздат, 1957.
17. Смирнов В. Н. К проблеме нефтегазоносности меловых отложений кайнозойских бассейнов Корякско-Камчатского региона.— В кн.: Тектоника и нефтегазоносность Востока СССР. Л., 1972 (Тр. ВНИГРИ, вып. 309).
18. Сурков В. С., Трофимук А. Л. и др. Триасовая рифтовая система Западно-Сибирской плиты, ее влияние на структуру и нефтегазоносность платформенного мезозойско-кайнозойского чехла.— Геол. и геофиз., 1982, № 8.
19. Стрэганов В. П. Закономерности размещения и условия формирования зон преимущественного нефти- и газонакопления в меловых отложениях юга СССР.— Сов. геол., 1979, № 7.
20. Тараховский А. Н., Фишман М. В. и др. Возраст границ Земли Франца Иосифа.— ДАН СССР, 1982, т. 266, № 4.
21. Тектоника и проблемы нефтегазоносности Северной Атлантики. Л.: Недра, 1981.
22. Хаин В. Е. Глобальные закономерности нефтегазоносности в свете современного понимания структуры земной коры.— В кн.: Теоретические и методические вопросы геологии нефти и газа. Новосибирск: Наука, 1981.
23. Хуснугдинов Э. Б. Геологические условия формирования и закономерности размещения газовых залежей Центральной Туркмении. Ашхабад, Каз. ИМС, 1970.
24. Arthur M. A., Schlanger S. O. Cretaceous "oceanic anoxic events" as causal factors in development of reef-reservoired giant oil fields.— Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 1979, v. 63, N 6.
25. Demaison G. J., Moore G. T. Anoxic environments and oil source bed genesis.— Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 1980, v. 64, N 8.
26. Douglas J. G., Ferguson J. A. Geology of Victoria.— Geol. Soc. Australia Spec. Publ., 1976, N 5.
27. Facts and principles of world petroleum occurrence. Calgary: Can. Soc. Petrol. Geol. 1980. Mem. 6.
28. Geodekyan A. A., Trotsyuk V. Ya., Pilyak V. L. Geological-geochemical peculiarities of oil and gas formation beneath the floor of the Sea of Okhotsk.— Pacific Geology, 1960, v. 14.
29. Habitat of oil. Tulsa: Amer. Ass. Petrol. Geol. 1958.
30. Hallam A. The depth significance of shales with bituminous laminae.— Marine Geol., 1967, v. 5.
31. Hecht F., Furst M., Klitzsch E. Zur Geologie von Libyen.— Geol. Rundschau, 1964, Bd 53.
32. Klemme H. D. Giant oil fields related to their geological setting: a possible guide to exploration.— Bull. Can. Petrol. Geol., 1975, v. 23, N 1.
33. Krassilov V. A. Climatic changes in Eastern Asia as indicated by fossil floras, 2.— Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1975, v. 17.
34. Krassilov V. A. Palaeobotanical evidence on the origin of Japan Sea.— Pacif. Geol., 1975, v. 10.
35. Ludwig W. S., Krasheninnikov V. et al. Tertiary and Cretaceous paleoenvironments in the Southwest Atlantic Ocean: preliminary results of DSDP, Leg 71.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1980, v. 91, pt. 1.
36. Magoon L. B., Claypool G. I. Two oil types in North Slope of Alaska—implications for exploration.— Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 1981, v. 65, N 44.
37. Moody J. D., Emmerich H. H. Giant oil fields of the world.— In: 24 Session Intern. Geol. Congr., sect. 5, Montreal, 1975.
38. Mossop G. D. Geology of the Athabasca oil sands.— Science, 1980, v. 207.
39. Petters S. W. Stratigraphic evolution of the Benue trough and its implications for the Upper Cretaceous paleogeography of West Africa.— Jour. Geol., 1978, v. 86.
40. Proceedings of the 9 World Petroleum Congress. London: Applied Sci. Publ., 1977, v. 2.
41. Rainwater E. H. Petroleum in deltaic sediments.— In 24 Session Intern. Geol. Congr., sect. 5, Montreal, 1972.
42. Rakhali J. Le Cénomanién supérieur et la Turonien inférieur bitumineux du Bassin côtier de Tafaya et des Haut Atlas.— Min., geol. energ., 1979, N 46.
43. Schlanger S. O., Jenkyns H. C. Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences.— Geol. en Mijnbouw, 1976, v. 55, N 3—4.
44. Scholle P. A., Arthur M. A. Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool.— Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 1980, v. 64, N 1.
45. Tethyan ophiolites.— Ofioliti, special issue, 1980, v. 1.
46. Thiede J., Dean W. E. et al. The geologic history of the mid-Pacific Mountains in the central North Pacific Ocean—a synthesis of deep-sea drilling studies.— Init. Repts DSDP, Washington, 1981, v. 62.
47. Timofeev P. P., Bogolyubova L. J. Cretaceous sapropelic deposits of deep sea drilling project sites 463, 465 and 466.— Init. Repts. DSDP, 1981, v. 62.
48. Tiratsoo E. N. Oilfields of the world. 2nd ed. Beaconsfield: Sci. Press. Ltd., 1976.
49. Tissot B. Effects on prolific petroleum source rocks and major coal deposits caused by sea-level changes.— Nature, 1978, v. 277, N 5696.
50. Tissot B., Demaison G. et al. Paleoenvironment and petroleum potential of Middle Cretaceous black shales in Atlantic Basins.— Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 1980, v. 64, N 11.
51. Wilhelm O., Ewing M. Geology and history of the Gulf of Mexico.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, v. 83.

Н. В. Бердников, Л. П. Карсаков

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ И ПОЛИМЕТАМОРФИЗМ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ГРАНУЛИТОВ ЛАРБИНСКОГО БЛОКА (СТАНОВАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ)

На основе детального исследования флюидных включений в минералах пород Ларбинского блока Становой складчатой системы показана их полиметаморфическая природа. Исследованные породы были первоначально метаморфизованы в условиях гранулитовой фации ($T = 950 - 980^\circ\text{C}$, $P = 8 \cdot 10^8 \text{ Па}$),

а затем претерпели диафторез в условиях низкоградентного метаморфизма амфиболитовой фации ($T = 670^\circ\text{C}$, $P = 6 \cdot 10^8 \text{ Па}$). Полученные данные хорошо согласуются с результатами микронзондового профилирования гранатов из этих пород и исследованиями в них валового состава газов.

Изучение древних метаморфических пород с помощью методов микронзондового анализа и термобарогеохимии позволяет выявить новые особенности глубинного петрогенезиса на ранних стадиях развития земной коры. В этом отношении особый интерес представляют высокотемпературные глубинные гранулиты Восточной Сибири. Выходы этих пород известны в Сутамском районе на юге Алданского массива [5], в Токско-Сиваканском, Чогарском, Джугджурском и других районах на востоке Становой складчатой области [1]. Блоки гранулитовых пород присутствуют также и на западе Становой складчатой области, однако до недавнего времени они оставались слабо изученными. В последние годы детальным петрологическим исследованиям с применением методики микронзондового профилирования гранатов подверглись высокотемпературные гранулиты Ларбинского и Нюкжинского блоков [7]. Ранее в минералах этих пород хроматографическим методом определен валовой состав флюида [4]. Показано, что ювенильный метаморфический флюид состоит главным образом из CO_2 и восстановленных газов, в то время как вода приносилась в процессе более поздней гранитизации пород. Опираясь на эти данные и используя методы изучения метаморфического флюида непосредственно во включениях в минералах, авторы статьи решают вопрос о флюидном режиме и параметрах полиметаморфизма ларбинских гранулитов.

биотит-роговообманково-двупироксеновыми, гранат-роговообманково-двупироксеновыми кристаллическими сланцами, биотит-гранатовыми, графит-гранатовыми, гиперстеновыми гнейсами, гранатовыми гранулитами, железистыми кварцитами. Среди них присутствуют ультраосновные кристаллические сланцы, с которыми ассоциируют анортозиты. Встречаются также чарнокиты и эндербиты. Породы Ларбинского блока подверглись процессам диафтореза в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, которые проявились неравномерно. Это привело к широкому развитию гломеробластных структур при псевдоморфном замещении граната, гиперстена и глинопироксена вторичными минералами: биотитом, зеленой, сине-зеленой роговой обманкой, куммингтонитом. Диафторез особенно интенсивно проявлен в породах южной части блока. На севере Ларбинского блока породы в большинстве случаев не несут структурно-текстурных и минералогических признаков повторного метаморфизма, производят впечатление однократно метаморфизованных равновесных пород. Полиметаморфическая природа их выявляется лишь при исследовании внутренней структуры гранатов [7] и, как будет показано ниже, при изучении флюидных включений.

При микронзондовом профилировании обнаруживается зональное строение гранатов — понижение содержания MgO и повышение содержания MnO от ядра к краю зерна. Иногда у самого края зерна наблюдается обратная тенденция — к понижению содержания MnO и повышению содержания MgO , что фиксирует пере-

Ларбинский блок расположен в среднем течении рек Средняя и Верхняя Ларба, в районе поселков Усть-Уркима и Хорогочи [2, 3]. Сложен он роговообманково-двупироксеновыми,



Рис. 1. Включения в минералах гранулитов Ларбинского блока:

a — первичные углекислотные в кварце обр. 1159А-4, 800 \times ; *б* — первичные углекислотные в плагиоклазе обр. 1159А-4, 630 \times ; *в*, *г* — разновидности вторичных углекислотных в плагиоклазе обр. 1159А-3, 630 \times , 400 \times ; *д* — вторичные плотные углекислотные в кварце обр. 1159А-4, 800 \times ; *е* — вторичные малоплотные углекислотные в кварце обр. 1159А-4, 630 \times ; *ж* — включения специфического флюида в кварце обр. 1159А-4, 800 \times ; *з* — включения в плагиоклазе обр. 1159А-3, «прилипшие» к твердым фазам, 630 \times .

ход к повторной прогрессивной кристаллизации зерна. По равновесным парам граната с биотитом в центральных (во включениях) и краевых частях зерен устанавливаются следующие параметры гранулитового метаморфизма: $T = 950-980^{\circ}\text{C}$, $P = 9-10 \cdot 10^8$ Па и диафореза: $T = 670^{\circ}\text{C}$, $P = 6-7 \cdot 10^8$ Па [7].

Нами изучены флюидные включения практически в тех же образцах, которые изучались ранее [7]. Исследованию подверглись биотит-роговообманково-двупироксеновые кристаллические сланцы (обр. 1159А-3) и лейкократовые биотит-гранатовые гнейсы с силлиманитом (обр. 1159А-4). Указанные образцы пород в шлифах исключительно свежие, замещение гранулитовых парагенезисов низкотемпературными минералами не наблюдается.

Флюидные включения присутствуют в плагиоклазах, кварце и моноклинном пироксене. В гиперстене и гранате включения не обнаружены. В плагиоклазе и кварце включения представлены практически чистой углекислотой, а в моноклинном пироксене — твердыми фазами с незначительным количеством флюида. Включений последнего типа в других минералах не отмечено. При замораживании фазовых превращений в них не происходит, а нагревание их до 800—1000 $^{\circ}\text{C}$ приводит к потемнению, связанному с разгерметизацией. Возможно, включения в моноклинном пироксене являются реликтовыми и имеют первично магмогенную природу.

Среди углекислотных включений в плагиоклазах и кварце различаются первичные, первично-вторичные и вторичные. Первичные включения в кварце обр. 1159А-4 (рис. 1, *a*) и в плагиоклазе обоих образцов (см. рис. 1, *б*)

ограничены в виде негативных кристаллов, расположены группами или короткими зонами, ориентированы строго вдоль кристаллографических направлений минерала. Температура тройной точки наполняющей их углекислоты колеблется вокруг значений $-56,6^{\circ}\text{C}$, в особо плотных включениях понижаясь до $-59 \div -62^{\circ}\text{C}$. Включения, оттаивающие при температурах ниже -60°C , имеют, по-видимому, значительное количество примесей, наличие которых может смещать кривую кипения углекислоты в низкотемпературную область [8, 9]. Состав этих примесей неизвестен, поэтому данные по включениям, имеющим температуру оттаивания ниже -60°C , в дальнейших расчетах не учитывались. Гомогенизация всех первичных включений происходит в жидкую фазу при температурах от -33 до -5°C . Гистограмма замеров $T_{\text{гом}}$ первичных включений в плагиоклазе обр. 1159А-3 приведена на рис. 2, *a*. Немногочисленные замеры $T_{\text{гом}}$ первичных включений в кварце и плагиоклазе обр. 1159А-4 учтены в сводной гистограмме рис. 2, *в*.

Первично-вторичные включения углекислоты во всех изученных образцах встречаются редко. Они располагаются зонами и имеют менее совершенную огранку. Остальные характеристики ($T_{\text{гом}}$, $T_{\text{отт}}$, размеры) близки к таковым у первичных включений.

В отдельную разновидность выделены включения в плагиоклазе обр. 1159А-3, «прилипшие» к прозрачным твердым фазам (см. рис. 1, *з*). Они бывают как единичными, так и входящими в состав различных зон и групп. Углекислота в них гомогенизируется в широком интервале температур от -30 до $+22^{\circ}\text{C}$. Вероятно, они могут быть отнесены как к первич-

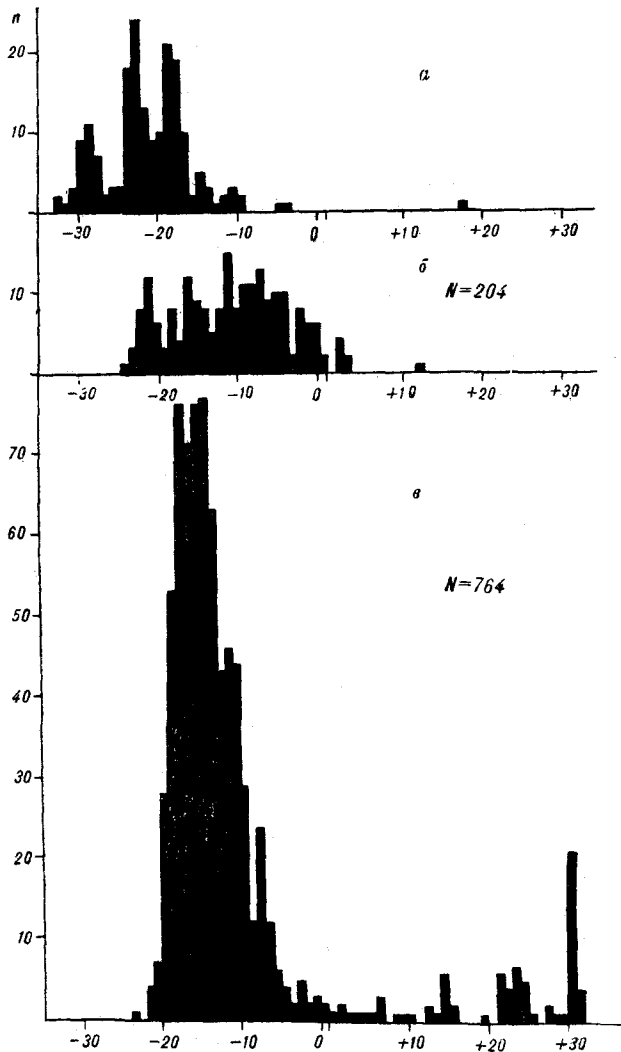


Рис. 2. Гистограммы замеров $T_{\text{гом}}$ во включениях: а — первичных из плагиоклаза обр. 1159А-3; б — вторичных из плагиоклаза обр. 1159А-3; в — сводная для минералов обр. 1159А-4.

ным, так и к первично-вторичным. Нам представляется, что весьма различная плотность наполняющей их углекислоты обусловлена процессами аномализации, развитию которых способствует различие коэффициентов термического расширения минерала-хозяина и прозрачных твердых фаз. В дальнейших расчетах замеры $T_{\text{гом}}$ по этим включениям во внимание не принимались.

Наиболее часто во всех образцах встречаются вторичные включения. В плагиоклазе обр. 1159А-3, они расположены вдоль залеченных трещин и представлены практически чистой углекислотой ($T_{\text{отт}} = -56,6 \div -57,5^\circ\text{C}$). По морфологии и характеру размещения в минерале-хозяине среди них можно выделить три разновидности. Первая — хорошо ограненные, уплощенные включения (см. рис. 1, в), образующие короткие зоны в кристалле и гомогенизирую-

щиеся в интервале температур от -18 до -2°C . Включения другой разновидности имеют также уплощенную форму, но несовершенную огранку. Их зоны обычно приурочены к краям минеральных зерен. Чрезвычайно характерным является локализация зон этих включений вокруг различных неоднородностей и включений минеральных индивидов в зернах плагиоклаза. Температуры гомогенизации их колеблются от -25 до $+3^\circ\text{C}$. Третья разновидность представлена крупными трубчатыми, гантелевидными, извилистыми включениями с раздувами и пережимами, которые трассируют залеченные трещины (см. рис. 1, г). Их отличает полное отсутствие огранки и «шероховатая» поверхность стенок вакуолей. Гомогенизируются такие включения в интервале от -24 до $+2^\circ\text{C}$. Гистограмма замеров $T_{\text{гом}}$ вторичных включений в плагиоклазе обр. 1159А-3 приведена на рис. 2, б.

В кварце обр. 1159А-4 вторичные включения распространены очень широко. Произведенные по ним замеры $T_{\text{гом}}$ слагают основную площадь пиков на гистограмме рис. 2, в. Они образуют мощные зоны вдоль залеченных трещин, нередко пересекающие несколько зерен кварца. Огранка их несовершенна, а зачастую отсутствует совсем. По плотности наполняющей вторичные включения углекислоты среди них можно выделить две разновидности. Первая (плотная) представлена описанными выше мощными зонами (см. рис. 1, д) и гомогенизируется в интервале температур от -21 до -8°C . Вторая (менее плотная) образует зоны вдоль залеченных трещин (см. рис. 1, е) и гомогенизируется в области положительных температур от $+14$ до $+31,5^\circ\text{C}$. Замеры $T_{\text{гом}}$, не входящие в указанные интервалы, произведены по аномализованным включениям.

В ряде случаев среди вторичных плотных включений обнаружены включения специфического прозрачного флюида (см. рис. 1, ж). Размеры и степень огранки их сходны с таковыми у окружающих включений, хотя ориентировка несколько иная. При охлаждении флюид во включениях не гетерогенизируется, а при температурах порядка $-70 \div 72^\circ\text{C}$ происходит плохо видимое замерзание с образованием корочки твердой фазы, которая перекристаллизовывается затем в бесформенные обособления. К моменту оттаивания при -29°C объем твердой фазы увеличивается до 25% объема вакуоли. После оттаивания образуется жидкость с тонким, плохо различимым мениском. При дальнейшем нагревании происходит гомогенизация в жидкую фазу при $-0,5 \div 0^\circ\text{C}$. Броуновское движение пузырька даже перед моментом гомогенизации не наблюдается, что свидетельствует о большой вязкости жидкости. В одном из включений фиксируется критическая гомогенизация при $0 \div +0,5^\circ\text{C}$ с медленным «размыва-

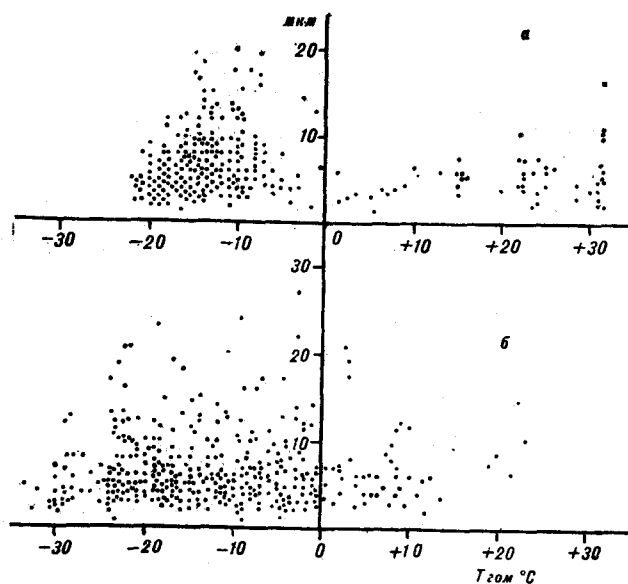


Рис. 3. Замеры видимых поперечников включений, в которых наблюдалась гомогенизация углекислоты: а — в плагиоклазе обр. 1159А-3; б — в кварце обр. 1159А-4.

нием» мениска. Добиться критической гетерогенизации не удалось. Для определения состава этих включений требуется их индивидуальный микроанализ.

Параллельно с замерами температур гомогенизации включений с помощью окуляр-микрометра определялись их размеры (средние видимые поперечники). В плагиоклазе 1159А-3 размеры включений колеблются от 1,5 до 25 мкм (рис. 3, а), а в кварце 1159А-4 — от 1,5 до 28,5 мкм (см. рис. 3, б). Включения других размеров (как меньше, так и крупнее) встречаются редко. Зависимость температуры гомогенизации включений от их размеров не обнаружена.

Метаморфизм пород Ларбинского блока в условиях гранулитовой фации фиксируется петрологическими исследованиями [7]. Температуры метаморфизма достигали 980°C, а давление 9–10 · 10⁸ Па. В минералах гранулитовой фации в виде первичных и первично-вторичных включений законсервирован равновесный метаморфический флюид. Первичные включения в кварце и плагиоклазе обоих образцов гомогенизируются в интервале от –24 до –8°C (уд. объем СО₂ от 0,95 до 1,03 см³/г). По Р–Т–V диаграмме для чистой СО₂ [6] при 980°C в них развивается давление от 7,8 до 6,6 · 10⁸ Па. По видимому, эти давления следует считать минимальными для гранулитового метаморфизма изученных пород. В плагиоклазе обр. 1159А-3 обнаружены также первичные включения с температурами гомогенизации, пониженными до –33°C (см. рис. 2, а). В них при 980°C развивается давление 8,3 · 10⁸ Па. Однако следует учесть, что среди таких включений часты слу-

чай понижения тройной точки СО₂ до –60°C, что говорит о наличии значительного количества примесей. Поэтому расчеты давления, произведенные по этим включениям, следует считать предварительными.

Дальнейшая («постгранулитовая») эволюция исследованных пород связана с диафторезом в условиях низкоградиентного метаморфизма. На это указывает широкое развитие в минералах обоих образцов плотных вторичных включений углекислоты и образование вторичных включений в плагиоклазе 1159А-3 за счет разрушения своеобразных неоднородностей в минерале, которыми, вероятно, могли быть редкие зерна низкотемпературных минералов. Как уже упоминалось, для всех минералов исследованных пород характерны процессы аномализации содержащихся в них включений. Слабая ограниченность вторичных включений говорит о том, что они образовались при относительно низких температурах, при которых рост и преобразование минералов замедлены. В то же время высокая плотность углекислоты указывает на значительное давление при повторном метаморфизме. Петрологические исследования показали, что диафтористические процессы привели к образованию в пределах Ларбинского блока гранат-биотит-дистеновых гнейсов. Температура этого метаморфизма по гранат-биотитовому термометру достигала 670°C, давление — до 6–7 · 10⁸ Па.

При 670°C в плотных вторичных включениях с температурами гомогенизации от –25 до +3°C (уд. объем СО₂ от 0,95 до 1,10 см³/г) развиваются давления 4,3–6,2 · 10⁸ Па. На регрессивной ветви повторного метаморфизма образовались наиболее поздние вторичные включения в кварце, состояние флюида в которых близко к критическому (Т_{гом} от +4 до +31,5°C, уд. объем СО₂ от 1,21 до 2,138 см³/г, давление при 600°C от 1,1 до 3,2 · 10⁸ Па). Не исключена также вероятность связи их с новым самостоятельным этапом метаморфизма.

Таким образом, детальными петрологическими и криометрическими исследованиями установлено, что породы Ларбинского блока Становой складчатой области испытали как минимум два цикла метаморфизма. Первый из них, гранулитовый, протекал при температурах около 980°C и давлениях до 8 · 10⁸ Па. Наложенный повторный метаморфизм амфиболитовой фации характеризовался относительно низкими (670°C) температурами и повышенными (4–6 · 10⁸ Па) давлениями. Следует отметить, что диафтористические изменения в исследованных образцах выразились лишь в образовании новых разновидностей включений без микроскопически видимого изменения минерального состава пород первого этапа метаморфизма. Этому обстоятельству в немалой мере способствовал, по-видимо-

му, закрытый относительно флюида характер полиметаморфической системы во время образования изученных пород, так как смена в процессе диафтореза пассивного углекислотного флюида на активный водно-углекислотный могла бы привести к ускорению химических реакций и замене гранулитовых парагенезисов более низкотемпературными.

Проведенные исследования показывают, что термобарогеохимические методы могут служить самостоятельным критерием установления полиметаморфической природы глубинных пород, в которых петрографические признаки диафтореза отсутствуют.

ЛИТЕРАТУРА

1. Карсаков Л. П. Глубинные гранулиты. М.: Наука, 1978.
2. Кастрыкина В. М., Кастрыкин Ю. П., Ельянов А. А. Геологическое строение и металлогенические особенности докембрийских образований Нюкжа-Тындинского участка БАМ.— В кн.: Докембрийские комплексы зоны БАМ. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1978.
3. Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М.: Наука, 1967.
4. Летников Ф. А., Глебовицкий В. А. и др. Флюидный режим метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1980.
5. Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965.
6. Мельник Ю. П. Термодинамические свойства газов в условиях глубинного петрогенезиса. Киев: Наукова думка, 1978.
7. Шульдинер В. И., Панченко И. В. Высокотемпературные гранулиты бассейна р. Нюкжи (Становая складчатая область).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 9.
8. Guilhaumou N., Dhamelincourt P. et al. Analyse d'la microsonde a effet Raman d'inclusions gazeuses du systeme $N_2 - CO_2$.— C. R. Acad. Sc. Paris, serie D, t. 287, 1978.
9. Hollister L. S., Burruss R. C. Phase equilibria in fluid inclusions from the Khtada Lake metamorphic complex.— Geochim. et cosmochim. acta, 1976, v. 40, N 2.

ИТГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
15 декабря 1982 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.7.03

Е. И. Гончарова

ОБ ОДНОМ ОГРАНИЧЕНИИ
НА ЧИСЛО ПРИЗНАКОВ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ

Установлена связь между количеством признаков геохронологической шкалы и рангом матрицы отношения «выше» («ниже»).

Понятие геохронологической шкалы обсуждается в том смысле, какой ему придается в работах Ю. С. Салина, который ставит «своей целью явную формулировку тех понятий, процедур логического вывода и операций, которые используются всеми стратиграфами, но никем до сих пор не сформулированы» [1, с. 6]. Геохронологической шкалой провозглашается наилучшая стратифицирующая последовательность признаков. Ее преимущество перед другими стратифицирующими последовательностями определяется различными числовыми критериями, в которых так или иначе реализуется пожелание: наиболее детальное расчленение, возможность как можно дальше проследить выделяемые подразделения. Выбор критерия — на вкус потребителя. Единственность наилучшей стратифицирующей последовательности ни одним из критериев не обеспечивается [2].

Таким образом, понятие геохронологической шкалы сформулировано «наполовину»: это стратифицирующая последовательность признаков. Всегда стратифицирующая. Но не всякая стратифицирующая последовательность признаков является геохронологической шкалой. Не явное, ставшее явным, здесь только одно: стратифицирующая последовательность. Всегда искали и находили образующие стратифицирующую последовательность признаки (руководящие виды). Это структура геохронологической шкалы — быть стратифицирующей последовательностью. Качество же, делающее ее предпочтительней всех других стратифицирующих последовательностей, нельзя считать явно сформулированным. Шкала должна быть единственной. Единственность может быть обеспечена не только явной формулировкой качества, позволяющего членить детально и проследивать как можно дальше, но и способом построения геохронологической шкалы. В этом отношении может представлять интерес попытка Е. И. Гон-

чаровой [3]. На то же направлены попытки разбраковки исходных данных: оставить признаки больше подозрительные на руководящие, уменьшить перебор бесполезных для корреляции стратифицирующих последовательностей — заведомо не шкал [2].

В настоящей работе содержится следующий результат: число признаков в любой стратифицирующей последовательности, построенной на фиксированном материале, не превосходит $k = r + 1$, где r — ранг матрицы отношения «выше» («ниже»). Матрица отношения «выше» — квадратная таблица с числом строк и столбцов, равным числу признаков в исходном материале — заполнена нулями и единицами. Единица на пересечении i -й строки и j -го столбца означает, что i -й признак выше, чем j -й, остальные элементы — нули. Ранг матрицы — число r такое, что: а) у матрицы имеется минор r -го порядка, отличный от нуля; б) всякий минор матрицы порядка $(r + 1)$ и выше равен нулю. Для понимания всех рассуждений достаточно знать, что минор — часть матрицы из N ее строк и столбцов, число r — порядок минора. Величина минора, имеющего вид

$$\begin{vmatrix} a_{11} & 0 & 0 & \dots & 0 \\ a_{21} & a_{22} & 0 & \dots & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ a_{N1} & a_{N2} & a_{N3} & \dots & a_{NN} \end{vmatrix},$$

равна произведению его диагональных элементов: $a_{11}a_{22} \dots a_{NN}$. Следовательно, равенство такого минора нулю означает наличие нуля среди сомножителей a_{ii} .

Теперь приступим к доказательству утверждения о связи ранга матрицы отношения с числом признаков стратифицирующих последовательностей.

Пусть в исходных данных есть только признаки, образующие стратифицирующую послед-

довательность $\{A_n\}$. Тогда матрица отношения «выше» имеет вид

$$A = \begin{array}{c|cccccc} & A_1 & A_2 & & A_{n-1} & A_n \\ \hline A_1 & 0 & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 \\ A_2 & 1 & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 \\ A_3 & \dots & 1 & 0 & \dots & 0 & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ A_{n-1} & \dots & \dots & \dots & \dots & 0 & 0 \\ A_n & \dots & \dots & \dots & \dots & 1 & 0 \end{array}$$

Над главной диагональю матрицы A только нули, под ней, кроме обозначенных обязательных единиц, все остальные элементы 0 или 1.

Совершенно очевидно, что отличный от нуля минор наивысшего порядка получается при вычеркивании первой строки и последнего столбца и, следовательно, ранг матрицы A на единицу меньше количества признаков в стратифицирующей последовательности $\{A_n\}$.

Добавим к признакам $\{A_n\}$ признак, стратиграфический диапазон которого, определенный в последовательности $\{A_n\}$, равен $[p, q]$. Матрица отношения «выше» нового множества признаков будет отличаться от матрицы A существенно тем, что появятся обязательные нули

на пересечении p -й строки и $p+1$ -го столбца и на пересечении q -го столбца и $p+1$ -й строки.

Ясно, что ненулевой наивысшего порядка минор получается после вычеркивания как первой строки и последнего столбца, так и столбца и строки $p+1$ -го добавленного признака.

Добавление любого количества признаков, образующих свои стратифицирующие последовательности, ведет только к изменению ранга матрицы отношения «выше».

Таким образом, утверждение доказано. Можно переформулировать это утверждение следующим образом. Число руководящих признаков (признаков в геохронологической шкале) не превосходит ранга матрицы отношения «выше» (или «ниже») плюс единица.

Подсчет ранга матрицы может представлять определенные трудности. Приемы его вычисления можно узнать в любой книге по линейной алгебре или, например, в книге Г. Е. Шилов [4].

Таким образом, мы не знаем, как искать руководящие признаки, но имеем ограничение на их количество. При обработке материала на ЭВМ во всех переборных методах построения стратифицирующих последовательностей и выбора среди них наилучшей это ограничение может оказаться полезным.

ЛИТЕРАТУРА

1. Салин Ю. С. Конструктивная стратиграфия. М.: Наука, 1979.
2. Салин Ю. С. Стратиграфическая корреляция. М.: Недра, 1983.

3. Гончарова Е. И. О структуре слоистой толщи в задачах стратиграфии.— Геол. и геофиз., 1981, № 8.
4. Шилов Г. Е. Математический анализ. Конечномерные линейные пространства. М.: Наука, 1969.

ИТИГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
23 марта 1983 г.

УДК 551.7.03

В. И. Гилев

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КАРОТАЖНЫХ ДИАГРАММ ДЛЯ ПОСТРОЕНИЯ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ШКАЛ

Описываются простые приемы разбиения каротажных кривых по качественным и количественным характеристикам. Показано широкое участие полученных каротажных признаков в построении геохроно-

логических шкал наряду с палеонтологическими, литологическими и другими признаками при стратиграфической корреляции на ЭВМ.

Корреляция разрезов скважин по их каротажным диаграммам производится в нефтегеологической практике чрезвычайно широко. И все же повсеместно применяемый подход не позволяет извлечь из промысловой геофизиче-

ской информации всего, что она могла бы дать. Причин тому по крайней мере две. Во-первых, каротажные данные используются отдельно от керновых данных, нет такой единой методики, в которой на равных правах обрабатывались

бы геофизические, литологические, палеонтологические, геохимические и любые иные признаки. Во-вторых, корреляция по каротажу неизбежно осуществляется путем попарного сравнения кривых. При таком последовательном, а не одновременном сопоставлении всего множества разрезов появляется опасность неассоциативности: сравнивая скважины I и II, мы можем отождествить слои A_1 и B_{II} , при сравнении II и III — B_{II} с C_{III} , из чего по транзитивности должен последовать вывод об идентичности A_1 с C_{III} , но при прямом сопоставлении I и III A_1 может оказаться сопоставленным не с C_{III} , а с более высоко- или более низкозалегающим слоем.

Оба этих недостатка преодолеваются, если конфигурации каротажных диаграмм перед корреляцией классифицировать. Тогда отдельные классы конфигураций можно использовать в единой методике обработки совместно с видами и родами окаменелостей, типами пород, содержаниями минералов, окислов, элементов.

ПРИМЕРЫ ФОРМАЛЬНО СТРОГИХ МЕТОДОВ КЛАССИФИЦИРОВАНИЯ КАРОТАЖНЫХ ДИАГРАММ

А. М. Волков [4] предлагает каротажные кривые приближать ортогональными полиномами Чебышева. Если ограничиться третьей степенью полинома, то кривая может быть задана четырьмя коэффициентами: a_0, a_1, a_2, a_3 , а также дисперсиями относительно полиномов b_1, b_2^2, b_3^2 . Семь указанных параметров задают достаточно полное описание кривой. Используя эти параметры, можно построить подробную классификацию.

А. Е. Куликович [3] разработал строгую, однозначную, полностью формализованную методику описания конфигураций кривых по характерным точкам. Выделяются дифференциально-нулевые точки: 1. Точки минимума и максимума, где первая производная y' обращается в нуль. 2. Точки перегиба ($y'' = 0$). 3. Точки минимальной и максимальной кривизны ($y''' = 0$). 4. Участки кривых, параллельные оси скважины — площадки (обращаются в нуль одновременно все три производные). Кроме того, столь же строго выделяются другие характерные точки. Появляется возможность описать любую кривую как набор точек. Различные комбинации точек выделяются как разные классы конфигураций. Классы кодируются (A, G, L, X, Z и т. д.) и могут использоваться наряду с любыми другими признаками: о содержании, природе, происхождении символов можно при корреляции забыть.

Сложность реализации методики А. Е. Ку-

ликовича [3] состоит в необходимости применения большого числа алгоритмов для выделения характерных точек. В частности, для выделения уровенных точек предлагается пять алгоритмов. Для экстремальных точек приводится алгоритм, который реализуется в подпрограмму, так как на каротажной кривой бессмысленно выделять все экстремальные точки, а для выделения точек «существенного» экстремума вводятся дополнительные условия, усложняющие алгоритм. Точки перегиба находят после предварительного определения уровенных и экстремальных точек и при множестве точек перегиба выбирают ближние к уровенным точкам. Связанные точки (например при отбивке границ на кривых КС потенциал-зонда) выделяются по следующей схеме: 1) выделяются уровенные точки; 2) для каждой уровенной точки находится ближайшая к ней точка перегиба; 3) от выделенной точки перегиба отступают в сторону вмещающих пород на 0,5 длины потенциал-зонда. Это и будет искомая точка. Перечень характерных точек и алгоритмов для их выделения этим не ограничивается.

Для стратиграфической корреляции отложенных районов с малой детальностью геологической изученности целесообразно воспользоваться более простой и менее формальной методикой выделения каротажных признаков.

Так как выделенные каротажные признаки будут использоваться в процедуре корреляции, не получившей пока широкой известности, поясним некоторые понятия и формулировки. Более детально с ними можно познакомиться в работе Ю. С. Салина [4].

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛА И ПРОЦЕДУРА ЕЕ ПОСТРОЕНИЯ

Геохронологическая шкала — стратифицирующая последовательность признаков (литологических, минералогических, палеонтологических и любых других), т. е. такая последовательность, в которой каждый следующий признак выше предыдущего и не имеет иных отношений с остальными ему предшествующими. Процесс построения шкалы подробно изложен Ю. С. Салиным [4]. Шкал может быть построено несколько. Из всех построенных шкал выбирается единственный, эталонный вариант. Он должен обеспечивать наиболее детальное расчленение и наиболее далекое прослеживание выделенных подразделений, т. е. быть в некотором смысле наилучшим среди всех стратифицирующих последовательностей признаков. Это и будет геохронологическая шкала для коррелируемых разрезов. Члены шкалы по традиции называются руководящими признаками.

МАТЕРИАЛ

В работе использованы данные каротажа скважин, пройденных в континентальной части Хатырской впадины, расположенной на Беринговоморском побережье Чукотского автономного округа. Материалы предоставлены главным геологом Чукотской нефтеразведочной экспедиции Д. И. Агапитовым.

Из промыслово-геофизической информации имелись: 1) стандартный каротаж — записи кривых КС градиент-зондом А2МО, 5N и потенциал-зондом N6, ОМО, 5A и диаграммы собственной поляризации ПС; 2) кавернометрия; 3) гамма-каротаж (ГК). Кроме того, по части скважин имелись результаты газового каротажа, отражающие суммарное газовое содержание ($\Gamma_{\text{сум}}$), в единичных случаях имелся и компонентный состав (CH_4 , C_2H_6); по отдельным скважинам были диаграммы профилометрии, механического каротажа.

Каротажные признаки выделялись по диаграммам КС (градиент-зонд А2МО, 5N), ПС, каверномера, ГК и $\Gamma_{\text{сум}}$. Остальные данные не учитывались из-за их малой представительности.

ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ КАРОТАЖНЫХ ПРИЗНАКОВ

Разбиение каротажных диаграмм по форме кривой или по количественным характеристикам должно быть подчинено некоторым требованиям. Оно не должно быть слишком дробным, так как в этом случае возрастает вероятность появления пустых классов. С другой стороны, характеристики с излишне широким диапазоном значений охватывают большой интервал разреза и имеют малую стратиграфическую ценность. Выделенные признаки должны иметь относительно равномерную количественную представительность, что и регулируется соответствующим подбором критериев. К примеру, диапазон значений каротажных диаграмм КС — от 0 до 200 Ом·м. Если разбить кривые на участки через одинаковые пределы значений (например, 0—40 Ом·м, 40—80 Ом·м и т. д.), то может оказаться, что в первую группу значений (0—40 Ом·м) попадет подавляющая часть участков кривых (например 80%), а в четвертой (120—160 Ом·м) не окажется ни одного. В этом случае диапазон 0—40 Ом·м следует разделить, а другие, наоборот, объединить так, чтобы количества участков диаграмм в группах были соизмеримыми.

При образовании комплексных признаков из двух или более частных из всего возможного перечня сочетаний формировались только такие, которые были представлены в фактическом ма-

териале. Так, если признак формировался из четырех характеристик, каждая из которых может принимать по три значения, возможное количество сочетаний девяносто шесть. Использовались только двадцать восемь, встречающихся в рассматриваемых разрезах неоднократно. Быть встреченным более чем в одном разрезе — обязательное условие для выделения любого признака, иначе он бесполезен для корреляции. Признак, распространенный во многих разрезах снизу доверху, также бесполезен для корреляции.

ВЫДЕЛЕНИЕ КАРОТАЖНЫХ ПРИЗНАКОВ НА ОСНОВАНИИ КАЧЕСТВЕННЫХ ВИЗУАЛЬНЫХ ОЦЕНОК

После проведения визуального сравнения всех каротажных диаграмм намечено разбиение их по следующим показателям. 1. Кривые КС и ПС не дифференцированы — это примерно равносильно понятию сложных площадок по А. Е. Куликовичу [2], т. е. таких участков каротажной кривой, в пределах которых ординаты экстремальных точек незначительно отклоняются от ординаты некоторой осредняющей прямой, параллельной оси глубин. 2. КС и ПС слабо дифференцированы — участки кривой, в пределах которых значительное отклонение ординаты экстремальных точек происходит постепенно. 3. КС и ПС резко дифференцированы — участки кривых, в пределах которых часты резкие значительные отклонения ординаты экстремальных точек. 4. Отрицательная депрессия ПС — участок кривой собственной поляризации с пониженным значением по сравнению с выше- и ниже расположенными участками. Кривые КС и ПС в данном случае разделены на отдельные участки по качественным признакам. Результаты кавернометрии были разделены на три диапазона: 1) диаметр скважины меньше номинального более чем на 5%; 2) диаметр скважины близок к номинальному (пределы $-5 \div +10\%$); 3) диаметр больше номинального более чем на 10%. Кривая гамма-каротажа была подразделена также на три диапазона: до 4 мкР/ч; 4—7 мкР/ч и >7 мкР/ч, исходя из того же стремления избежать выделения признаков, встречаемых в единственном разрезе. Газовый каротаж проведен на рассматриваемой площади в ограниченном числе скважин, и учтены только его аномальные значения, которые были разделены на две градации: $\Gamma_{\text{сум}} = 2-4\%$ и $\Gamma_{\text{сум}} > 4\%$.

По диаграммам КС, ПС и каверномеру формировались комплексные признаки. Например: № 361) кривые КС и ПС не дифференцированы, диаметр скважины меньше номинального более чем на 5% или: № 364) КС слабо диф-

ференцирована, ПС с отрицательной депрессией, диаметр скважины близок к номинальному. Затем были сформированы признаки по четырем характеристикам — к трем вышеприведенным добавлен результат гамма-каротажа.

Всего на этом этапе было выделено 55 каротажных признаков. При построении геохронологических шкал на ЭВМ по ранее выделенным признакам (литология, минералогия, плотности, фауна, микрофауна) и вновь введенным — каротажным ощущался недостаток стратифицирующих признаков, корреляция по этим геохронологическим шкалам получалась неустойчивой. Было решено более полно использовать возможности каротажного материала.

ВЫДЕЛЕНИЕ ПРИЗНАКОВ ПО КОЛИЧЕСТВЕННЫМ КРИТЕРИЯМ

Поскольку кавернометрия, ГК и газовый каротаж подразделены выше по количественным характеристикам, то здесь будет продемонстрирован более строгий подход к выделению признаков по кривым КС и ПС. Так, если в ранее полученных признаках кривая кажущегося сопротивления, к примеру, получала характеристику недифференцированной, при этом не учитывалось, имеет КС величину 10 Ом·м или 100 Ом·м, то в данном случае были определены количественно сглаженность кривой и ее нижнее значение. Например: № 470) КС сглажена (диапазон не более 1,5 Ом·м), нижнее значение не более 8 Ом·м, или № 473) КС сглажена (диапазон колебаний не более 20% от нижнего значения), нижнее значение не более 20 Ом·м. То же относится и к диаграмме собственной поляризации ПС. Например: № 465) ПС сглажена, если амплитуда колебаний в пределах 5 мВ, или № 466) слабо дифференцирована, если диапазон ее колебаний в пределах 5—10 мВ.

Резко дифференцированные участки диаграмм КС также были подразделены в зависимости от диапазона и максимального значения кажущегося сопротивления. Примеры признаков: № 479) диапазон 5—10 Ом·м, максимальное значение 20 Ом·м или № 484) диапазон 25—50 Ом·м, максимальное значение 50 Ом·м. Кроме этого, наложено ограничение на длину участка КС (не менее 20 м), количество «пику» на интервал (не менее 5 на 30 м) и минимальные требования к «пику» — размах не менее 5 Ом·м и верхнее значение не менее 10 Ом·м.

Резко дифференцированная диаграмма ПС тоже была ограничена рамками числовых значений. Пример: № 476) ПС резко дифференцирована, длина «пилы» не менее 20 м, диапазон «зубьев» 10—15 мВ; число «зубьев» не менее двух.

Количественные характеристики КС и ПС позволили образовать еще двадцать два признака. Следует подчеркнуть, что это не все возможные комбинации из выбранных характеристик КС и ПС, а только те признаки, которые могут быть полезными для корреляции, т. е. присутствующие не в единственном разрезе и не распространенные снизу доверху в разрезах. Наличие 22-х признаков на фоне имеющихся >400 оказалось недостаточным для коренного улучшения корреляции, тем не менее эти признаки казались наиболее эффективными.

Дальнейшее пополнение геофизических признаков было проведено по двум направлениям. Во-первых, выделялись в качестве отдельных признаков единичные аномалии на диаграммах КС и ПС — положительные и отрицательные, в несколько раз отличающиеся по количественному значению от выше- и нижерасположенных участков кривых. Признак формировался из двух, а в двух случаях даже из трех характеристик. Примеры признаков: № 490) пик на КС, депрессия на ПС; № 494) отрицательная аномалия КС, пик на ПС; диаметр скважины больше номинального более чем на 10%. Во-вторых, были образованы менее комбинированные признаки из первоначальных «качественных» — КС и ПС без каверномера и гамма-каротажа. Данные же последних были выделены в отдельные признаки.

Дополнительно к прежним 55 было получено еще 44 признака.

ПРАКТИЧЕСКИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ КАРОТАЖНЫХ ПРИЗНАКОВ ДЛЯ КОРРЕЛЯЦИИ

На рисунке изображен профиль участка Хатырской впадины, составленный по результатам корреляции разрезов скважин на ЭВМ. Из восьми руководящих признаков, вошедших в геохронологическую шкалу этого участка, четыре являются каротажными. До введения геофизических признаков корреляция разрезов этого участка оставалась неустойчивой — после отбраковки руководящих признаков геологическая картина, построенная по оставшемуся материалу, резко менялась. С введением каротажных признаков устойчивость корреляции значительно повысилась.

В процессе отработки методики стратиграфической корреляции на ЭВМ по Хатырской впадине выявилась роль каротажных признаков в построении геохронологических шкал. В различных шкалах по двум участкам впадины принимают участие тридцать шесть различных признаков, среди которых наряду с литологическими, минералогическими, палеонтологиче-

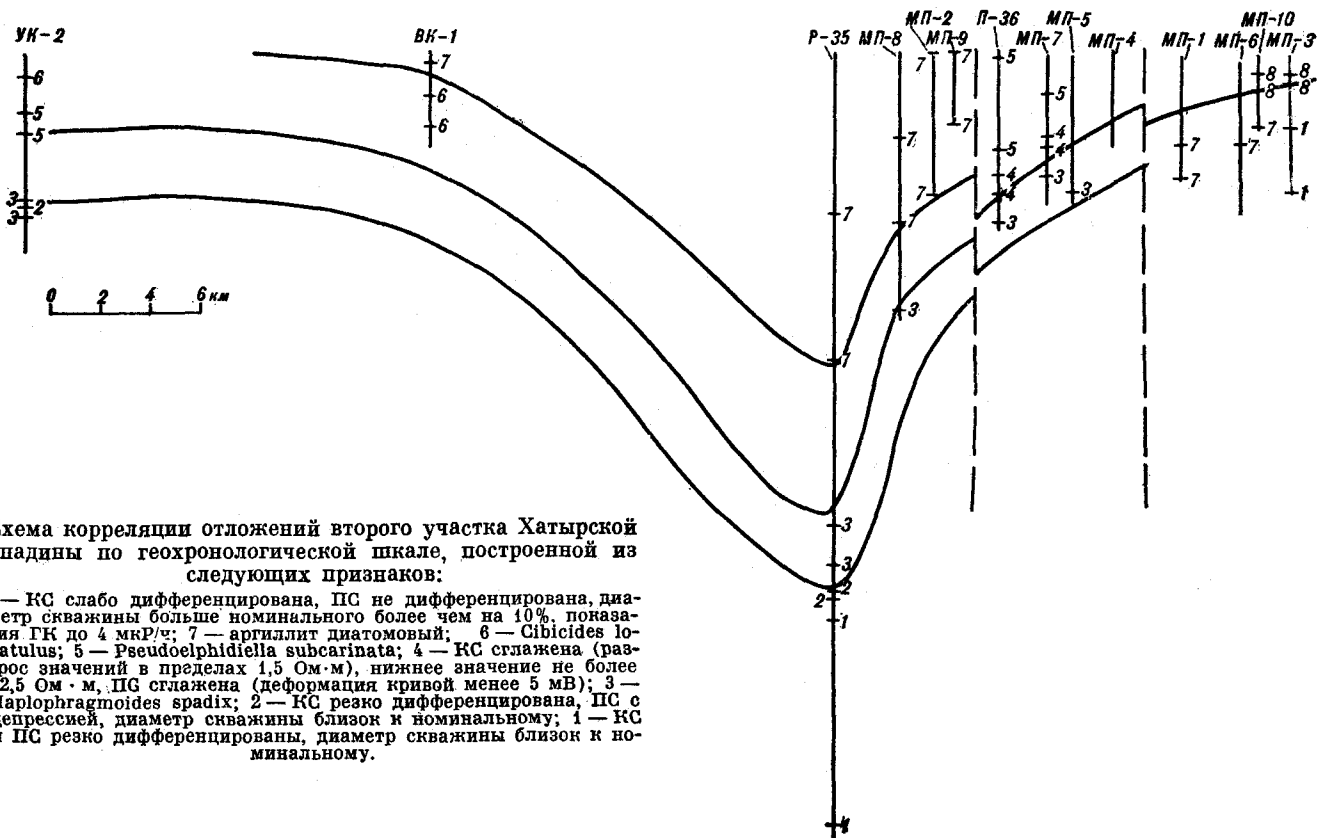


Схема корреляции отложений второго участка Хатырской впадины по геохронологической шкале, построенной из следующих признаков:

8 — КС слабо дифференцирована, ПС не дифференцирована, диаметр скважины больше номинального более чем на 10%, показания ГК до 4 мкР/ч; 7 — аргиллит диатомовый; 6 — *Cibicides lobatulus*; 5 — *Pseudoelphidiella subcarinata*; 4 — КС сглажена (разброс значений в пределах 1,5 Ом·м), нижнее значение не более 12,5 Ом·м, ПГ сглажена (деформация кривой менее 5 мВ); 3 — *Parlorphragmoides gradix*; 2 — КС резко дифференцирована, ПС с депрессией, диаметр скважины близок к номинальному; 1 — КС и ПС резко дифференцированы, диаметр скважины близок к номинальному.

скими отмечено тринадцать каротажных. Если учесть, что последние составляют около одной пятой части всего множества признаков (99 из 509), то их корреляционную значимость нельзя не оценить.

Из 99 выделенных каротажных признаков 62 были выделены по качественным характеристикам (или в комбинации с количественными) и 37 признаков имели количественные определения. Среди 13 каротажных признаков, участвующих в шкалах, на долю «качественных» пришлось 5 (из 62), а количественных — 8 (из 37).

Корреляционная значимость признаков зависит еще и от степени их сложности. Из двадцати одного признака, выделенного по одной кривой (только КС или только ПС и т. д.), в шкалах участвуют три. Из двадцати двух признаков, выделенных одновременно по двум кривым (КС и ПС), в шкалы вошли девять. Признаки, составленные из трех каротажных характеристик, участвуют в шкалах, тремя своими представителями из двадцати семи, а из двадцати девяти признаков, скомбинированных по четырем характеристикам, в шкалы попал лишь один.

Значимость каротажа для сопоставления разрезов меняется с изменением размеров изучаемой площади. По 2-му участку (см. рисунок)

корреляция разрезов всегда производится с участием большого количества каротажных признаков. Из 23-х признаков, вошедших в различные шкалы, здесь 10 каротажных. По 1-му участку, в котором наряду с пятью скважинами описаны и шесть разрезов по естественным обнажениям, всего лишь 3 каротажных признака вошли в шкалы, тогда как литологических, палеонтологических и минералогических признаков насчитывается 14. Конечно, кроме различия в размерах изучаемых площадей (расстояние между наиболее удаленными друг от друга разрезами в 1-м участке — 27 км, во 2-м — 48 км), в полученном результате нашел отражение и тот факт, что по 1-му участку промыслово-геофизические характеристики изучены менее чем на половине общего количества разрезов. Тем не менее можно сказать, что в условиях сложного геологического строения, каким характеризуется Хатырская впадина, корреляция значительно удаленных друг от друга разрезов скважин по каротажным признакам малоэффективна.

Таким образом, каротажные диаграммы при соответствующем их разбиении могут явиться одним из основных материалов для стратиграфической корреляции разведываемых площадей. Вычислительными центрами располагают все геологические объединения; работающие алго-

ритмы стратиграфической корреляции, основанные на использовании геохронологических шкал, имеются [см. 4], поэтому можно рекомендовать использование признаков, выделен-

ных по каротажным кривым наряду с литологическими, минералогическими, палеонтологическими и другими для корреляции разрезов любых разбуриваемых осадочных бассейнов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волков А. М. Выделение пластов в разрезе и их предварительная корреляция.— В кн.: Методика обработки информации о залежах нефти и газа на ЭВМ. Тюмень, 1971 (Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 45).
2. Куликович А. Е. Основные принципы машинной обработки каротажных кривых.— В кн.: Автоматическая обработка и преобразование геофизической

информации. М.: Недра, 1965 (Тр. Укр. НИГРИ, вып. 1).

3. Куликович А. Е. Основы машинной интерпретации каротажных диаграмм. Киев: Наукова думка, 1974.
4. Салин Ю. С. Стратиграфическая корреляция. М.: Недра, 1983.

ИТИГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
18 марта 1983 г.

УДК 549.27 + 549.283 : 553.411 : 0,88 : 5(571.65)

А. Г. Мочалов, В. К. Прейс, С. И. Иванова

ПЛАТИНОВЫЕ МИНЕРАЛЫ И САМОРОДНОЕ ЗОЛОТО В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ КОРЯКСКО-КАМЧАТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Изучены морфологические особенности, строение и состав зерен платиновых минералов и самородного золота. Установлено, что коренными источниками платиновых минералов являются дуниты, а золота — сульфидоносные кварцевые жилы и прожилки. В пи-

тании четвертичных отложений золотом главное значение имеют коренные источники, а платиновыми минералами — как коренные источники, так и промежуточные коллекторы.

В рыхлых отложениях складчатых областей нередко наблюдается совместное нахождение зерен золота и платиновых минералов. Их пространственное совмещение с коренными выходами ультрабазитов позволяет предполагать, что последние являются материнскими породами для платины и золота. Вместе с тем ряд признаков указывает на различие источников этих минералов. С целью изучения этого вопроса исследованы платиновые минералы и самородное золото из четвертичных отложений одного из районов Корякско-Камчатской складчатой области.

В разные годы геологическим изучением района занимались А. А. Александров, П. Д. Волошин, Ю. Е. Дорт-Гольц, В. А. Захаров, В. А. Лоргус и др. По их данным в строении района принимают участие терригенные отложения волжского и валанжинского ярусов, эффузивы палеогена, континентально-морские олигоцен-миоценовые и рыхлые четвертичные образования. На значительной части территории обнажаются породы офиолитовой ассоциации, представленные ультрабазитами, габброидами, вулканогенными и кремнисто-терриген-

ными образованиями девона — нижнего карбона. Среди ультрабазитов выделяются в различной степени серпентинизированные гарцбургиты, дуниты и в меньшей мере лерцолиты и верлиты, которые по тектоническим нарушениям контактируют с отложениями юры и мела и слагают приподнятые блоки, выраженные в современном рельефе в виде цепочек невысоких пологовершинных гор и холмов. Эти блоки разделены узкими всхолмленными равнинами, в пределах которых развиты отложения олигоцен-миоценового возраста. Четвертичные отложения представлены флювиогляциальными и склоновыми образованиями.

Самородное золото из четвертичных отложений ранее изучалось П. Д. Волошиным. Им установлены различия в типоморфных особенностях этого минерала в россыпях горных блоков и равнин, отмечена полигенность коренных проявлений золота. В питании россыпей главная роль отводится кварцевым жилам и зонам прожилкования.

Нами продолжено изучение самородного золота района и проведено детальное исследование зерен платиновых минералов (см. таблицу).

Особенности минералов золота и платины из рыхлых четвертичных отложений

Характеристика золота (З) и платиновых минералов (П)	В пределах горного рельефа	В пределах всхолмленной равнины
Возраст, генетический тип и гранулометрический состав осадков	Позднеплейстоцен-голоценовые, элювиально-делювиальные и аллювиальные (низких террас и пойм), глинистые песчано-гравийные галечники с включениями валунов	Плейстоценовые, голоценовые, аллювиальные (высоких и низких террас, пойм), песчанистые и гравийные галечники, илистые пески с гравием
Эрозионный врез долин, уклонов их плотика	20—250 м 0,02—0,05	5—20 м 0,002—0,02
Окатанность (по Пауэрсу)	З 14—30 П 14—30	41—59 41—59, 14—21, 80
Гидравлическая крупность (в см/с)	З 16,7—37,9 П 15,6—45,0	22,5—60,9 23,1 62,5
Преобладающая крупность, мм	З От 0,5 до 2,0 П От 0,2 до 1,5	От 0,3 до 3,5 От 0,5 до 2,0
Морфология	З Чаще комковидного и лепешковидного облика, реже дендриты и проволочковидные выделения; поверхность грубоямчатая до шероховатой П Комковидного облика, часто с угловатыми очертаниями, с шероховатой, мелкоямчатой поверхностью; таблитчатые и пластинчатые выделения с гладкой поверхностью	З Чаще комковидного и лепешковидного облика, реже дендриты и проволочковидные выделения; поверхность реже шероховатая П В основном комковидные со сглаженной шероховатой и шагреневой поверхностью, редко таблитчатые и пластинчатые выделения с гладкой поверхностью
Минеральный состав Элементы-примеси	З Самородное золото: (вес. %) Au — 84,5—92,8; Ag — 10,4—14,1, иногда Hg — 0,1—0,5; постоянно примеси 0,0n — 0,00—Cu, Fe, As, Sb, Pb, Mn, Pt, Cr, Te; редко встречаются твердые растворы (Au, Sb), (Au, Pb) электрум и в золоте примесь Pt до 0, n% П Главные: иридоосмин, изоферроплатина. Второстепенные: осмирид, рутениридоосмин, лаурит Редкие: самородный осмий, рутенистый осмий, эрлихманит, ирарсит, никелистый туламинит, родиевые сульфиды	Самородное золото: (вес. %) Au — 82,4—94,8; Ag — 8,2—16,6, иногда Hg — 0,1—0,3; постоянно примеси 0,0n — 0,00n — Cu, Fe, Pb, Te; редко: электрум, в золоте примесь Pt до 0, n% П Главные: изоферроплатина Второстепенные: иридоосмин, лаурит Редкие: осмирид, рутениридоосмин, рутенистый осмий, эрлихманит, ирарсит, никелистый туламинит, родиевые сульфиды
Минералы-включения	З Главные: кварц, гематит, арсенопирит, пирит Второстепенные: галенит, самородный свинец, сфалерит, самородная медь П Главные: хромшпинелиды Второстепенные: серпентин, оливин Редкие: амфибол, пироксен, иридий-родий-рутенийсодержащий пентландит, хизлевудит, халькозин	Главные: кварц, гематит, арсенопирит Редкие: галенит, пирит П Главные: хромшпинелиды, Редкие: оливин, амфибол, иридий-родий-рутенийсодержащий пентландит, халькозин
Внутренняя структура	З Зернистая, двойниковая, редко — зональная; структурные преобразования — узкая высокопробная оболочка, короткие тонкие межзерновые прожилки П Гипидиоморфнозернистая	Зернистая, двойниковая; структурные преобразования — широкие (до 0, n мм) высокопробные оболочки, зоны гипергенной рекристаллизации, линии трансляции, нарастания «нового» золота П Гипидиоморфнозернистая

Примечание. Пробность золота, состав платиновых минералов и минералов-включений определялись на электронных микроанализаторах I XA-5A (ДВГИ); MS-46 «Камека» и «Камебакс» (ВСЕГЕИ), элементы-примеси — в спектральной лаборатории ЦНИГРИ по методике И. П. Ланцева.

Зерна платиновых минералов представлены главным образом неупорядоченным твердым раствором осмия и иридия — иридоосмина и упорядоченным твердым раствором платины и железа — изоферроплатины. Они встречаются как в сростаниях между собой, так и в самостоятельных выделениях. Главными минералами-включе-

чениями в них являются хромшпинелиды и оливин. Минералы системы Os—Ir—Ru, а также включения хромшпинелидов в них, как правило, идиоморфны, в то время как изоферроплатина и оливин ксеноморфны и выполняют промежутки между ними. Это определяет гипидиоморфнозернистую структуру платинометаль-

ных агрегатов. Другие минералы платиновых элементов и минералы-включения (см. таблицу) встречаются редко. Они имеют более позднее происхождение и образуют псевдоморфозы по главным минералам парагенезиса (за исключением лаурита). По этим данным можно сделать вывод, что твердые растворы платиновых элементов кристаллизовались совместно с хромшпинелидами и оливином при становлении ультраосновных пород. Как показано ранее [1, 2, 5], рассматриваемый парагенезис характеризует платинометалльную минерализацию дунитов из массивов дунит-гардбургитовой формации и в меньшей мере дунит-пироксенит-габбровой формации складчатых областей. В ходе частичной пироксенитизации, амфиболитизации и серпентинизации ультраосновных пород происходило незначительное изменение первичного платинометалльного парагенезиса и образование за счет его некоторого количества сульфидов, сульфоарсенидов платиновых элементов, туламинита и медно-никелевых сульфидов.

Золотые зерна в большинстве своем представлены самородным золотом средней и высокой пробы (845—928), в котором постоянно присутствуют элементы, примеси — Hg, As, Sb, Pb, Mn, Te. Совместно с самородным золотом встречаются электрум, ауристобит, твердые растворы золота и свинца (Au, Pb). Согласно данным Н. В. Петровской [8, 9], В. Г. Моисеенко [6], А. А. Николаевой [7], происхождение самородного золота с подобными свойствами отвечает условиям малых и средних глубин. В сростках с золотом наиболее часто встречается кварц, реже сульфиды: арсенопирит, пирит, галенит и другие минералы (см. таблицу), что указывает на характер его коренного источника. В районе таковыми могут являться кварцевые жилы и зоны прожилкования с редкой сульфидной вкрапленностью, развитые в пределах выходов ультрабазитов и пород их окружения. Незначительная примесь платины в золоте ($Pt \sim 0,000n - 0,00n\%$) — факт не новый, он отмечался ранее как в глубинных [9, 10], так и в близповерхностных месторождениях сульфидно-кварцевых формаций [6].

Иногда в россыпях встречается платиносодержащее золото ($Pt \sim 0,2\%$); глубокометаморфизованное высокопробное золото с широким развитием обрывающихся и полисинтетических двойников, структур грануляции, реликтов мелких зерен в более крупные; медьсодержащее золото в сростаниях с самородной медью. Появление этого золота, возможно, связано с разрушением зеленокаменных пород. По своим признакам оно подобно золоту, изученному В. В. Ждановым и Н. С. Рудашевским [4] в зеленокаменных породах Камчатки, происхождение которого ими связывается с метасоматическими процессами в ходе кислотного выщела-

чивания метаморфизованных ультрабазит-базитовых пород.

Из изложенного следует, что коренные источники платиновых минералов и основной части золота различные. В первом случае это дуниты, во втором — сульфидоносные кварцевые жилы и прожилки. Если принять предположение об образовании платиносодержащего и медьсодержащего золота при метасоматическом изменении ультраосновных пород, то можно допустить также его совместное образование с сульфоарсенидо-платиномедным парагенезисом. Хотя как золотая, так и платинометалльная минерализация этого типа в россыпях имеет весьма незначительное значение.

Содержание, крупность и морфология зерен благородных металлов характеризуют условия их нахождения как в коренных источниках, так и в россыпях. Наиболее важными из этих особенностей, на наш взгляд, являются содержания.

В россыпях концентрации зерен самородного золота на несколько порядков превышают концентрации платиновых минералов. Платиновые минералы имеют сравнительно устойчивые содержания при площадном распространении в аллювиальных отложениях района. При этом по отдельным водотокам, дренирующим только ультрабазиты, их содержания постепенно увеличиваются от верховьев к низовьям. Распределение же золота в аллювии по площади района имеет неравномерный, кустовой характер, а по отдельным водотокам участки скопления имеют линейно вытянутый характер с более значительными концентрациями в верхних и средних частях россыпей. Эти закономерности свидетельствуют о том, что в коренных источниках платиновые минералы имеют низкие содержания и распространены в них относительно равномерно, в то время как золото концентрируется за счет локально обогащенных участков (жилы, прожилково-штоковерковые зоны) вмещающих горных пород.

Максимальные концентрации золота в рыхлых отложениях района приходятся на участки долин, расположенные в пределах горного рельефа, а наиболее высокие содержания платиновых минералов — на участки переходных зон от горного рельефа к межгорным равнинам. В таких переходных зонах реки дренируют не только ультрабазиты и зеленокаменно измененные породы, но и континентально-морские олигоцен-миоценовые и более древние терригенные образования. Этот факт свидетельствует, что в питании четвертичных рыхлых отложений золотом главное значение имели коренные источники, а платиновыми минералами — как коренные источники, так и промежуточные коллекторы, которыми могут являться терригенные породы, содержащие продукты разрушения ультрабазитов. Можно предполагать, что



Рис. 1. Зерна платиновых минералов, преимущественно сложенные изоферроплатиной комковидного и неправильного облика, разной крупности и разной степени окатанности, в отложениях равнины (увел. в 25 раз).

платиновые минералы начали высвобождаться и вовлекаться в процессы россыпеобразования в дочетвертичное время, т. е. раньше золота.

Морфология зерен платиновых минералов однотипна, что является косвенным свидетельством единства их коренных источников. Зерна комковидного облика сложены преимущественно изоферроплатиной и включенными в нее минералами системы Os—Ir—Ru, платиновометалльными сульфидами и сульфоарсенидами (рис. 1). Зерна таблитчатого и пластинчатого габитуса представлены преимущественно минералами системы Os—Ir—Ru (рис. 2). Гипергенные изменения поверхности зерен платиновых минералов выражены только в окатанности. Меньшая частота встречаемости таблитчатых и пластинчатых зерен, представленных в основном кристаллами иридосмина и рутен-иридосмина в пределах межгорных равнин, объясня-

ется нами более слабой миграционной их способностью по сравнению с минералами системы Pt—Fe—Cu—Ni. По морфологии зерен самородного золота (комковидной, дендритовидной, сростки несовершенных кристаллов) восстановить тип их источников невозможно.

Преобладающая крупность зерен (см. таблицу) платиновых минералов в целом по району по классификации Н. В. Петровской [8] мелкая, а золота — мелкая и средняя, реже — крупная. Следует отметить увеличение средней крупности зерен изучаемых минералов в пределах равнин. Если допустить, что максимальные содержания здесь платиновых минералов обусловлены подпиткой за счет размыва континентально-морских отложений олигоцен-миоценового возраста, то можно предполагать, что именно они дают основную часть крупных зерен. Аналогично отмеченные здесь более низ-

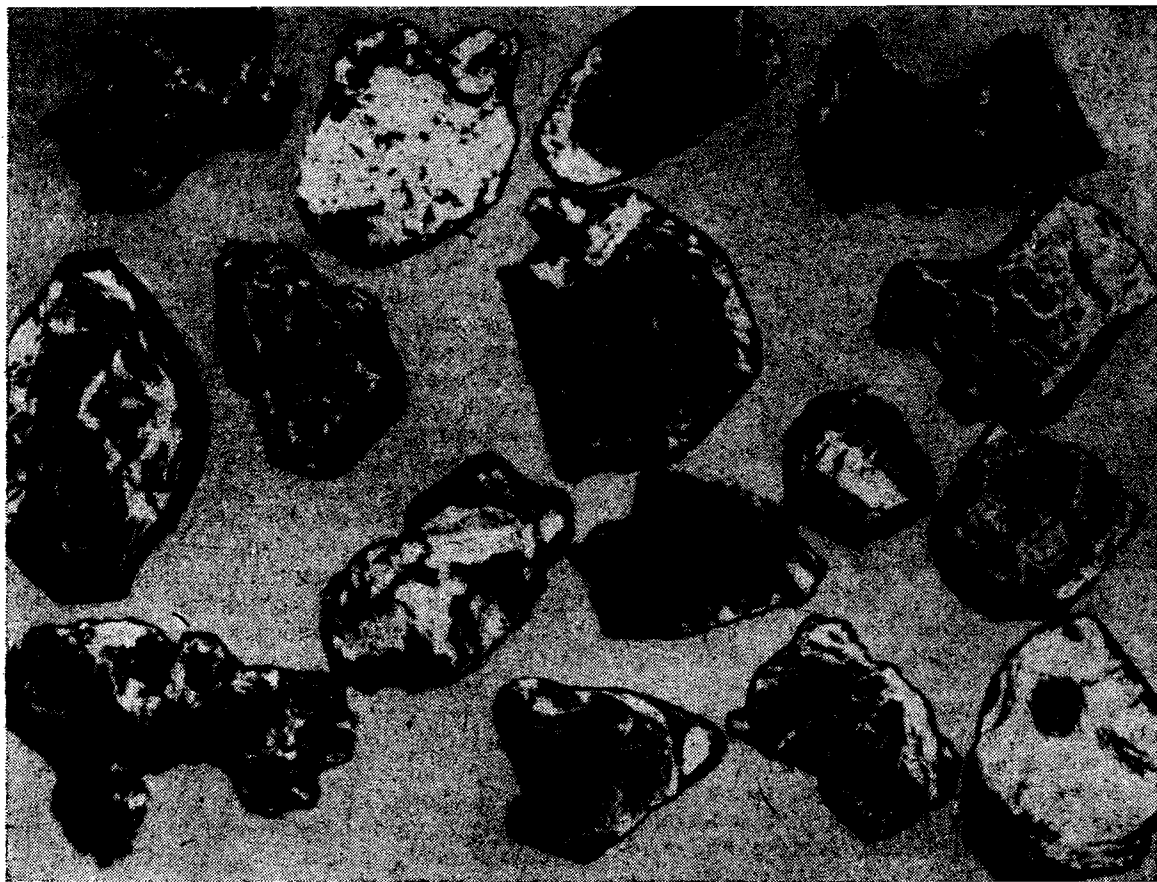


Рис. 2. Зерна и кристаллы, сложенные минералами системы Os—Ir—Ru таблитчатого и пластинчатого облика (увел. в 25 раз).

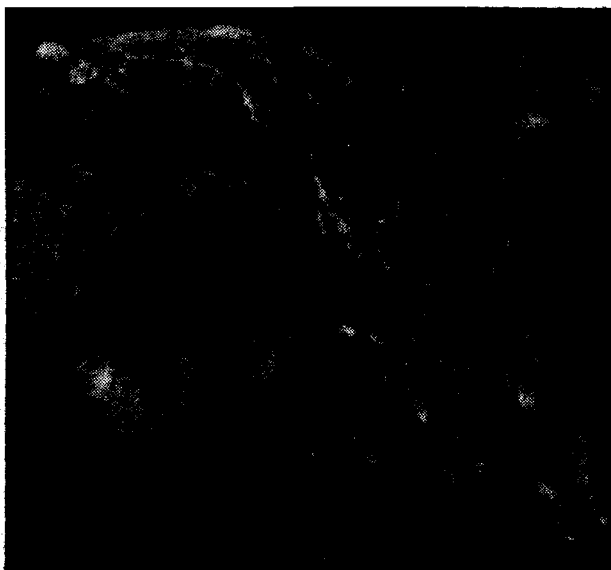


Рис. 3. Зерна самородного золота угловатые и полуугловатые (коэф. окатанности 21—30) из россыпи в пределах горного рельефа (увел. в 10 раз).

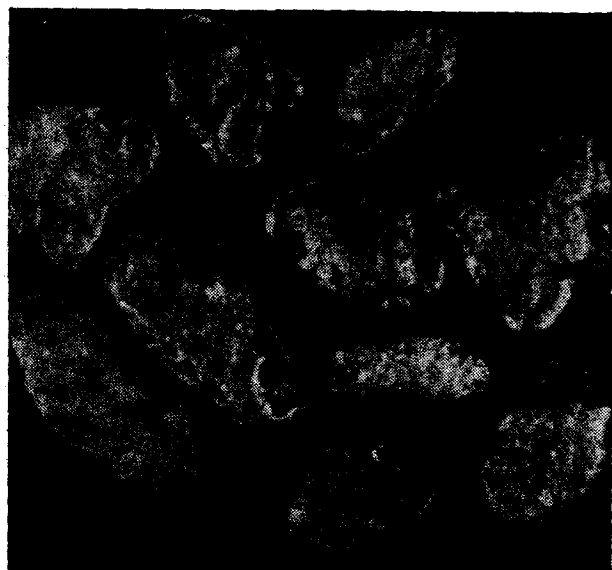


Рис. 4. Зерна самородного золота полуокатанные и окатанные (коэф. окатанности 41—59) из россыпи в пределах равнины (увел. в 30 раз).

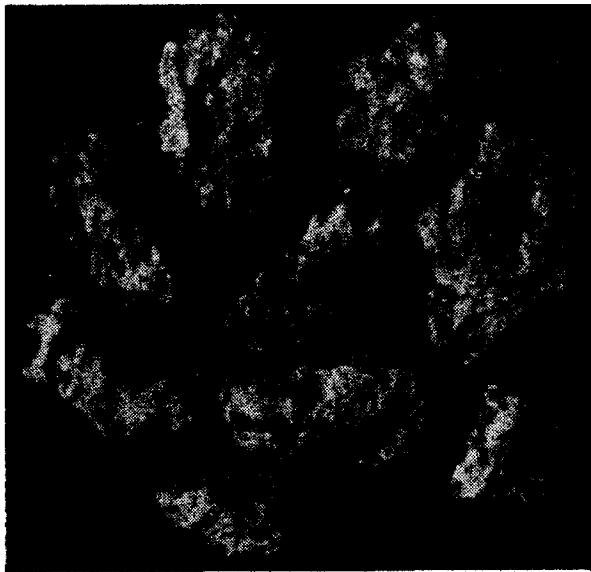


Рис. 5. Зерна самородного золота угловатые до полуокатанных (коэф. окатанности 21—41) из россыпи в пределах равнины (увел. в 30 раз).

кие содержания золота одновременно с большей его средней крупностью, по сравнению с высокими содержаниями при меньшей крупности в пределах горного рельефа, нами, вслед за П. Д. Волошиным объясняются золотоносностью олигоцен-миоценовых отложений, которые таким образом можно рассматривать в качестве промежуточных коллекторов платиновых минералов и золота.

Важными характеристиками россыпеобразующих минералов являются окатанность и гидравлическая крупность.

Минералы золота и платины встречены в разных генетических типах нижнеплейстоцен-голоценовых отложений как в пределах горного рельефа, так и в пределах равнин (см. таблицу). По-видимому, начиная с раннего плейстоцена, неотектонические движения не оказали заметного влияния на стабильность процесса совместного разрушения источников золота и платиновых минералов, их дифференциацию и захоронение в россыпях.

Степень окатанности зерен золота и платиновых минералов (в основном систем Pt—Fe—

Cu—Ni)* в рыхлых отложениях в пределах горного рельефа соответствует 21—30 по шкале Пауэрса [11], увеличиваясь постепенно к отложениям равнин до 59 (рис. 3 и 4 соответственно). Отсюда следует, что обработка высвободившихся из коренных источников частиц золота и платиновых минералов в процессе россыпеобразования происходила однотипно. Но в пределах равнин окатанность платиновых минералов значительно лучше, чем золота (80 и 59 соответственно), причем степень окатанности их по направлению от гор к равнинам возрастает скачкообразно. Это является еще одним свидетельством значительной роли промежуточных коллекторов в питании четвертичных отложений платиновыми минералами. Что же касается зерен самородного золота, то в россыпях равнин весьма высока доля слабоокатанных золотин (рис. 5), это говорит о поступлении большей части золота непосредственно из коренных источников и малом времени их преобразования в свободном состоянии.

Исследования показали, что зерна самородного золота и платиновых минералов из рыхлых отложений района имеют сходную гидравлическую крупность (см. таблицу). Это свидетельствует, что в процессе дифференциации зерен в водной среде во время четвертичного россыпеобразования произошло выравнивание их фракционных и морфологических типов по сравнению с формами их нахождения в коренных источниках.

Из вышесказанного следует, что при всестороннем изучении зерен минералов благородных металлов можно с определенной степенью судить об их коренных источниках и поведении в процессе россыпеобразования.

Учитывая сходство геологического строения и геоморфологического развития районов Корякско-Камчатской складчатой области, где распространены породы офиолитовой ассоциации [3], выявленные в изученном районе закономерности можно с некоторой долей условности распространить и на всю область.

* Зерна, сложенные минералами системы Os—Iг—Ru, практически не поддаются окатыванию в процессе переноса из-за их очень высокой твердости, что доказывается и экспериментальными работами, проведенными в СВКНИИ нами совместно с Ю. В. Шумиловым.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бегелгин А. Г. Платина и другие минералы платиновой группы. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1935.
2. Высоцкий Н. К. Платина и районы ее добычи. Ч. 2 и 3. Петроград: Российская Академия наук, 1923.
3. Дорт-Гольц Ю. Е., Невергдинов А. В. и др. Россыпи Анадырско-Корякской золотоносной площади.— В кн.: Проблемы геологии россыпей. Магадан: Кн. жд-во, 1970.
4. Жданов В. В., Рудашевский Н. С. Новый тип золото-платиновой минерализации в метасоматитах по базитам.— ДАН СССР, 1980, т. 252, № 6.
5. Иванов А. А. Месторождения осмистого иридия. Свердловск, 1944 (Тр. Горно-геол. ин-та УФ АН СССР, вып. 6).
6. Моисеев В. Г. Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока. М.: Наука, 1977.

7. Николаева Л. А. Генетические особенности самородного золота как критерии при поисках и оценке руд и россыпей. М.: Недра, 1978.
8. Петровская Н. В. Самородное золото. М.: Наука, 1973.
9. Петровская Н. В. Современные исследования типоморфизма самородного золота.— В кн.: Новые данные о типоморфизме минералов. М.: Наука, 1980.

СВКНИИ ДВНЦ АН СССР
ЦКТЭ ПГО Севостгеология
ВНИИ-1
Магадан.

10. Шило Н. А., Сидоров А. А. Минералогические и генетические особенности золоторудных месторождений.— В кн.: Минералогия и геохимия рудных месторождений Северо-Востока СССР, Магадан, 1978 (Тр. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР).
11. Powers M. S. A new roundness scale for sedimentary particles.— J. of Sedimentary Petrology, 1953, v. 23, N 2.

Поступила в редакцию
10 декабря 1982 г.

УДК 550.831(265)

Л. М. Лютая, О. Н. Ромашова, А. А. Кругляков

К ВОПРОСУ ОБ ИНФОРМАТИВНОСТИ РЕДУКЦИЙ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Рассматривается возможность использования значений уклонов отвесных линий (УОЛ) для решения геофизических задач на примере северо-западной

Традиционно в целях геологической интерпретации аномального гравитационного поля используются следующие редукции:

- аномальное поле в редукции Фая (редукция в свободном воздухе);
- аномальное поле в редукции Буге;
- поле в изостатической редукции.

К настоящему времени вся рассматриваемая зона дальневосточных окраинных морей и островных дуг занята гравиметрическими съемками. На основе этих данных ранее была предпринята попытка провести анализ структуры аномального гравитационного поля в редукциях в свободном воздухе и Буге, а также его геологической интерпретации [2, 8, 10].

Как было выяснено, для рассматриваемого региона характерно преобладание положительных аномалий в свободном воздухе средней интенсивности с амплитудами до первых десятков мГл. Лишь над островными дугами наблюдаются максимумы, а для глубоководных желобов характерны протяженные интенсивные минимумы.

Имеется тесная корреляция аномалий в редукции в свободном воздухе с основными морфоструктурными элементами континента и дна моря. Наиболее интенсивные изостатические аномалии приурочены к островным дугам и глубоководным желобам. К первым приурочены интенсивные линейные максимумы, ко вторым — интенсивные линейные минимумы.

В целом в изостатической редукции зона сочленения Азиатского континента с Тихим океаном характеризуется повышенным фоном

части Тихого океана. Изучение УОЛ может дать дополнительный материал для исследования глубинного строения и изостатического состояния региона.

[1, 2], что указывает на преобладание дефицита мощности земной коры на большей части региона. Наиболее изостатически уравновешенными являются ложе Тихого океана и глубоководных котловин окраинных морей. Интенсивные отрицательные аномалии в желобах и максимальные положительные аномалии над островными дугами свидетельствуют о резком нарушении изостазии в этих районах преимущественно за счет избытка мощности коры в желобах и дефицита ее под островными дугами [2].

Уклонение отвесных линий и превышение высот геоида над референц-эллипсоидом используются при решении задач высшей и прикладной геодезии. Современная степень изученности гравитационного поля дальневосточных островных дуг и окраинных морей позволяет получить не только глобальное распределение этих параметров, но и детальные их характеристики, что может оказаться полезным для изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии изучаемого региона.

Наиболее заметная разница в ундуляциях геоида наблюдается над островными системами (+10 м) и над желобами (до -14 м). Максимальные отрицательные уклонения геоида [12] наблюдаются в Курило-Камчатском желобе у Камчатки и в районе наибольшей глубины Курило-Камчатского желоба, на траверзе о. Итуруп.

Полученные до настоящего времени данные УОЛ по рассматриваемому региону базируются на спутниковых наблюдениях, что дает лишь самые общие представления об уклонениях от-

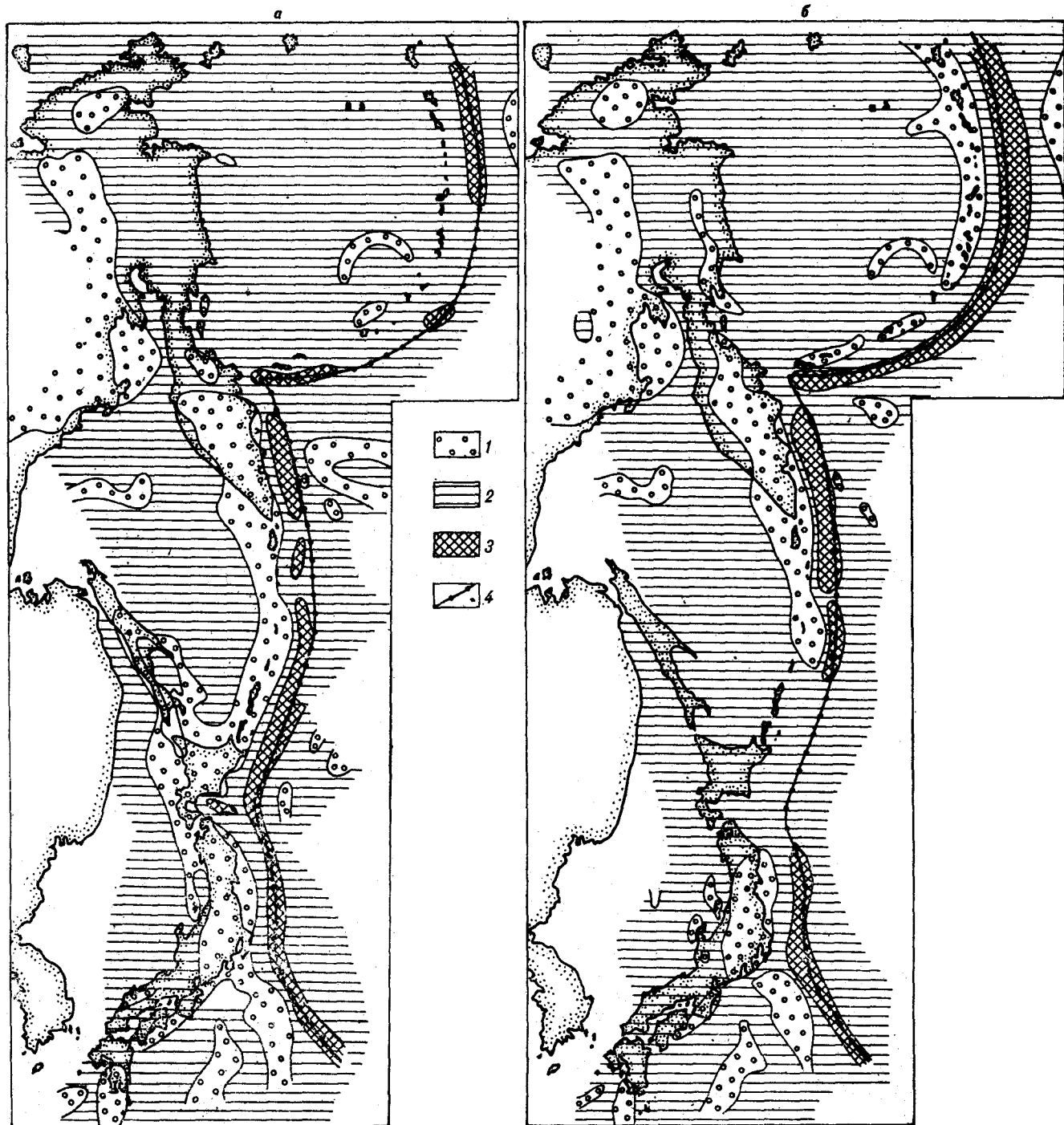


Рис. 1. Схемы уклонений отвесных линий (УОЛ) в меридиане, по широте, ξ (а) и первом вертикале, по долготе, η (б).

1—3 — изменение направления УОЛ, 4 — ось глубоководных желобов.

весных линий и отклонений высот геоида от сфероида. Так, на существующих картах В. Кеняйна [11] можно выделить две зоны для компоненты ξ (составляющая УОЛ в плоскости меридиана): отрицательную от $0''$ до $-3,5''$ к северо-востоку от Курило-Камчатской гряды и положительную, от $0''$ до $+3''$ к се-

веро-западу, западу и юго-западу от этой границы. В Южно-Китайском море и в океане к юго-востоку от Японии наблюдаются уклонения отвеса до $+4,3''$.

Аналогична картина для компоненты η — составляющей УОЛ в плоскости первого вертикала. Положительная зона от $0''$ до $+3,8''$

наблюдается к востоку от Курильских островов и Японии. К западу от этой границы проходит зона отрицательных значений от 0" до -4".

Таким образом, на картах Кенляйна представлена лишь общая глобальная картина пространственного распределения уклонений отвеса, практически не поддающаяся геологической интерпретации.

С другой стороны, имеющиеся достаточно подробные и точные данные гравиметрических съемок дальневосточных морей и прилегающей части Тихого океана могут быть использованы для вычислений уклонений отвеса в этом районе. Авторами были вычислены составляющие уклонения отвеса ξ и η . Расчеты велись по известным формулам Венинг-Мейнеса [3].

$$\xi = \frac{1}{2\pi\gamma_0} \int_0^{2\pi} \int_0^{2\pi} (g - \gamma) Q(\varphi) \cos \alpha d\varphi d\alpha;$$

$$\eta = \frac{1}{2\pi\gamma_0} \int_0^{2\pi} \int_0^{2\pi} (g - \gamma) Q(\varphi) \sin \alpha d\varphi d\alpha,$$

$$Q(\varphi) = -\frac{1}{2} \cos^2 \frac{\varphi}{2} \left[\operatorname{cosec} \frac{\varphi}{2} + 12 \sin \frac{\varphi}{2} - 32 \sin^2 \frac{\varphi}{2} + \frac{3}{1 + \sin \frac{\varphi}{2}} - 12 \sin^2 \frac{\varphi}{2} \ln \left(\sin \frac{\varphi}{2} + \sin^2 \frac{\varphi}{2} \right) \right],$$

где γ_0 — среднее значение нормальной силы тяжести на Земле; g — измеренное значение силы тяжести в текущей точке интегрирования; φ — угловое расстояние между исследуемой точкой и текущей; α — азимут направления из исследуемой точки на текущую.

В основу расчетов были положены методы, предложенные В. Ф. Еремеевым [4] и В. Г. Колмогоровым [6]. По методу Еремеева выделялась центральная зона радиуса $r_0 = 5$ км, которая рассчитывается отдельно. Интервал интегрирования от r_0 до R_0 разбивается на три кольцевые области, каждая из которых в свою очередь разбивается на концентрические зоны равного влияния.

Окончательные вычисления производились при помощи специальной интегрирующей палетки Г. И. Каратаева с использованием численных коэффициентов, приведенных Колмогоровым [6].

Однако использование формул Венинг-Мейнеса для вычислений уклонений отвеса вносит в результат методические погрешности. Величина погрешностей определяется характером рельефа местности, наибольшие значения достигаются в районах со значительными градиентами высот. [7].

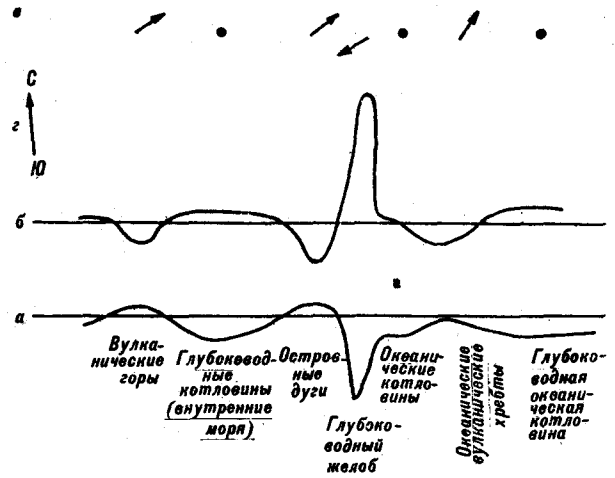


Рис 2. Корреляция УОЛ и основных морфоструктур изучаемого региона.

а — схематический рельеф; б — график распределения μ над морфоструктурами; в — направление проецирования вектора μ на горизонтальную плоскость (μ — полное УОЛ в условных единицах); с — система координат.

Для исследуемой территории погрешность определения УОЛ оценена в 1,5" — 1,85", а средняя квадратическая погрешность вычислений порядка 1", поскольку большая часть вычислений приходится на море, что соответствует модели задания аномалий на плоскости.

В результате получены значения ξ и η на районы Алеутской, Курильской и Японской островных дуг и соответствующих желобов и примыкающих к островным дугам участков окраинных морей. На рис. 1 представлены схемы для составляющих уклонения отвеса в плоскостях меридиана (по широте) (см. рис. 1, а) и первого вертикала (по долготе) (см. рис. 1, б); ξ считается положительным к югу, а η — к западу.

Для вычислений УОЛ использовалась карта аномалий силы тяжести в редукции в свободном воздухе.

На схемах для ξ и η (см. рис. 1, а, б) хорошо выделяются области повышенных значений, приуроченных к глубоководным желобам, т. е. здесь имеется отклонение отвеса к югу и западу соответственно. Этим значениям уклонения отвеса соответствуют большие отрицательные значения вытянутых линейных аномалий в свободном воздухе.

Пониженными значениями уклонения отвеса, т. е. уклонениями соответственно к северу для ξ и к востоку для η , характеризуются вулканические горы, островные дуги, океанические подводные хребты. Такие уклонения отвеса соответствуют как изометрическим, так и вытянутым значительным положительным аномалиям силы тяжести в свободном воздухе. Глубоководные котловины как окраинных морей, так и океанические характеризуются близкими к

нулю отклонениями отвеса. В этих же районах наблюдается спокойное поле силы тяжести в редукции в свободном воздухе. Схематично корреляция уклонов отвеса с основными структурами показана на рис. 2 по [9].

При сравнении схемы УОЛ с изостатическими аномалиями можно отметить, что близким к нулю изостатическим аномалиям соответствуют, и минимальные отклонения отвеса. Для районов, изостатически нескомпенсированных — островные дуги, глубоководные желоба, — характерно отклонение отвеса. То есть отклонения отвесных линий также несут информацию об изостатической компенсации рассматриваемого региона.

Более того, наличие двух компонент УОЛ дает дополнительные возможности районирования и более корректной интерпретации в зависимости от ориентации геологических структур в пространстве. Так, например, Алеутский желоб, имеющий субширотное простирание, ярче выделяется на схеме по η , в то время как Курило-Камчатский — по ξ .

Таким образом, показано, что отклонение отвесных линий является информативным параметром не только по отношению к проблеме определения фигуры Земли и ряду прикладных задач, но и по отношению к решению геологических задач при наличии достаточной гравиметрической информации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гайнанов А. Г., Исаев Е. Н. и др. Изостазия и структура литосферы Берингова моря и Алеутской дуги. — В кн.: Морские гравиметрические исследования. Вып. 5. М.: МГУ, 1970.
2. Гайнанов А. Г., Павлов Ю. А. и др. Аномальные гравитационные поля дальневосточных морей и прилегающей части Тихого океана. Новосибирск: Наука, 1974.
3. Грушинский Н. П. Теория фигуры Земли. М.: Физматгиз, 1963.
4. Еремеев В. Ф. Расчет палетки для вычисления высот квазигеоида и уклонов отвеса по формулам Стокса и Вининг-Мейнеса. 1952 (Тр. ЦНИИГАиК, № 121).
5. Закагов П. С. Курс высшей геодезии. М.: Недра, 1964.
6. Колмогоров В. Г. О вычислении отклонения отвесных линий по аномалиям силы тяжести. — Геол. и геофиз., 1963, № 8.
7. Маслов А. А. О точности определения уклонов отвесных линий по формулам Вининг-Мейнеса. — Изв. вузов. Геодезия и аэрофотосъемка, 1981, № 1.
8. Павлов Ю. А., Любая Л. М. Гравитационные аномалии в зоне сочленения Азиатского континента с Тихим океаном. — В кн.: Геофизические поля северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976.
9. Рельеф Земли. М.: Наука, 1967.
10. Сычев П. М. Глубинные и поверхностные тектонические процессы северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1979.
11. Стандартная Земля (геодезические параметры на 1966 год). М.: Мир, 1969.
12. Watts A. B., Leeds A. R. Gravimetric geoid in the North-West Pacific Ocean. — Geophys., J. R. Astr. Soc., 1977, N 50.

Секция ДВНЦ АН СССР
Новоалександровск

Поступила в редакцию
22 февраля 1983 г.

УДК 550.834

Т. К. Злобин, А. В. Петров

СОПОСТАВЛЕНИЕ И АНАЛИЗ ФИЗИЧЕСКИХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ РАЗЛИЧНОЙ ПРИРОДЫ, ВЫДЕЛЕННЫХ ПО ДАННЫМ МОВЗ И ГСЗ В ЗЕМНОЙ КОРЕ О. КУНАШИР (КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА)*

Выполнен анализ размещения в литосфере о. Кунашир областей отсутствия обменов, связываемых с магматическими очагами вулканов, и аномалий скорости распространения сейсмических волн. Проведено

их сопоставление. Установлены определенное соответствие между размещением областей отсутствия обменов и положительных аномалий скорости и приуроченность их к вулканам Головинина, Менделеева, Тятя.

В результате изучения глубинного строения земной коры сейсмическими методами, в част-

ности глубинным сейсмическим зондированием (ГСЗ), выявляется в основном расслоенность литосферы по вертикали. Структура земной коры по данным этих исследований изображает-

* Печатается в дискуссионном порядке.

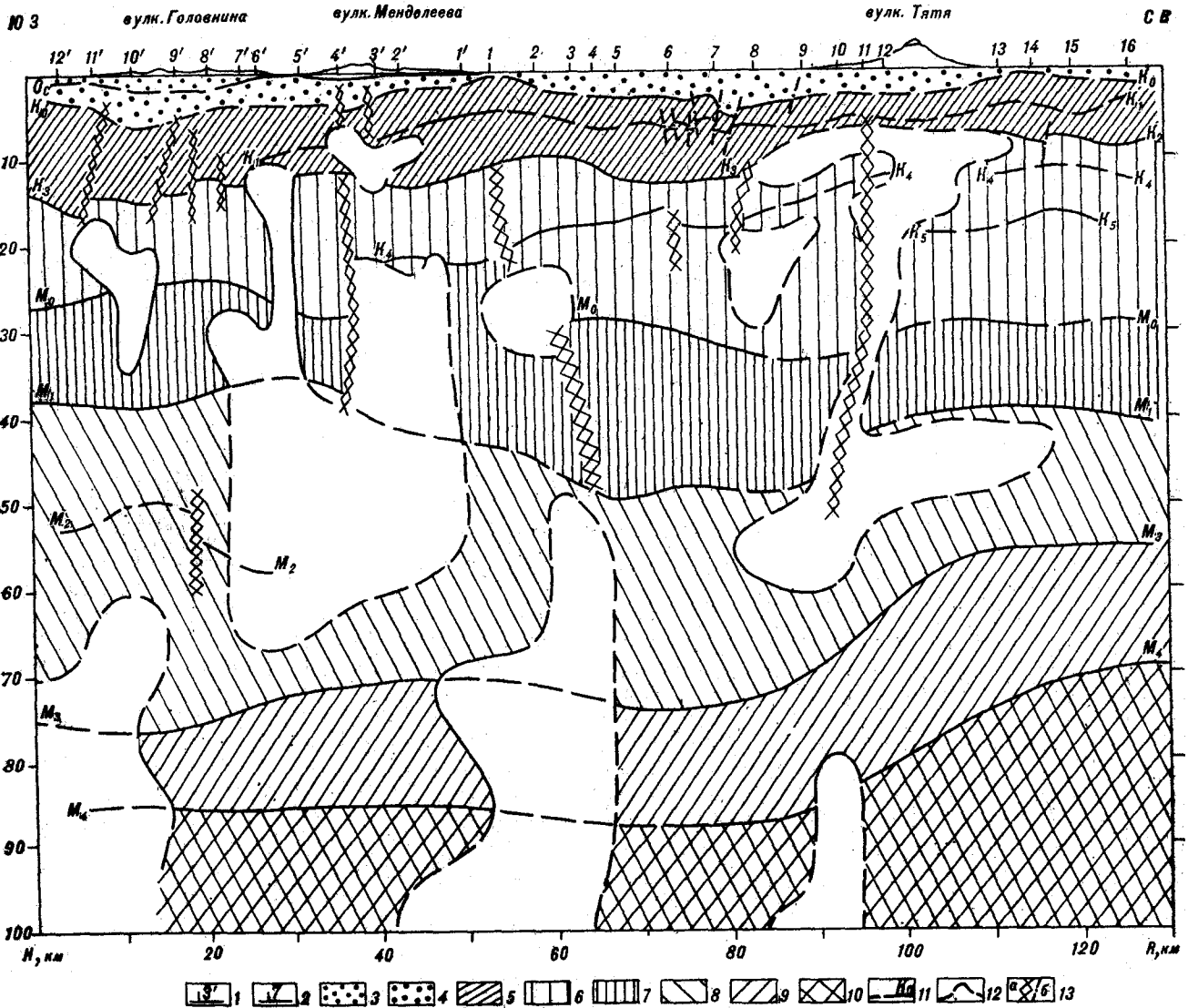


Рис. 1. Неоднородности (области отсутствия обменов) в литосфере о. Кунашир.

1, 2 — пункты установки станций записи «Черепашка» в 1977 (1) и 1978 (2) гг.; 3 — перидотитовый комплекс; 4 — осадочно-вулканогенный комплекс; 5 — геосинклинальный комплекс (K₂ — KZ); 6 — «базальтовый» слой; 7 — зона перехода от коры к мантии; 8—10 — слои верхней мантии; 11 — сейсмические границы обмена; 12 — области отсутствия точек обмена; 13 — разломы (а) и тектонические нарушения (б) по данным МОВЗ.

ся, как правило, в виде слоистой или слоисто-блоковой модели, представляющей собой в основном набор субгоризонтальных границ, разделенных на блоки близвертикальными или (реже) наклонными разломами.

В реальной же геологической среде, как известно, наблюдается большое многообразие форм геологических тел. В физических полях эти тела проявляются как неоднородности в структуре литосферы.

Размеры неоднородностей в земной коре также чрезвычайно различны: от нескольких метров и миллиметров (дайки, ксенолиты, кристаллы) до таких крупных неоднородностей, как континенты и океаны. Можно сказать, пишет Ю. М. Пушаровский, «что неоднородности —

более чем привычная категория для геологов» [5]. Выделяются геохимические, металлогенические, петрографические, геофизические и тектонические неоднородности.

Таким образом, ценная информация о внутренней структуре коры может быть получена при изучении латеральных неоднородностей. Последние имеют большой геологический интерес, поскольку «свидетельствуют о большом разнообразии вещественного состава коры» [7].

При выполнении детальных сейсмических исследований методом обменных волн от землетрясений (МОВЗ) на Южных Курильских островах в 1980 г., помимо структурных построений (глубинных сейсмических разрезов, структурных схем), Т. К. Злобиным с соавто-

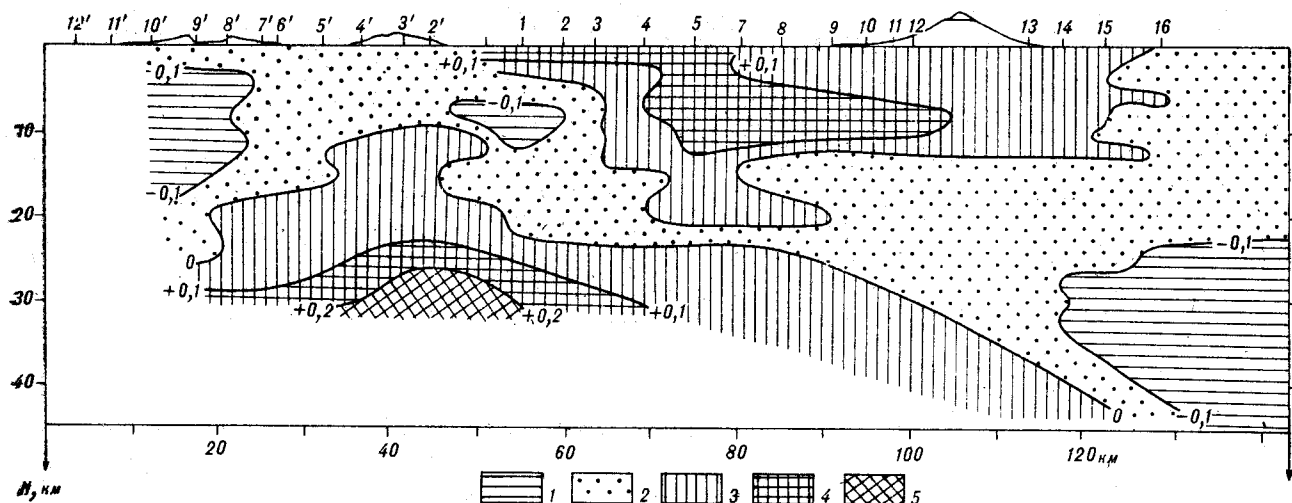


Рис. 2. Разрез земной коры о. Кунашир в аномалиях скорости V_a (км/с).

Области аномалий скорости: 1 - $V_a < -0,1$; 2 - $V_a = -0,1 + 0,0$; 3 - $V_a = 0,0 + +0,1$; 4 - $V_a = +0,1 + +0,2$; 5 - $V_a > +0,2$

рами предпринята попытка охарактеризовать внутренние особенности литосферы [1]. Были выделены области отсутствия обменов — зоны высокой физической однородности и отсутствия расслоенности среды (рис. 1). Учитывая пространственную приуроченность этих областей к корневым зонам вулканов, повышенное поглощение в них сейсмических волн при преимущественном поглощении поперечных волн, они связывались с гомогенизацией вещества земной коры и верхней мантии в результате имевшего здесь место проявления магматических процессов в их вулканической и плутонической формах, а также различных типов метаморфизма и интерпретировались как магматические очаги.

Постановка в 1978—1980 гг. на о. Кунашир наблюдений ГСЗ вдоль профиля МОВЗ [4] позволила изучить распределение скоростей сейсмических волн в разрезе земной коры этой части островной дуги и построить разрез в изолиниях скорости. Сравнение последнего с осредненной по профилю скоростной моделью земной коры дало возможность построить разрез в аномалиях скорости (рис. 2). Располагая данными о внутренних неоднородностях литосферы, полученными разными методами и характеризующими различные физические свойства вещества коры (плотность и расслоенность), для дальнейшего изучения природы неоднородностей в настоящей работе выполнено сопоставление и анализ пространственного положения областей отсутствия обменов и зон аномалий скорости.

Рассмотрение положения областей отсутствия обменов в разрезе показало следующее. Первая с юго-запада область отсутствия обменов,

по которой имеются данные о распределении скоростей, выделяется под вулканом Головинина (ПК 10'—12'), в нижней части земной коры на глубинах $H = 18 - 35$ км. Вторая область устанавливается в районе ПК 5'—6' и соответствует на дневной поверхности вулcano-тектонической депрессии, выраженной оз. Песчаным. В верхней части разреза область имеет каплеобразную форму, а на глубине около 30 км соединяется с обширным полем отсутствия обменов. Северо-восточнее, в районе ПК 2'—4' уверенно выделена следующая область отсутствия обменов. Она залегает на глубине 8—15 км, под вулканом Менделеева, и имеет форму прогнутой линзы. В низах коры на глубине 24—34 км в центральной части профиля (ПК 1—3) выделена еще одна область отсутствия обменов диаметром около 10 км. Характерно, что здесь в разрезе устанавливается не только отсутствие обменов и исчезновение одной из основных сейсмических границ M_0 (подшвы земной коры), но и резко изменяются глубины залегания ее по разные стороны от этой зоны.

Наибольшая по протяженности (около 30 км) область отсутствия обменов выделена под вулканом Тятя в северо-восточной части профиля (ПК 8—13). По форме эта область подобна асимметричному лакколиту. Глубина залегания области — 7—12 км. Ниже по разрезу эта область, видимо, соединяется по близвертикальному каналу с другой обширной областью отсутствия обменов (10×40 км), вытянутой по латерали и расположенной ниже подошвы земной коры в верхней мантии.

Общей характерной особенностью выявленных областей отсутствия обменов является приуроченность их к имеющимся на о. Кунашир

вулканам — Головина, Менделеева и Тятя.

Рассмотрим аналогично основные особенности разреза в аномалиях скорости. В целом в разрезе выделены две области повышенных значений скорости. Первая — грибообразной формы — устанавливается в районе ПК 1'—5'. Здесь скорость имеет повышенное значение с глубин более 10 км и возрастает до подошвы земной коры на 0,2 км/с. В рельефе дневной поверхности эта область отвечает положению вулкана Менделеева, причем положения осевой части этой области и вулкана соответствуют одному и тому же ПК 3' и практически полностью совпадают между собой.

Вторая область повышенных значений скорости (на 0,1 км/с и выше) в отличие от первой расположена в верхней части коры, на глубине до 10—12 км. Область имеет линейно-вытянутую по латерали клинообразную форму. Фиксируется она на ПК 4—13, т. е. расположена под вулканом Тятя и к юго-западу от него.

Сопоставляя положение аномалий скорости в верхней (выше 10—12 км) и нижней части коры, видно, что распределение их прямо противоположное. Так, верхняя часть разреза юго-западной половины о. Кунашир (ПК 1'—12') характеризуется полем пониженных скоростей, а верхняя часть разреза северо-восточной (ПК 1—16) — повышенных. Это хорошо согласуется с данными геологии, согласно которым [6] в верхней части разреза северо-восточной половины о. Кунашир залегают плотные образования так называемого «зеленотуфового» комплекса, сложенного преимущественно пропилитизированными лавами, туфами основного, реже кислого состава, туфопесчаниками, туфопесчаниками, вулканическими брекчиями, гранитоидами, а в верхах разреза юго-западной половины профиля — отложения верхнего пемзово-флишoidalного комплекса, представленного более рыхлыми и менее плотными образованиями, состоящими из туфов, туфопесчаников, пемзовых песков и т. п.

В нижней части рассматриваемого скоростного разреза картина распределений аномалий скорости в целом противоположна вышеописанной. Наибольшие (и максимальные) значения положительных аномалий скорости здесь устанавливаются в юго-западной половине о. Кунашир, а в северо-восточной преобладают отрицательные аномалии.

Условная линия, разделяющая разрез в аномалиях скорости на верхнюю и нижнюю части, соответствует глубине залегания границы K_2 , отождествляемой нами с подошвой геосинклинального комплекса. При этом последняя, в соответствии с данной ранее интерпретацией ее геологической природы [2], разделяет позднемеловые — кайнозойские геосинклинальные отложения и мезопалеозойские метаморфические

образования (комплексы Сорати и Хидака). Таким образом, можно оценить соотношение рассмотренных скоростных особенностей разреза литосферы о. Кунашир с определенными геологическими комплексами.

Сопоставление областей отсутствия обменов с особенностями разреза в аномалиях скорости показывает следующее.

Практически все области отсутствия обменов располагаются в поле повышенных значений аномалий скорости. Исключением является канал, предположительно соединяющий область отсутствия обменов линзообразной формы, залегающую в верхней части коры под вулканом Тятя, с нижележащей областью в верхней мантии, отождествляемой с глубинным магматическим очагом.

При сопоставлении рассматриваемых разрезов в целом можно говорить о пространственном совпадении областей отсутствия обменов и особенностей распределений аномалий скорости. Так, выделенные по данным МОВЗ под вулканом Менделеева области отсутствия обменов на ПК 2'—4' и глубинах 8—13 и 22—68 км соответствуют описанным зонам повышенной аномалии скорости. Центры этих областей отсутствия обменов и аномалий скорости отвечают одному и тому же ПК 3', т. е. практически полностью совпадают.

Другая крупная линзообразная область отсутствия обменов, выделенная в северо-восточной части профиля на глубине 7—11 км в районе ПК 8—13 под вулканом Тятя, также отвечает хорошо выраженной линейно вытянутой к северо-востоку области повышенных значений скорости. Здесь даже совпадает положение верхней и нижней кромок области отсутствия обменов с рельефом изолинии, ограничивающей аномалию скорости со значением +0,1 км/с.

Таким образом, можно заключить, что выделенные по данным МОВЗ области отсутствия обменов, отождествляемые с областями распространения вещества повышенной однородности, гомогенизации и связываемые с магматическими очагами вулканов, отвечают в целом положительным аномалиям скорости. Однако в соответствии с работами Х. Йодера, А. И. Фарберова [3, 8] и др. очаги вулканов характеризуются пониженными значениями скоростей сейсмических волн. Следовательно, последний вывод противоречит общеизвестным представлениям об особенностях физического состояния вещества в магматических очагах вулканов. Поскольку области отсутствия обменов, связываемые с очагами вулканов, хорошо соответствуют положению вулканических построек и природа их согласуется с геологическими представлениями, объяснение вышеназванных противоречий следует, очевидно, искать в особенностях скоростного разреза.

Анализ разреза в аномалиях скорости показывает следующее. Понижение значений скорости имеет место лишь в районе вулкана Головинина, где оно захватывает большую часть (20 км) коры. Под другими вулканами о. Кунашир пониженных аномалий скоростей не устанавливается. Так, нет их под вулканом Менделеева. Более того, непосредственно в районе этого вулкана располагается область повышенных аномалий скорости диаметром около 10 км. Лишь северо-восточнее вулкана Менделеева, на ПК 2—2' устанавливается область относительно пониженных (на 0,1 км/с) значений скорости. Однако это место отвечает в плане Южно-Курильскому перешейку, и центральная часть области расположена в районе рыхлых четвертичных отложений. В районе же наиболее активного действующего вулкана о. Кунашир — Тятя — нигде на протяжении всего разреза, вплоть до окончания острова (ПК 16) нет понижения аномалий скорости. Здесь на протяжении всей северо-восточной половины о. Кунашир широко распространено поле только повышенных значений скорости.

Следовательно, с учетом полученных результатов определения скоростей в литосфере о. Кунашир приходим к заключению: либо под рассматриваемыми действующими вулканами о. Кунашир нет магматических очагов, либо они характеризуются такими же повышенными скоростями, как и вмещающие их породы. Отрицать существование магматических очагов

под действующими вулканами невозможно. Установление под ними областей повышенной однородности, гомогенизации среды, фиксируемых как области отсутствия обменов, повышенное поглощение в них сейсмических волн и преимущественное поглощение волн поперечных, устанавливаемые по данным МОВЗ, представляется вполне закономерным, и последние, видимо, отвечают, как это трактовалось нами ранее, магматическим очагам или камерам.

Повышение же скоростей (отвечающее увеличению плотности вещества) в районе расположения областей отсутствия обменов может объясняться, по нашему мнению, проникновением в верхние этажи литосферы более основных и соответственно более плотных и тяжелых пород глубинного мантийного вещества. То есть вещество, слагающее магматические очаги, более основного, чем вмещающие породы, состава и является в значительной степени раскристаллизованным.

Вполне возможно также, что отсутствие зон аномалий пониженных скоростей в областях отсутствия обменов является следствием невозможности выделения по полученным относительно редким молодетальным наблюдениям ГСЗ аномалии столь небольшого размера. Таким образом, видимо, по разрезам в аномалиях скорости можно судить о региональных скоростных особенностях разреза литосферы, а положение очагов фиксируется в виде областей отсутствия обменов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Злобин Т. К., Федорченко В. И., Попов А. А. Неоднородности в земной коре и верхней мантии в южной части о. Кунашир (Курильские острова) по данным МОВЗ.— ДАН СССР, 1980, т. 252, № 6.
2. Злобин Т. К., Федорченко В. И. и др. Структура литосферы о. Кунашир (Курильские острова) по сейсмическим данным.— Тихоокеанская геол., 1982, № 1.
3. Йодер Х. Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979.
4. Петров А. В., Злобин Т. К. Результаты глубинного

- сейсмического зондирования о. Кунашир.— Сов. геол., 1982, № 3.
5. Пуцаровский Ю. М. Крупные неоднородности в строении земной коры и их возможные интерпретации.— Геотектоника, 1982, № 5.
6. Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976.
7. Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978.
8. Фарберов А. И. Магматические очаги вулканов Восточной Камчатки по сейсмологическим данным. Новосибирск: Наука, 1974.

СазКНИИ ДВНЦ АН СССР
Новоалександровск

Поступила в редакцию
10 марта 1983 г.

ДИСКУССИЯ

И. К. Туезов. Мы привыкли изображать результаты глубинных сейсмических исследований в виде границ раздела, которые, как правило, получаются субгоризонтальными. Такого типа информация сейчас практически не вызывает интереса. Т. К. Злобин и А. В. Петров отошли от этой традиции и изобразили на разрезе другие аспекты сейсмической информации: зоны отсутствия обмена сейсмических волн, аномалии скоростей и др. При этом наряду с субгоризонтальными границами раздела и слоями околонурились субвертикальные блоки и «каналы».

Зоны отсутствия обмена сейсмических волн авторы связывают с магматическими очагами, питающими ныне действующие вулканы (Головинина, Менделеева, Тятя). С этими зонами они коррелируют блоки повышенных скоростей и объясняют эту корреляцию приносом в земную кору основного материала мантии.

Мне представляется, что корреляция зон отсутствия обмена с положительными аномалиями скоростей недостаточно обоснована. На самом деле под вулканом Головинина на представляемом авторами разрезе фик-

сируется область пониженных скоростей, под вулкани-
ном Менделеева положительные аномалии скоростей
появляются только с глубин 12 км, выше залегают
породы с «нормальными» скоростями, а к северо-вос-
току от этого вулкана есть упоминаемый авторами
минимум скоростей. Таким образом, на разрезе име-
ются зоны с минимальными скоростями, которые мо-
гут быть связаны с ныне действующими вулканами.
Правда, они недостаточно четко коррелируются с зо-
нами отсутствия обмена волн и причины этого надо
изучать.

Сказанным выше мне хотелось подчеркнуть мысль
о том, что, помимо приведенного авторами вари-

анта интерпретации, возможно истолкование полу-
ченных материалов с классических позиций, наме-
ченных еще в 1956 г. Г. С. Горшковым: магматический
(вулканический) очаг — зона затухания сейсмических
волн — зона пониженных скоростей сейсмических
волн — зона отсутствия обмена сейсмических волн.
Интерпретация сейсмических материалов в виде такой
логически построенной цепочки, по-видимому, еще не
исчерпала себя. Но я еще раз подчеркиваю, что сле-
дует с уважением относиться к попыткам авторов
искать новые пути интерпретации и истолкования по-
лученных материалов.

ХРОНИКА

ПРОБЛЕМЫ ДВИЖЕНИЙ И СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ
В КОРЕ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Этим проблемам была посвящена очередная 17-я сессия Междудеятельного тектонического комитета, состоявшаяся по традиции в дни студенческих каникул 31 января — 3 февраля 1983 г. в Московском государственном университете. Участники сессии почти минутой молчания память первого и бессменного председателя комитета члена-корреспондента АН СССР М. В. Муратова.

Во вступительном слове председатель Междудеятельного тектонического комитета член-корреспондент АН СССР Ю. М. Пушаровский поздравил участников с 20-летием создания комитета и заверил, что бюро комитета будет стремиться к тому, чтобы сессии комитета проходили ежегодно. Для настоящего этапа развития тектоники он отметил особую важность активного научного общения, что, безусловно, способствовало бы снятию многих противоречий, существующих между тектонистами.

С первым докладом, посвященным общеметодологическим проблемам соотношения структурообразования в коре с движениями и процессами в мантии, выступил академик Ю. А. Косыгин. Он подчеркнул важность разработки представлений о структурообразующих процессах для практики геолого-разведочных работ, так как это дает возможность судить о закономерностях размещения структурных форм того или иного типа и направленности этого изменения. Следует однако помнить, что суждения о движениях и процессах в мантии основываются только на косвенных данных — тех или иных особенностях строения близ-поверхностных зон Земли, экспериментах, геофизических наблюдениях, исследованиях экзотических пород, гипотетически связываемых с мантией и т. п. Следовательно, в представлениях о движениях и процессах в мантии уже заложены гипотезы о связи их со структурообразующими процессами в коре. Докладчик подчеркнул, что работа с научными гипотезами необходима — она освещает пути проникновения человека к глубоким недрам Земли в практических целях.

Все последующие доклады можно условно разделить на три группы: 1) космогонические, 2) посвященные математическому моделированию движений в мантии и литосфере, 3) посвященные характеристике структурообразования в земной коре и некоторых особенностей физико-химических процессов в верхней мантии, основанной на геолого-геофизических и экспериментальных данных.

К первой группе относятся доклады Т. М. Энеева и В. С. Сафронова. Т. М. Энеевым рассмотрена проблема формирования Солнечной системы в целом, В. С. Сафроновым — более узкий вопрос аккумуляции планет Солнечной системы. Т. М. Энеев подчеркнул, что поскольку космогонисты-планетологи строят свои модели, основываясь только на Солнечной системе, то это создает своеобразные трудности. Оба докладчика являются сторонниками небулярной концепции происхождения Солнечной системы, т. е. о совместном образовании Солнца и планет из единой туманности. Однако они существенно расходятся во взглядах на про-

цесс образования планет. В. С. Сафронов развивает идею О. Ю. Шмидта о формировании как планет земной группы, так и планет-гигантов путем аккумуляции твердых частиц и тел. Т. М. Энеев же предложил другую схему, согласно которой в ходе аккумуляционного процесса объединяются не твердые тела, а ступки вещества. Здесь следует подчеркнуть вывод о том, что для начальных стадий формирования Земли в обеих моделях принята однородная аккумуляция, т. е. без существенного изменения химического состава вдоль ее радиуса.

Около половины заслушанных докладов было посвящено математическому моделированию движений в мантии и структурообразования в земной коре и литосфере. В докладе В. П. Мясникова оценены подходы к построению конвективных моделей. Из конвективных моделей, по его мнению, следует, что гомогенная в догеологическую стадию планета расслаивается вначале на оболочки с различным химическим составом, и далее происходит медленная эволюция с конвекцией в химически однородных оболочках. При этом промежуточная структура расслоения планеты существенно зависит от начальных данных, и именно здесь происходит прежде всего соприкосновение геологии с космогонией. Взаимодействие приповерхностного пограничного слоя с конвективными движениями в недрах на стадии медленной эволюции допускает значительные горизонтальные перемещения. Однако жестких плит, по мнению докладчика, на поверхности Земли в результате конвекции возникнуть не может.

Идейно связаны с предыдущим докладом В. Л. Новикова и Ю. В. Сазонова, А. В. Каракина, В. Е. Фадеева, В. О. Михайлова. Ю. В. Сазоновым (соавтор В. Л. Новиков) был изложен метод численного моделирования крупномасштабных движений в мантии в случае, когда неоднородности плотностного распределения целиком определяются вариациями химического состава. Из представленной им деформационной картины следует, что на начальную деформацию приходится примерно 36 условных единиц времени, тогда как на полную деформацию — всего 38,8 условных единиц. Считает, что метод применим для изучения солянокупольной тектоники и гранито-гнейсового диапризма.

В докладе А. В. Каракина (соавторы В. П. Мясников и В. Е. Фадеев) дана оценка качественных особенностей движения литосферы в конвективных моделях Земли. Показано, что с механической точки зрения движения в литосфере хотя и связаны с более глубокими горизонтами, носят качественно другой характер. Авторами с помощью математического аппарата, основанного на функциях комплексных переменных, исследуются напряженно-деформированное состояние и гравитационное поле в случае, когда в литосфере создалась неоднородность достаточно больших размеров, а именно утолщение литосферы. Предложенные разработки, по мнению докладчика, могут явиться основой для анализа геологических и геофизических ус-

ловий протекания тектонических процессов на окраинах неоднородностей литосферы.

В докладе, посвященном возможным связям конвективных движений в мантии с изостазией, В. Е. Фадеевым подчеркнута, что любые модели внутреннего строения и внутренних процессов должны объяснить наблюдаемую картину гравитационного поля. Из близости фигуры Земли к гидростатически уравновешенной следует средняя гидростатическая уравновешенность поверхностного слоя. Стандартное распределение плотностей следует из анализа эволюции сферически-симметричной части распределения плотностей в планете. Отклонение от него и является причиной конвективных движений. Тем самым, по мнению автора, устанавливается тесная количественная связь между конвективными движениями и аномальным распределением плотностей.

В. О. Михайлов предложил одну из математических моделей регионального структурообразования. Исходя из этой модели, многие явления и процессы в земной коре, в частности сводовые поднятия рифтовых зон, эволюция пассивных континентальных окраин и др., могут быть объяснены за счет внутренней энергии слоев и не требуют привлечения внешних сил или воздействий.

Общим проблемам конвекции в мантии был посвящен доклад Е. В. Артюшкова. Автор исходил из того, что на границе ядра и мантии происходит дифференциация вещества по плотности, и более легкий материал всплывает по каналам в верхнюю мантию, нагреваясь за счет выделения потенциальной энергии. В верхней мантии происходит дополнительная дифференциация материала, и наиболее легкие его компоненты всплывают к земной коре или подошве литосферы в виде сильно нагретой аномальной мантии. При этом в районах с континентальной корой образуются высокие горные сооружения, а в районах с океанической корой — срединно-океанические хребты. Неоднородности коры и литы аномальной мантии создают в литосфере большие добавочные напряжения, которые в определенных случаях могут вызвать вязкое растяжение коры с образованием рифтовых впадин, а в дальнейшем привести и к расколу континентальной коры и к разрушению дна океана.

В. П. Кеонджин в своем докладе отметил, что количественные результаты в моделях термической конвекции не вполне удовлетворительны. Альтернативой является химическая и концентрационная конвекция, использующая в качестве энергетического источника энергию гравитационной дифференциации, реализующуюся в ходе постепенного роста ядра Земли. Докладчик считает, что в разработках моделей гравитационно-вещественной конвекции советские исследователи (Е. В. Артюшков, О. А. Сорохтин, В. П. Мясников и др.) имеют приоритет. Считает, что в результате численных экспериментов на основе гидродинамической теории роста ядра Земли удалось имитировать конвективные режимы, объясняющие размеры и скорость движения выделяемых литосферных плит.

Ю. Д. Пушкарев провел статистическое обобщение изотопно-геохимических и геохронологических данных, что позволило ему охарактеризовать мантийную активность, выражающуюся в пульсационном переносе энергии от границы «ядро — нижняя мантия» вверх, вплоть до земной коры, со скоростью около 3 см/год. Автор считает, что это согласуется с концепцией дифференциации, развиваемой Е. В. Артюшковым.

В. Н. Жарков в отличие от большинства докладчиков считает, что в Земле более вероятна тепловая конвекция. Им приведен пример о том, что тепловой поток на Луне на единицу ее массы примерно равен таковому на Земле. Если бы гравитационная энергия ядра при этом существенную роль, земной тепловой поток должен был быть значительно выше. До-

кладчик также считает, что радиоактивных источников вполне достаточно, чтобы объяснить тепловой поток Земли. Тепловая конвекция подтверждается тем, что в случае только кондуктивного переноса тепловой поток был бы раз в 15 меньше наблюдаемого. Автор отстаивает точку зрения, что конвекция в нижней и верхней мантии автономна.

С предложением новой геодинамической модели выступил Н. П. Кропоткин (соавтор В. Н. Ефремов). Этот доклад является как бы промежуточным между докладами второй и третьей групп. Новейшие гравиметрические данные, по мнению авторов, позволяют судить о распределении геостатического давления в верхних слоях мантии Земли. Если бы подкоровые течения возникли вследствие разности в этих давлениях, то они имели бы направление к срединным частям океана, т. е. противоположное принятому в кинематике направлению движения литосферных плит. Оценка авторами напряжений показывает, что горизонтальное сжатие доминирует на 95% поверхности Земли. Все это, по их мнению, не согласуется с моделями тепловой конвекции или гравитационной дифференциации. В качестве альтернативы авторы предлагают новую модель, основанную на синтезе пульсационной гипотезы В. А. Обручева и мобилизма. При чередовании многократных фаз расширения и сжатия, эффекты расширения накапливаются в зонах спрединга, сжатия — в складчатых поясах. Это приводит к дрейфу литосферных блоков. Внутренние причины такой пульсации трудно предположить. Здесь, возможно, они связаны с вариациями размеров радиуса Земли с периодом 10—30 лет.

Вопросам химических фазовых превращений в процессе эволюции Земли посвятили свой доклад О. Л. Кусков, Н. И. Хитаров с соавт. Ими проведены расчеты тепловых и обменных эффектов этих превращений в нескольких системах: $MgO-SiO_2$; $MgO-GeO-SiO_2$; $MgO-FeO-CaO-Al_2O_3-SiO_2$ и др. и оценен их вклад в энергетический баланс планеты. Сделан вывод, что основной энергетический эффект связан с изменениями гравитационной энергии при изменении радиуса Земли.

Пластическим деформациям в верхней мантии посвящен доклад Г. Н. Савельевой с соавт. Представления о деформациях основываются на изучении пород офиолитовой ассоциации, которые считаются выведенными в твердопластическом состоянии непосредственно из мантии. Следы высокотемпературных пластических деформаций выражены в плоскостной и линейной ориентировке минералов. Представления о механизме уточнены сопоставлением с результатами лабораторных экспериментов.

С точки зрения А. А. Савельева структурообразование в коре, его кинематика, динамика и режим отражают движения масс в мантии. В связи с этим структурообразующие явления могут быть использованы для характеристики мантийных движений. Эти процессы характеризуются многопорядковым чередованием периодов тектонического покоя и активности, что отражает фундаментальную черту термодинамической эволюции вещества: дифференциацию его и вынос избыточной энергии. Периодическое накопление энергетически неустойчивых масс в ходе дифференциации завершается их радиальным перемещением и латеральным растеканием вблизи энергетически предельного уровня. Автор считает, что неустойчивость масс в нижней мантии способна вызывать движения в областях со значительной латеральной протяженностью, а энергоактивные очаги верхней мантии оказывают меньшее структурообразующее действие на земную кору.

А. В. Лукьянов посвятил свой доклад характеристике проявления пластических деформаций в земной коре. Целью их изучения является выявление связей небольших деформаций с большими перемещениями.

Автор выделяет четыре уровня детальности изучения пластической деформации: микро-, мини-, макро- и мега-. Пластическая деформация какого-либо уровня сопровождается, как правило, разрушением и «уничтожением — новообразованием» на уровнях большей детальности, в этом заключается относительность понятия «пластическая деформация». Неоднородность деформации вызывает ряд геометрических эффектов — клина, пресса, смены знака, сшивания, которые позволяют связать рессейнные деформации с крупными перемещениями по разломам, т. е. понять покровообразование, выявить места многократного наложения складок и выделить особую категорию структурных элементов — швы, принципиально отличающуюся от разломов (это места заложения как бы исчезающих структурных элементов, в частности, возможных океанов прошлого).

В докладе С. В. Руженцева и С. Д. Соколова охарактеризована связь тектонических покровов с движением литосферных плит. Авторы считают, что покровно-складчатое строение обусловлено преимущественно горизонтальным сжатием, а гравитационные дислокации играют подчиненную роль. Формирование покровно-складчатых сооружений — процесс длительный, охватывает десятки млн. лет, хотя сами движения импульсные, разделенные периодами устойчивого осадконакопления. Корреляция движения литосферных плит Тихого океана с фазами покровообразования Корякского нагорья, по мнению докладчика дает противоречивую картину их временной связи.

Н. П. Павленкова на основе анализа сейсмических границ ряда районов Европы показала, что земная кора обладает вертикальной расслоенностью. При этом в средней части коры часто устанавливается слой с пониженной «мутностью» и некоторым снижением скоростей, который может рассматриваться в какой-то мере как внутрикоровый волновод. Глубже него в самых низах коры обычно располагается слой с повышенной «мутностью» и с большим количеством разноориентированных отражающих площадок.

В докладе Г. С. Закариадзе (соавтор А. Л. Книшпер) охарактеризовано проявление австрийской фазы складчатости в восточной части Тетиса. Авторы счи-

тают, что, начиная с сеноманского века, эта часть Тетиса напоминает современную западную часть Тихого океана. Это позволяет им предполагать, что последний район потерял внутриокеаническую складчатость, предшествовавшую возникновению вулканических структур.

В докладе В. Г. Трифонова (соавторы В. Н. Макаров, Т. А. Востриков) на основе сопоставления данных по Тянь-Шаню, Кавказу, западу США показано несоответствие структурных планов разных уровней литосферы. Это, по мнению докладчиков, приводит к срывам на границах дисгармонично развивающихся слоев, т. е. к тектоническому расслоению литосферы, что позволяет рассматривать ее как сочетание подвижных зон пониженной вязкости и прочности (астенослой и астенотлинзы) с более вязкими прочными литопластинами и литоблоками.

Т. А. Адамия, характеризуя альпийский пояс Кавказа, приходит к выводу о существенном сокращении пространства Кавказских древних бассейнов в результате сближения Евразийского и Афро-Аравийского континентов.

В. К. Кучай рассмотрел некоторые черты горообразования как результат дифференциации вещества по плотности. Автор в целом следует концепции Е. В. Артюшкова и рассматривает ряд вытекающих из нее механизмов горообразования, в частности, для зон перехода от континента к океану.

По заслушанным докладам развернулась широкая дискуссия, в которой приняли участие: Г. Д. Аджигрей, Е. В. Артюшков, А. Т. Асланян, В. В. Белоусов, К. В. Боголепов, П. М. Бондаренко, С. А. Захаров, С. С. Красовский, П. Н. Кропоткин, В. Г. Кучай, В. Н. Ларин, А. В. Лукьянов, М. С. Марков, А. Е. Михайлов, А. С. Перфильев, К. П. Плюснин, Г. С. Поршняков, Ю. М. Пуцаровский, Д. П. Резвой, В. Г. Трифонов, В. А. Унксов, В. Е. Хаин, В. Н. Шолпо и др.

В заключительной сессии принята решение, в котором отметила важность для современного этапа развития геотектоники выяснения вопросов связи структурообразующих процессов в литосфере и движений в мантии Земли.

А. А. Врублевский, Г. И. Иванов

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГРАВИТАЦИОННЫХ И МАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ ВОСТОКА СССР И ТИХОГО ОКЕАНА

Под таким названием 29 марта — 1 апреля 1983 г. в Хабаровске проходило региональное совещание, организованное Институтом тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР и производственно-геологическим объединением Дальгеология по плану секции «Геофизика и морские геолого-геофизические исследования» координационной комиссии по геолого-геофизическим исследованиям на Дальнем Востоке при ДВНЦ АН СССР. В работе совещания приняли участие 245 представителей из 33 научно-исследовательских, производственных организаций и вузов Москвы, Ленинграда, Свердловска, Киева, Новосибирска, Читы, Иркутска, Якутска, Магадана, Хабаровска, Охи, Южно-Сахалинска, Петропавловска-на-Камчатке и других городов.

В ходе совещания работа велась по четырем секциям. Всего было заслушано 70 докладов. Тезисы всех заявленных докладов опубликованы в двух сборниках. После совещания состоялась геологическая экскурсия в Комсомольский район.

Совещание открыл заместитель председателя Президиума ДВНЦ АН СССР академик Ю. А. Косыгин. В своей речи он отметил большое значение и актуальность совещания для развития научных исследований на Дальнем Востоке и в деле практического использования научных разработок для целей прогноза месторождений полезных ископаемых.

В первом докладе на пленарном заседании ведущий специалист в области теории интерпретации потенциальных полей доктор физико-математических наук В. Н. Страхов осветил кардинальные проблемы теории и практики интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. Усовершенствование классических методов интерпретации, разработка вопросов существования, эквивалентности и единственности решения обратных задач, создание аналитической теории трехмерных задач — вот основные перспективные направления, которые должны, по мнению В. Н. Страхова, развиваться в ближайшие годы.

Доктор геолого-минералогических наук С. С. Красовский сделал доклад по сопоставлению геофизических моделей глубинного строения земной коры.

Профессор К. Ф. Тяпкин доложил свои новейшие разработки в области конструирования физико-геологических моделей с позиций новой ротационной гипотезы структурообразования.

Всего на пленарном заседании в первый день работы было заслушано 6 докладов по принципиальным вопросам теории интерпретации и методики построения гравитационных и магнитных моделей земной коры и верхней мантии.

На секции «Методика и теория интерпретации» было заслушано 16 докладов, посвященных новей-

шим методическим разработкам и примерам их применения.

Доктор физико-математических наук А. В. Цирульский в своем сообщении сделал обзор состояния вопросов эквивалентных решений обратных задач потенциальных полей. С интересом были выслушаны доклады В. Г. Козденко по системной интерпретации геофизических данных, С. М. Алексеева по использованию адаптивных трансформаций, Л. А. Маслова, И. К. Туезова и др. по определению механических деформаций поверхности Земли по гравитационному полю.

Успешно работала секция «Глубинное строение океанических структур», на которой было представлено 15 докладов.

Наиболее представительной по количеству заслушанных докладов была секция «Глубинное строение континентальных структур». Особенностью заслушанных на секции докладов было применение оригинальных методов и стремление связать полученные результаты с вопросами прогноза и поисков полезных ископаемых.

В связи с большим количеством представленных докладов по глубинным моделям континентальных структур 7 сообщений с наиболее проявленной тенденцией к металлогеническому анализу полученных результатов были выделены в секцию «Глубинное строение и полезные ископаемые».

В краткой статье трудно не только проанализировать, но даже просто перечислить все интересные сообщения, прозвучавшие на этих секциях. С большинством из них читатели смогут познакомиться на страницах журнала «Тихоокеанская геология» и тематического сборника. Необходимо только отметить несомненную практическую ценность и новизну материалов, представленных в докладах сотрудниками производственно-геологических объединений. Большой интерес вызвали доклады Б. М. Письменного (ИГО Иркутскгеофизика) о строении земной коры Алданского щита и Становой складчатой области, Е. П. Жуахина (ИГО Севвостокгеология) о строении Восточно-Чукотского массива, Б. Н. Филимонова (ИГО Севвостокгеология) о глубинном строении Пенжинно-Анадырской складчатой и Эвенкийской вулканической зон, Б. Ф. Шевченко (ИГО Таежгеология) о глубинном строении Бурейского массива, В. Н. Земцова (ИГО Приморгеология) о гравимагнитной модели оловянных полей Северного Приамурья и многих других.

Отличительная особенность прошедшего совещания его направленность на поиски путей решения задачи физико-геологического моделирования. Наиболее развитая методология построения гравитационных моделей была представлена украинскими геофизиками (С. С. Красовским и др.). Ее основа — градиентная плоскостная модель — установлена на базе детальных сейсмических исследований на Украинском кристаллическом щите. Методика построения модели — геологическое редуцирование.

Разработанные идеи о градиентно-плотностных разрезах земной коры использованы при построении гравитационной модели Сихота-Алинской складчатой области (Л. И. Брянский). Однако ввиду отсутствия для большей территории надежных корреляционных связей между скоростью и плотностью предложен способ оценки вертикального градиента плотности по гравиметрическим данным.

Школа западно-сибирских геофизиков (В. С. Сурков, П. И. Морсин и др.) развивает методику использования принципа изостазии. Авторы полагают, что можно достичь ограничения вариантов моделей земной коры путем учета гидростатического уравнивания литосферы в целом, в том числе не только «топосис», но также крупных плотностных неоднородностей. Верхняя часть разреза земной коры до глу-

бины 15 км изучается путем построения детальных петрофизических карт поверхности и их экстраполяции на глубины.

Интересные идеи развивает В. Д. Любалин. Он полагает, что поверхность Мохо не создает заметных аномалий поля силы тяжести, и природа региональных аномалий связана с неоднородностью так называемой средней оболочки (глубина 10—18 км). Локальные аномалии обусловливаются гравитационно-активным слоем верхней части разреза земной коры. Разделение локальной и региональной составляющей поля выполняется на основе стандартных трансформаций.

В коллективной работе геофизиков ИТиГ ДВНЦ АН СССР (Ю. Ф. Малышев, Л. И. Брянский и др.) развиваются идеи построения моделей глубинного строения в условиях минимальной априорной информации. Авторы используют методы статистического изучения распределения центров тяжести гравитирующих масс, определения глубин по амплитудным логарифмическим спектрам и т. п.

Методики построения магнитных моделей земной коры были представлены уральскими геофизиками (Г. Г. Кассин, В. В. Филатов, В. В. Суворов) и сотрудниками ИТиГ. Уральские геофизики на базе детального изучения намагниченности поверхности земной коры и использования геологического редуцирования определяют региональную составляющую поля, которая, по их мнению, связана с латеральной неоднородностью базальтового слоя и верхов мантии.

В докладе сотрудников ИТиГ демонстрировалась карта глубин верхних кромок намагниченных тел, ответственных за региональную составляющую магнитного поля. Глубины вычислены по амплитудным логарифмическим спектрам. Характер полученного распределения изолиний глубин в значительной мере отвечает картине гравитационного поля при больших радиусах осреднения, из чего можно заключить, что глубинные гравитирующие и магнитные источники имеют общую геологическую природу.

Представленные на совещании разработки по магнитному моделированию позволяют надеяться, что магнитометрия в ближайшее время займет достойное место в общем комплексе глубинных геофизических исследований.

В решении совещания и выступлениях участников отмечается высокий научный уровень представленных докладов, их практическая направленность на разработку глубинных критериев прогноза месторождений полезных ископаемых.

В ходе совещания рассмотрены важнейшие проблемы по комплексной интерпретации и использованию геофизических данных для построения региональных моделей и глобальных тектонических гипотез, созданию объемных крупномасштабных моделей рудных районов и др.

Совещание рекомендовало сосредоточить внимание научных и производственных организаций на необходимости усиления глубинных геофизических работ на Востоке СССР, разработки принципов геофизического моделирования, создания атласа типовых геолого-геофизических моделей, систематизации физических свойств, в том числе по результатам морского бурения, изучения глубинного строения рудных и нефтегазоносных районов, повышения уровня геофизического обеспечения при объемном геологическом картировании масштаба 1 : 50 000.

Совещание явилось важным этапом в деле развития современных методов геологической интерпретации геофизических данных на Востоке СССР и несомненно послужит серьезным стимулом для дальнейшего повышения эффективности геологопоисковых работ.

Л. И. Брянский

В СЕКЦИИ РОССЫПЕЙ СОВЕТА ПО РУДООБРАЗОВАНИЮ

Всесоюзные совещания по геологии россыпей проводятся с 1959 г. Первое было организовано Комиссией по закономерностям размещения полезных ископаемых АН СССР по инициативе академика Н. С. Шатского, все последующие — существующей с 1962 г. Секцией россыпей при Совете по рудообразованию. С тех пор проведено шесть Всесоюзных совещаний (Москва, 1959 г., Москва, 1964 г., Магадан, 1969 г., Киев, 1973 г., Рига, 1977 г., Благовещенск, 1982 г.). Они посвящены проблемам формирования и размещения россыпей, методике их изучения, поисков и оценки. Кроме того, в 1975 г. в Якутске состоялась конференция по вопросам транспортировки полезных компонентов в россыпях.

Последнее, VI совещание состоялось в мае прошлого года в Благовещенске. Оно проходило на базе Амурского комплексного научно-исследовательского института и было посвящено россыпеобразующим рудным формациям, погребенным россыпям, зональности россыпных месторождений, вопросам методики изучения россыпей и процесса россыпеобразования. Информация об этом совещании опубликована в журнале «Тихоокеанская геология», 1982, № 6.

В январе 1983 г. в Совете по рудообразованию ОГГН АН СССР состоялось очередное рабочее заседание бюро Секции россыпей под председательством академика Н. А. Шило. На заседании были подведены годовые итоги работы, рассмотрены результаты VI совещания, утверждены изменения в составе Секции и ее бюро.

Бюро обсудило план работы Секции на ближайший год с учетом достигнутых результатов и реальной обстановки сил в научных и производственных коллективах, занимающихся геологией россыпных месторождений.

Отмечена настоятельная необходимость скорейшего завершения словаря «Геологическая терминология россыпных месторождений» — коллективной работы, запланированной секцией в соответствии с решением V Всесоюзного совещания. Терминологическая группа секции информировала бюро, что словарь находится на стадии завершения и в ближайшее время будет сдан в издательство. Были высказаны рекомендации по вопросам его структуры и объема понятий.

По мнению бюро, основными направлениями исследования в геологии россыпей в настоящее время следует считать:

— разработку теоретических основ комплексного изучения районов россыпей с учетом их геологической структурной и геоморфологической позиций, формационной принадлежности россыпеобразующих коренных источников, уровня их среза, особенностей тектоно-геоморфологической эволюции;

— дальнейшее совершенствование критериев поисков и оценки древних погребенных россыпей в пределах структурно-формационных зон различного типа (областей ортогенной активизации, структур платформенного типа, шельфовых зон различного строения и пр.);

— дальнейшую разработку теоретических основ зональности россыпей как необходимой основы их поисков и прогнозирования с учетом закономерностей пространственной изменчивости их вещественного состава, строения, морфологии и продуктивности;

— изучение скопления в россыпях частиц полезных компонентов малой и весьма малой размерности для разработки методики поисков, оценки и промышленного освоения этих россыпей;

— совершенствование принципов и методов геолого-экономической оценки россыпных месторождений;

— внедрение в практику научно-исследовательских и производственных работ математических методов исследований с применением программ распознавания образов, моделирования процесса россыпеобразования на ЭВМ и т. д.;

— дальнейшее развитие минералогических и геохимических исследований россыпей с использованием современных аналитических методов и способов интерпретации аналитических данных;

— продолжение экспериментальных исследований по изучению механизма формирования россыпей, в том числе механизма переноса и концентрации в россыпях мелких, тонких и пылевидных зерен полезных россыпеобразующих минералов.

Особое место в работе бюро Секции было уделено последнему вопросу. Собравшиеся отметили большую работу и энтузиазм коллективов, занимающихся разработкой экспериментальных методов исследования процесса россыпеобразования, в первую очередь географического факультета Московского государственного университета, Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института, Пермского государственного университета, а также возобновление после значительного перерыва экспериментальных исследований в Ленинградском государственном университете. Вместе с тем эти работы отличает определенная несогласованность, отсутствие необходимой координации и единых комплексных программ работ, что неизбежно сказывается на темпах развития важного направления, ведет к свертыванию или прекращению экспериментальных работ в некоторых подразделениях и организациях, сказывается на уровне самого эксперимента. Необходимой задачей на данном этапе является создание координационного центра, осуществляющего разработку комплексных программ и контроль за выполнением экспериментальных работ по моделированию россыпей в различных организациях страны. Высказано мнение, что головной организацией по экспериментальному моделированию процесса россыпеобразования может стать Московский государственный университет, где работы данного направления ведутся в одной из Проблемных лабораторий географического факультета под руководством профессора Н. И. Маккавеева на протяжении двух десятилетий.

Было отмечено также, что возросший интерес к проблемам геологии россыпей со стороны научно-исследовательских и производственных организаций, стремление специалистов этого профиля шире обсуждать возникшие вопросы проявились в том, что по инициативе отдельных институтов и лабораторий в последние годы было проведено несколько специализированных конференций, посвященных различным аспектам геологии россыпных месторождений и вопросам их поисков и оценки. Среди них в первую очередь следует отметить Билибинские чтения, которые почти ежегодно проходят в ЦНИГРИ. Состоявшиеся в декабре 1982 г. VIII чтения выделяются по широте представленного на обсуждение нового интересного материала. Стало традицией обсуждение проблем формирования россыпей на Всесоюзных конференциях по русловым процессам, организуемых Географическим факультетом МГУ.

В заключение бюро Секции обсудило вопросы, связанные с проведением следующего, VII Всесоюзного совещания по геологии россыпей, которое должно состояться в 1986 г. Место совещания будет определено Секцией россыпей Совета по рудообразованию с учетом предложений заинтересованных организаций.

Н. Г. Патык-Кара

КОМПЛЕКСНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН

Этой тематике было посвящено Всесоюзное совещание, которое проходило 28—30 сентября 1982 г. в г. Хабаровске. Оно было организовано Межведомственным Научным советом по проблеме «Изучение недр Земли и сверхглубокого бурение», Научным советом по комплексным исследованиям земной коры и верхней мантии ОГГГ АН СССР и его Дальневосточной секцией «Основные проблемы тихоокеанской тектоники и геофизики» Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока и Институтом тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР. В совещании приняли участие более 100 представителей 19 научных и производственных организаций Москвы, Ленинграда, Новосибирска, Киева и дальневосточных городов.

Научная программа совещания, проведенного в юбилейный год 60-летия образования СССР, 60-летия освобождения Дальнего Востока от белогвардейцев и интервентов, включала доклады по типизации, районированию, строению и развитию зон перехода, направлению дальнейших работ, состоянию исследований по подготовке геолого-геофизических атласов Тихого и Атлантического океанов. Основное внимание было уделено зоне перехода от Евразийского континента к Тихому океану, но рассматривались также строение и развитие переходных зон от Евразии к Атлантическому и Северному Ледовитому океанам.

Совещание проходило под общим руководством члена-корреспондента АН СССР В. В. Белоусова. Академик Ю. А. Косыгин во вступительном слове указал на важность изучения зон сочленения континента и океана для развития теоретической геологии и в связи с перспективами их нефтегазоносности. В. В. Белоусов в своем вступительном докладе охарактеризовал некоторые общие проблемы строения и развития переходных зон, такие как механизм замещения континентальной коры океанической, тектоническое положение островных дуг, происхождение андезитов, и указал на необходимость создания обобщающих карт глубинного строения земной коры и верхней мантии.

Геофизическим исследованиям земной коры и верхней мантии переходной зоны было посвящено более половины всех прочитанных докладов, причем в основном обсуждались результаты морских сейсмических, гравиметрических, магнитометрических и геотермических исследований, что отражает их возросшее значение. Большинство сообщений включало новую информацию о глубинном строении земной коры различных участков переходной зоны. Среди них следует отметить доклады Ю. Г. Киселева (Севморгео) о строении дна северных акваторий СССР, Я. Б. Смирнова (ГИН), В. М. Сугрובה (ИВ) об особенностях теплового потока крайних морей, С. С. Снеговского (СахКНИИ) о строении осадочного слоя Курило-Камчатского и Алеутского желобов, Н. И. Селивестрова (ИВ) о структуре зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской дуг, Ю. Ф. Малышева, Л. И. Брянского, Л. П. Карсакова, А. М. Петрищевского, Б. Ф. Шевченко (ИТиГ) о глубинном строении Ханкайского, Буринского и Охотского срединных массивов в связи с их ролью в формировании Тихоокеанской окраины.

Ю. Г. Киселевым сопоставлена морфология дна океана и характер магнитного поля. Северный Ледовитый океан резко отличается от остальных океанов тем, что его шельф занимает 46% площади (в Мировом океане площадь шельфа — 10%), в глубоководной его части непрерывная океаническая кора отсутствует, а морфология и интенсивность магнитного поля сходны с материковыми областями. Установлено, что характер магнитного поля не подчиняется современным струк-

турам дна океана; длинноволновые магнитные аномалии, зафиксированные спутниковыми измерениями, связаны с начальным этапом формирования магнитосферы. Хотя отдельные магнитные аномалии отвечают рифтовым зонам, однако для объяснения общей картины аномального поля, по мнению автора, нет необходимости привлекать теорию спрединга океанической коры.

С большим интересом был заслушан доклад Я. Б. Смирнова и В. М. Сугрובה. Ими установлено, что в локальных грабенах тепловой поток в 4 раза выше, чем на примыкающих подвятиях. Зоны повышенного теплового потока приурочены к простиранию островов Командорских и Карагинского. Низкий тепловой поток в области молодых вулканических поясов авторы объясняют отставанием во времени кондуктивного теплового фронта от конвективного выноса, который характеризуется значительной величиной. В окраинных морях температура поверхности Мохо (рассчитанная по измеренному тепловому потоку) может иметь величину $700 \pm 100^\circ\text{C}$, в связи с чем делается вывод о маловероятности в этих районах фазового перехода в габбро-эклогиты. Подтверждены ранее опубликованные данные о зависимости теплового потока от мощности коры и возраста тектоно-магматических систем.

В докладе Ю. Ф. Малышева с соавторами прозвучала идея о более широком понимании зоны перехода как места экстремального проявления в мезозойско-кайнозойское время тектонических процессов, которые привели к существенной переработке земной коры. На фоне обширного материала по срединным массивам были показаны особенности структуры земной коры континентальной части зоны перехода.

В ряде докладов затронуты методические вопросы геофизических исследований. Так, в сообщении В. В. Гордиенко (ИФЗ) была показана связь поля силы тяжести и теплового потока с коровыми и мантийными источниками тепла; оговорены участки плотностной неоднородности мантии. В работе Л. Е. Шустовой (ИГГД) использована методика пересчета горизонтального градиента поля силы тяжести в нижнее полупространство для выявления зон неоднородности верхней мантии. Приведен пример изучения сейсмофокальной зоны указанным методом. Ю. Я. Вашилов (СВКНИИ) продемонстрировал методику определения плотности глубинных блоков земной коры на основе использования ранее разработанного им поморафического способа расчета. В работе Ю. Ф. Малышева с соавторами (ИТиГ) освещена методика определения глубин центров гравитирующих масс, а также методика расчета параметров блоков с градиентной избыточной плотностью, вычисление кромок намагниченных тел по их логарифмическим спектрам.

Интересными были доклады геологического содержания. Член-корреспондент АН СССР Л. И. Красный (ВСЕГЕИ) показал, что для переходных зон (транзиталей) характерны контрастное блоковое строение, длительное существование (с позднего рифея), обстановка постоянной тектонической подвижности, халькофильный петролого-геохимический профиль с хромом, никелем и медью. Г. Б. Удинцев (ИФЗ) и Б. И. Васильев (ТОИ) рассмотрели проблему границы океан — континент. Для северо-западной части Тихого океана ими приведены новые данные об изменении положения переходных зон в геологическом прошлом. Результаты бурения, в частности, показали, что такие обширные площади, как подвятие Обручева и плато Бородино, в мелу были мелководными и периодически осушались. По мнению докладчиков, это свидетельст-

ует о принадлежности их земной коры к континентальному типу. Затем последовали резкие опускания, а вслед за ними формирование глубоководных желобов (Курило-Камчатского, Алеутского). Таким образом, граница океан — континент была в мелу значительно восточнее и имела морфоструктурное выражение, отличное от современного. Приводятся факты, свидетельствующие о существовании на плато Онтонг-Джава палеоконтинента.

В. Ф. Белый (СВКНИИ) доложил об основных закономерностях проявлений фанерозойского вулканизма в тектонических структурах складчатого обрамления Тихого океана (на примерах Восточной Азии, Северной и Южной Америк). В докладе главное внимание было уделено вопросу выделения андезитовых геосинклиналей, типичными представителями которых в современной структуре являются островные вулканические дуги, и анализу их пространственно-временных соотношений с ортогеосинклинальными зонами.

Д. Ф. Семенов (ИТиГ) определил зону сочленения континента и океана по геологическим признакам — развитию особых формационных комплексов, обладающих свойствами как собственно геосинклинальных, так и орогенных комплексов. По его мнению, в переходных зонах происходит наложение, взаимопроникновение эндогенных процессов сиализации и базификации земной коры и, таким образом, не получается односторонней направленности в соотношении континентализации и океанизации.

М. Н. Шапиро (ИФЗ) и А. К. Шанцер (ИБ), проанализировав позднемезозойскую и кайнозойскую историю развития Камчатки, считают возможным различать в ней геосинклинальную, орогенную и островодужную стадии развития. Из доклада следовало противопоставление геосинклинальных и островодужных структур как принадлежащих разным типам эндогенных режимов.

В. И. Шульдинер, А. И. Ханчук, С. В. Высоцкий (ДВГИ) доказывали, что в зоне перехода от Тихого океана к континенту имеются древний докембрийский фундамент и более молодой, новообразованный в процессе формирования островных дуг. В. П. Уткин (ДВГИ) говорил о растяжении земной коры при формировании вулканических поясов и окраинных морей зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану.

Некоторые доклады были посвящены вещественному составу переходных зон. В. А. Кутолиным (ИТиГ СО АН СССР) было показано, что вещество верхней мантии в переходных зонах находится, по-видимому, на разных стадиях перекристаллизации, что способствует отделению легкоплавких фракций и выносу рудных компонентов. В. С. Приходько, А. Ф. Бехтольд, Н. В. Бердников, В. М. Чубаров (ИТиГ) на основании комплексного изучения глубинных включений из неоген-четвертичных базальтоидов Сихотэ-Алиня определили глубину их нахождения в период, предшествующий вулканической деятельности, которая соответствует границе Мохо.

В большинстве докладов утверждалось, что зоны перехода от континента к океану обладают геологическим своеобразием. Однако для уточнения различий их от континентов и океанов необходимо более широкое привлечение данных о вещественном составе геологических тел.

Всесоюзное совещание «Комплексные исследования земной коры и верхней мантии переходных зон» в сво-

ем решении отмечает возросший объем информации и обновление представлений о глубинном строении зон перехода. В то же время главная задача — построение обобщенной модели земной коры и верхней мантии зоны перехода — пока далека от решения. На наш взгляд, такое отставание заключается не только в недостатке фактического материала, но также в определенной ограниченности многих геофизических исследований, которые замыкаются на изучении только «морской» области зоны перехода, которая располагается между береговой линией и сейсмофокальной зоной. Исследованиями, проведенными в Институте тектоники и геофизики (доклад Ю. Ф. Малышева и др.), показано, что кроме внутренней «морской» области зоны перехода в геофизических полях выделяется внешняя — континентальная. Здесь необходимы комплексные исследования по профилям, обеспечивающим выход в «нормальное поле» как со стороны океана, так и со стороны континента.

Особенности структуры внешней зоны проявлены в геофизических полях не столь контрастно, как внутренней. Здесь мы не видим таких феноменальных аномалий, как «береговая» гравитационная ступень или аномалия зоны Беньюфа. Между тем в настоящее время внешняя зона изучена очень слабо, особенно методом ГСЗ, геотермией и глубоким бурением, что снижает разрешающую возможность интерпретации и степень ее однозначности при выяснении тонких особенностей структуры переходной зоны. Расширение таких исследований несомненно будет способствовать выяснению металлогенических особенностей переходной зоны и поискам полезных ископаемых.

В решении указывается также на прогресс в координации исследований глубинного строения территорий и акваторий Дальнего Востока и большой вклад в это дело, вносимый Объединенным ученым советом наук о Земле и Межведомственной комиссией по координации геолого-геофизических исследований на Дальнем Востоке при Президиуме ДВНЦ АН СССР. Совещание рекомендовало обратить особое внимание на: а) развитие методов комплексной интерпретации данных, получаемых разными методами; б) уточнение истории геологического развития отдельных структур и всей зоны в целом с применением современных методов палеогеографии, изотопной геохимии, спорово-пыльцевого анализа и т. д.; в) выяснение связей геологического строения переходной зоны и ее геологического развития с неоднородностями строения верхней мантии, тепловым потоком, распределением плотности и другими геофизическими полями. В решении отмечается, что целесообразно расширить исследования вещественного состава коры и верхней мантии переходных зон, поставить работы по изучению происхождения отдельных, типичных для этих зон, магматических пород, являющихся индикаторами глубинных геодинамических условий, в особенности андезитов. Необходимо, говорится в решении совещания, стремиться объединить изучение фундаментальных вопросов строения переходной зоны Дальнего Востока с решением практических вопросов, таких как рудоносность территорий, нефте- и газоносность окраинных морей, использование подземного тепла для энергетика.

В. Ф. Белый, Л. И. Брянский, А. А. Врублевский, Л. Л. Красный, Д. Ф. Семенов