

ISSN 0207-4028

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

5

1986

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Н. А. ШИЛО

Ю. А. Косыгин (зам. главного редактора), А. Д. Щеглов (зам. главного редактора), Г. Л. Кириллова (ответственный секретарь), Ч. Б. Борукаев, Г. М. Власов, А. А. Врублевский, В. И. Гончаров, В. В. Иванов, Е. В. Краснов, А. П. Милов, В. Г. Моисеенко, Е. А. Радкевич, К. Ф. Сергеев, С. М. Тильман, И. К. Тузов, В. Н. Шарапов

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. Глаэзрина
Технический редактор Н. М. Остроумова
Корректоры В. В. Борисова, В. К. Жихарева

Сдано в набор 11.06.86. Подписано к печати 8.09.86.
МН-01705. Формат 84×108^{1/16}. Высокая печать. Усл.-
печ. л. 13.4. Усл. кр.-отт. 14.0. Уч. изд. л. 15. Ти-
раж 712 экз. Заказ № 231.

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

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

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

СЕНТЯБРЬ—ОКТЯБРЬ

НОВОСИБИРСК

№ 5, 1986

СОДЕРЖАНИЕ

В. Ю. Косыгин, В. И. Исаев. Плотностная модель тектоносферы вдоль геотраверса Япония — Гавайи	3	
Г. Н. Батурина, В. Н. Лукашин, А. Я. Шевченко. О железомарганцевых конкрециях антарктического сектора Тихого океана	23	
Д. Ф. Семенов. Сравнительная характеристика регионов зоны сочленения Азиатского континента и Тихого океана	29	
Б. И. Васильев. Результаты драгирования некоторых подводных гор на Японском окраинно-океаническом вале	35	
В. В. Крапивенцева, Е. В. Краснов. Карбонатно-кремнистые толщи фанерозоя Дальнего Востока	43	
Н. П. Михайлова, С. Н. Кравченко, Е. А. Панских. О палеомагнитной характеристике апортозитовых массивов Дальнего Востока	50	
М. Г. Руб, А. К. Руб. Новые данные о геологических и геохимических особенностях магматических образований Приханкайского района	57	
В. П. Показаньев, А. Н. Угрюмов. О проявлении металлоносных джаспероидов на Омолонском массиве	68	
Г. М. Власов. Флюидное «дыхание» Земли и стратиграфическое оруденение	76	
Ю. А. Косыгин. Земля и Вселенная	89	
И. А. Загрузина, Г. С. Мирзеханов, В. К. Путинцев. Изотопный состав серы сульфидов одного рудного поля в Аллах-Юньском районе Якутии	99	
И. К. Тузев, С. Н. Канев, В. П. Жигалов, П. Ю. Горнов. Температурное поле Комсомольского района	103	
Ю. В. Талтыкин, В. Б. Каилун, Ю. П. Швалова, Т. В. Григорица. Предварительные результаты магнитотеллурических исследований в Становой области	105	
Ф. Г. Корчагин, Ю. М. Криницын, Ю. Н. Халиппин, С. А. Чеботов, В. М. Ившин, М. А. Магуськин. Исследование собственных колебаний Земли с помощью оптического деформографа	110	
Н. А. Деревская, А. И. Уткина, Л. П. Иваньшина, Н. В. Куликов. Катагенетическое преобразование кремнистого вещества в неогеновых отложениях Сахалинской складчатой области	112	
А. Н. Пересторонин. О природе флишоидных и кремнистых мезозойских отложений в Дальнегорском рудном районе	117	
А. И. Квасов. Распределение платиноидов, золота и элементов группы железа в породах офиолитовой ассоциации п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка)	120	
ХРОНИКА		
Геология и геофизика дна морей Восточной Азии	122	
ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ		
70-летие Игоря Ипполитовича Берсенева	126	
60-летие Алексея Дмитриевича Щеглова	128	

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Л. В. Эйриш. Систематика золоторудных месторождений Дальнего Востока

95

PACIFIC GEOLOGY

SEPTEMBER—OCTOBER

NOVOSIBIRSK

№ 5, 1986

CONTENTS

V. Yu. Kosygin, V. I. Isaev. Density model of the tectonosphere along the geotraverse Japan — Hawaii	3	99
G. N. Baturin, V. N. Lukashin, A. Ya. Shevchenko. On the ferrum-manganese nodules of the Pacific Ocean Antarctic section	23	103
D. F. Semyenov. Comparative characteristics of the conjugated zone of Asian continent and Pacific ocean regions	29	
B. I. Vasil'ev. The results of dredging of some submarine mountains in Japan marginal-oceanic rampart	35	
V. V. Krapiventseva, E. V. Krasnov. Phanerozoic carbonate-cherty rock series in the Far East	43	
N. P. Mikhailova, S. N. Kravchenko, [E. A. Panskikh]. On paleomagnetic characteristics of the Far East anorthosite massifs	50	
M. G. Rub, A. K. Rub. New data on geologic and geochemical peculiarities of Perikhankay region magmatic formations	57	
V. P. Pokasan'ev, A. N. Uglyumov. On manifestation of metal content jasperoids in Omonlonsky massif	68	
G. M. Vlasov. Earth fluid "breath" and stratiform ore mineralization	76	
Yu. A. Kosygin. Earth and Universe	89	
		112
		117
		122
		128
		129
		130
		131
		132
		133
		134
		135
		136
		137
		138
		139
		140
		141
		142
		143
		144
		145
		146
		147
		148
		149
		150
		151
		152
		153
		154
		155
		156
		157
		158
		159
		160
		161
		162
		163
		164
		165
		166
		167
		168
		169
		170
		171
		172
		173
		174
		175
		176
		177
		178
		179
		180
		181
		182
		183
		184
		185
		186
		187
		188
		189
		190
		191
		192
		193
		194
		195
		196
		197
		198
		199
		200
		201
		202
		203
		204
		205
		206
		207
		208
		209
		210
		211
		212
		213
		214
		215
		216
		217
		218
		219
		220
		221
		222
		223
		224
		225
		226
		227
		228
		229
		230
		231
		232
		233
		234
		235
		236
		237
		238
		239
		240
		241
		242
		243
		244
		245
		246
		247
		248
		249
		250
		251
		252
		253
		254
		255
		256
		257
		258
		259
		260
		261
		262
		263
		264
		265
		266
		267
		268
		269
		270
		271
		272
		273
		274
		275
		276
		277
		278
		279
		280
		281
		282
		283
		284
		285
		286
		287
		288
		289
		290
		291
		292
		293
		294
		295
		296
		297
		298
		299
		300
		301
		302
		303
		304
		305
		306
		307
		308
		309
		310
		311
		312
		313
		314
		315
		316
		317
		318
		319
		320
		321
		322
		323
		324
		325
		326
		327
		328
		329
		330
		331
		332
		333
		334
		335
		336
		337
		338
		339
		340
		341
		342
		343
		344
		345
		346
		347
		348
		349
		350
		351
		352
		353
		354
		355
		356
		357
		358
		359
		360
		361
		362
		363
		364
		365
		366
		367
		368
		369
		370
		371
		372
		373
		374
		375
		376
		377
		378
		379
		380
		381
		382
		383
		384
		385
		386
		387
		388
		389
		390
		391
		392
		393
		394
		395
		396
		397
		398
		399
		400
		401
		402
		403
		404
		405
		406
		407
		408
		409
		410
		411
		412
		413
		414
		415
		416
		417
		418
		419
		420
		421
		422
		423
		424
		425
		426
		427
		428
		429
		430
		431
		432
		433
		434
		435
		436
		437
		438
		439
		440
		441
		442
		443
		444
		445
		446
		447
		448
		449
		450
		451
		452
		453
		454
		455
		456
		457
		458
		459
		460
		461
		462
		463
		464
		465
		466
		467
		468
		469
		470
		471
		472
		473
		474
		475
		476
		477
		478
		479

УДК 550.831 : 551.24

В. Ю. Косыгин, В. И. Исаев

ПЛОТНОСТНАЯ МОДЕЛЬ ТЕКТОНОСФЕРЫ ВДОЛЬ ГЕОТРАВЕРСА ЯПОНИЯ — ГАВАЙИ

Предпринята попытка количественного изучения по гравиметрическим данным строения коры и верхней мантии Земли акватории северо-западного сектора Тихого океана. Цель исследований — комплексная интерпретация данных гравиметрического и сейсмических методов. Для численной интерпретации на ЭВМ использован алгоритм устойчивого решения обратной задачи гравиметрии методом квадратичного программирования.

В работе в результате интерпретации построены три варианта сложной блоково-слоистой геоплотностной модели. В первом варианте выполнено фиксированное приведение модельных значений поля к нормальному уровню наблюдений по способу использования кривых нормального распределения плотности, моделирование плотностного распределения осуществлялось в избыточных плотностях; во втором — априорный плотностной разрез принимался без учета глубинных барических условий — осуществлено варьирование начальным приближением плотностного распределения; в третьем — априорное приведение модельных

значений поля к нормальному уровню наблюдений выполнено по способу использования кривых нормального распределения плотности с последующей параметризацией и уточнением фоновой компоненты поля путем решения обратной задачи гравиметрии. Каждый вариант модели проанализирован на выполнение главных критериев оптимальности: соответствие модельного поля наблюденному; соответствие геоплотностей априорным ограничениям; скомпенсированность (по возможности) плотностных колонок по отношению к нормальному плотностной модели Земли. Наиболее предпочтительным признан третий вариант геоплотностной модели, отвечающий перечисленным критериям и наиболее согласующийся с общими геоструктурными и геодинамическими представлениями о районе исследований. Однако, учитывая другие методические обстоятельства, авторы предлагают продолжить моделирование. Излагаемые методические принципы и технология моделирования геотраверса призваны способствовать развитию методики построения региональных геоплотностных моделей по гравиметрическим данным.

Цель настоящей статьи — попытаться исследовать строение коры и верхней мантии Земли вдоль геотраверса Япония — возвышенность Шатского — Императорские горы — Гавайи. На примере геотраверса рассматривается и обобщается ряд принципиальных методических вопросов построения по гравитационному полю региональных геоплотностных моделей. Это вопросы комплексной количественной интерпретации данных гравиметрии и сейсмических исследований, построения моделей с большим числом определенных параметров, повышения достоверности построений, решаемых соответственно методами математического программирования, многопараметрического и многовариантного моделирования на ЭВМ. Возможность решения их имеет существенное значение для развития направления современной геофизики — установления строения коры и верхней мантии Земли по данным гравиметрии [5, 8, 41, 44, 46].

Внимательно рассмотрен вопрос о роли регионального фона (точнее, нормального уровня поля) и способах его выделения (подавления) при построении региональных геоплотностных моделей. Для изучения с помощью гравитационного поля строения земной коры и верхней мантии акватории Мирового океана рекомендо-

ван [41] способ использования плотностных стандартных моделей (кривых нормального распределения плотности [22]), опыт применения которого изложен в работах [23, 54, 55, 60]. В свою очередь, авторы ранее использовали при построении геоплотностных моделей [25, 28—30, 65] способ предварительной оценки (параметризации) и уточнения нормального уровня и наклонной составляющей фоновой компоненты гравитационного поля путем устойчивого решения обратной задачи методом квадратичного программирования [20]. В настоящей статье при интерпретационных исследованиях геотраверса применен способ стандартных плотностных моделей, как он рекомендован в [41], а также способ, в котором стандартная плотностная модель служит для априорной оценки нормального уровня, уточняемого затем путем решения обратной задачи гравиметрии.

Моделируемый геотраверс достаточно близко повторяет (рис. 1, A) геотраверс Япония — возвышенность Шатского — Императорские горы. Его плотностная модель построена авторами ранее [25]. Таким образом, предоставляется возможность сопоставить независимо получаемые результаты.

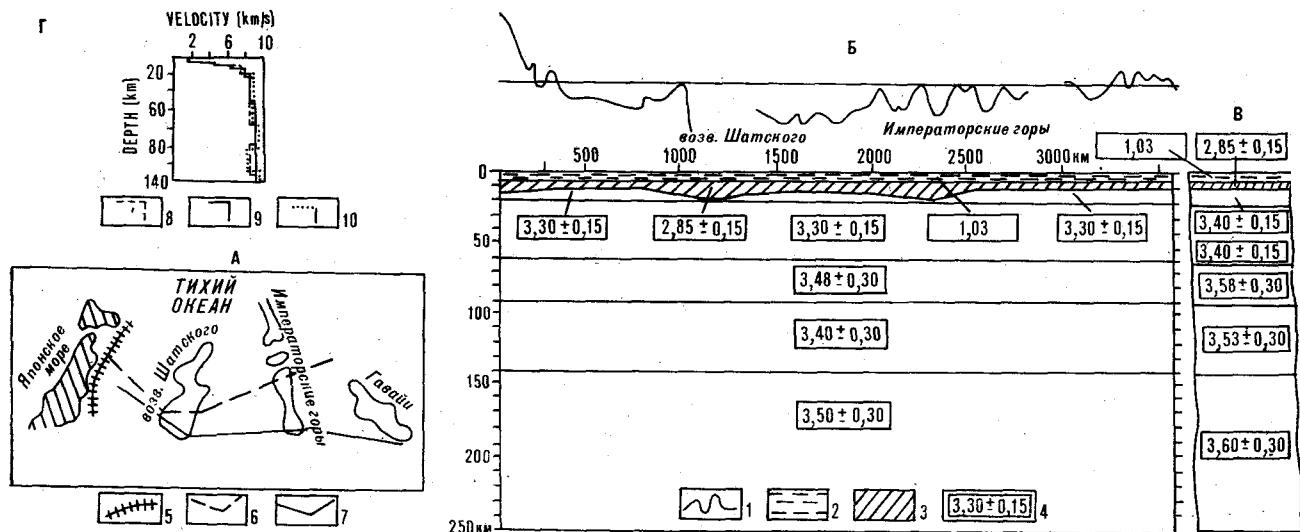


Рис. 1. Геотраверс Япония — возвышенность Шатского — Императорские горы — Гавайи.

А — положение линий геотраверса; Б — фрагмент априорного плотностного разреза земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса; Г — скоростные колонки верхней мантии. 1 — наблюденная кривая силы тяжести в редукции Фая; 2 — слой воды; 3 — земная кора; 4 — априорные плотности и пределы их возможного изменения, $\text{г}/\text{см}^3$; 5 — ось глубоководного желоба; 6 — линии геотраверса Япония — возвышенность Шатского — Императорские горы [25]; 7 — линии моделируемого геотраверса; 8 — распределение скорости в мантии по эксперименту Лонгшот 2; 9 — то же, по эксперименту Лонгшот 6; 10 — то же, по советским данным.

Численное моделирование геотраверса выполнено на ЭВМ ЕС-1060 в ИВЦ ПГО Сахалин-геология.

ПОСТРОЕНИЕ АПРИОРНОЙ ПЛОТНОСТНОЙ МОДЕЛИ ГЕОТРАВЕРСА

Гравиметрические наблюдения на профиле геотраверса выполнены в 1982 г. во время Гавайского рейса НИС «Пегас» ИМГиГ ДВНЦ АН СССР набортными гравиметрами типа ГМН конструкции ВНИИГеофизика с обобщенной погрешностью $\pm 1,5 \div 2,0$ мГл. Дискретность полученного каталога наблюдений в редукции Фая составляет около 2,5 км. Отрезки профиля X 1100—1400 и 2850—3000 км не обеспечены наблюдениями. На X = 1320 км имеется надежное гравиметрическое определение, образованное пересечением геотраверса с профилем, выполненным японскими исследователями в 1968 г. на НИС «Хакухо Мару» в пределах северо-западной части Тихого океана (рейс КН 68-3) [67]. Учитывая, что в последующее геоплотностное моделирование будут вовлечены блоки с минимальными линейными размерами, как правило превышающими 5—10 км, окончательный шаг дискретизации наблюдений по профилю принят равным 10 км. Это составило 306 расчетных точек.

Априорный плотностной разрез геотраверса (см. рис. 1, Б) построен на глубину 250 км (для более глубоких горизонтов мантии сейсмологические данные отсутствуют), а по

материали — на 3500 км. Рельеф морского дна регистрировался одновременно с гравиметрическими определениями. Подошва земной коры построена по обобщенным данным ГСЗ и по результатам анализа осредненных аномалий Буге [1, 3, 14, 19, 27, 48, 62, 64, 68]. Границы раздела в нижележащей мантии приняты по материалам японских сейсмологов (эксперименты Лонгшот 2, 4, 5, 6) и по опубликованным в 1984 г. результатам советских исследований по сверхглубокому сейсмическому зондированию литосферы и астеносферы с использованием землетрясений и пневматических излучателей большой мощности [48, 57—59]. Скоростные колонки, полученные в результате этих исследований, представлены на рис. 1, Г.

За априорную плотность земной коры принято среднее значение, установленное для района исследований, из соотношения $\sigma = f(V_p)$, по Дж. Нейфу и С. Дрейку [66]. Априорные плотности в нижележащей мантии получены пересчетом продольной сейсмической скорости в плотность по эмпирическим зависимостям С. С. Красовского [31] и М. П. Воларовича [12]. Результаты расчетов по этим зависимостям хорошо согласуются между собой для глубин более 20 км. Для последующего геоплотностного моделирования принималось среднее из двух пересчетов, причем с поправкой на барические условия на глубине. На рис. 1, В приведен фрагмент априорного плотностного разреза земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса, где плотности пересчитаны из сейсмических скоростей без учета высокого

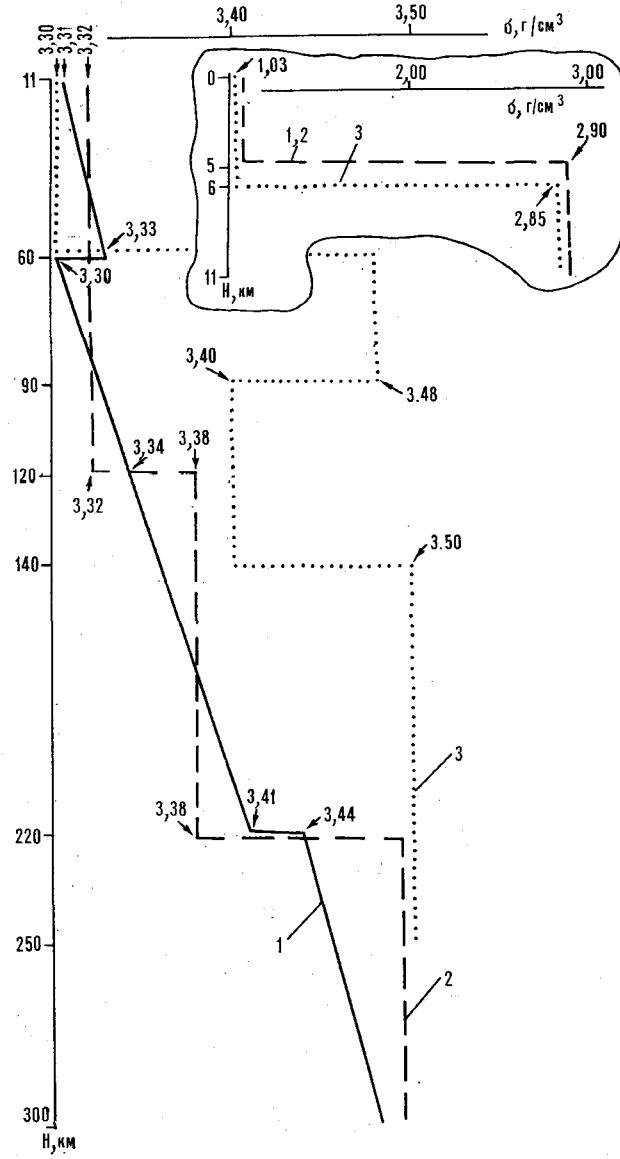


Рис. 2. Нормальная и априорная плотностные колонки геотраверса.

1 — нормальная плотностная колонка, соответствующая графику нормального распределения плотности для океанической котловины (по В. Г. Козленко [22]); 2 — то же, без градиента плотности между границ раздела; 3 — априорная плотностная колонка на $X = 1600$ км профиля.

всестороннего давления на глубине. В одном из вариантов геоплотностного моделирования этот разрез будет использован.

В априорный плотностной разрез в целях наибольшей возможности для проявления вероятных плотностных неоднородностей включены все сейсмические границы раздела. На данном этапе исследований земная кора представлена одним слоем.

Пределы возможного изменения плотностей в процессе моделирования для земной коры и верхней мантии (до глубин 60 км) априорно установлены авторами ($\pm 0,15$ г/см³), так как

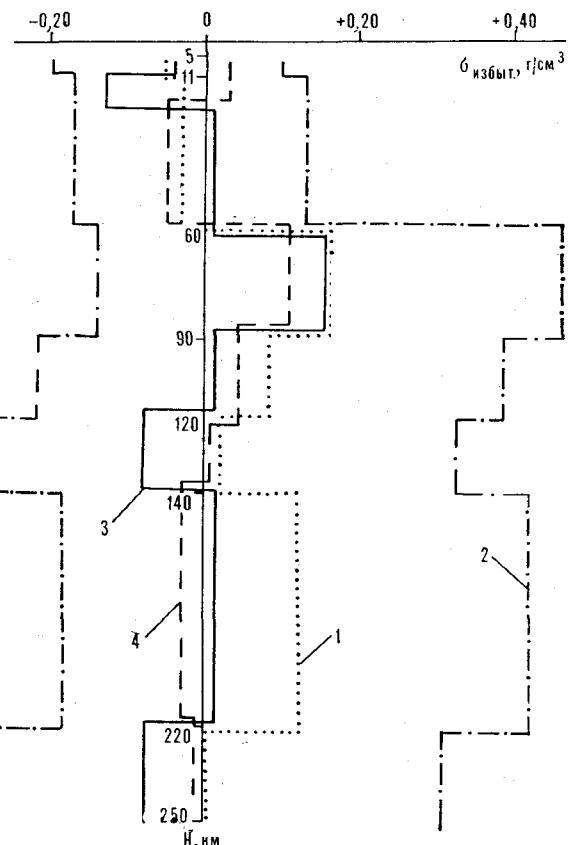


Рис. 3. Априорная и рассчитанные аномальные плотностные колонки геотраверса. Вариант I.

1 — априорная аномальная плотностная колонка на $X = 1600$ км профиля; 2 — ограничения на возможные вариации плотности; 3 — рассчитанная аномальная плотностная колонка в районе максимальных аномальных значений поля (рис. 6, $X = 1600$ км); 4 — то же, в районе минимальных аномальных значений поля (рис. 6, $X = 3550$ км).

такие пределы полностью перекрывают возможные ошибки пересчета скорости в плотность, приведенные в [31]. Пределы возможного изменения плотностей при геоплотностном моделировании для нижележащих слоев мантии априорно установлены ($\pm 0,30$ г/см³), они полностью перекрывают весь диапазон изменения плотности в разрезе геотраверса, что дает возможность в процессе и по результатам моделирования сократить число плотностных границ, ненадежно априорно построенных. Такие пределы возможного изменения плотности приближаются к самым широким соотношениям плотности и скорости, проводимым в [32].

Так как аномалии Фая вызваны геологическими объектами, имеющими аномальную плотность по отношению к ее распределению в нормальной плотностной модели Земли [41], то, прежде чем согласовывать тем или иным способом априорный плотностной разрез геотраверса с аномальным гравитационным полем, необходимо разрез перевести в избыточные (аномальные) плотности по отношению к значениям нормального распределения плот-

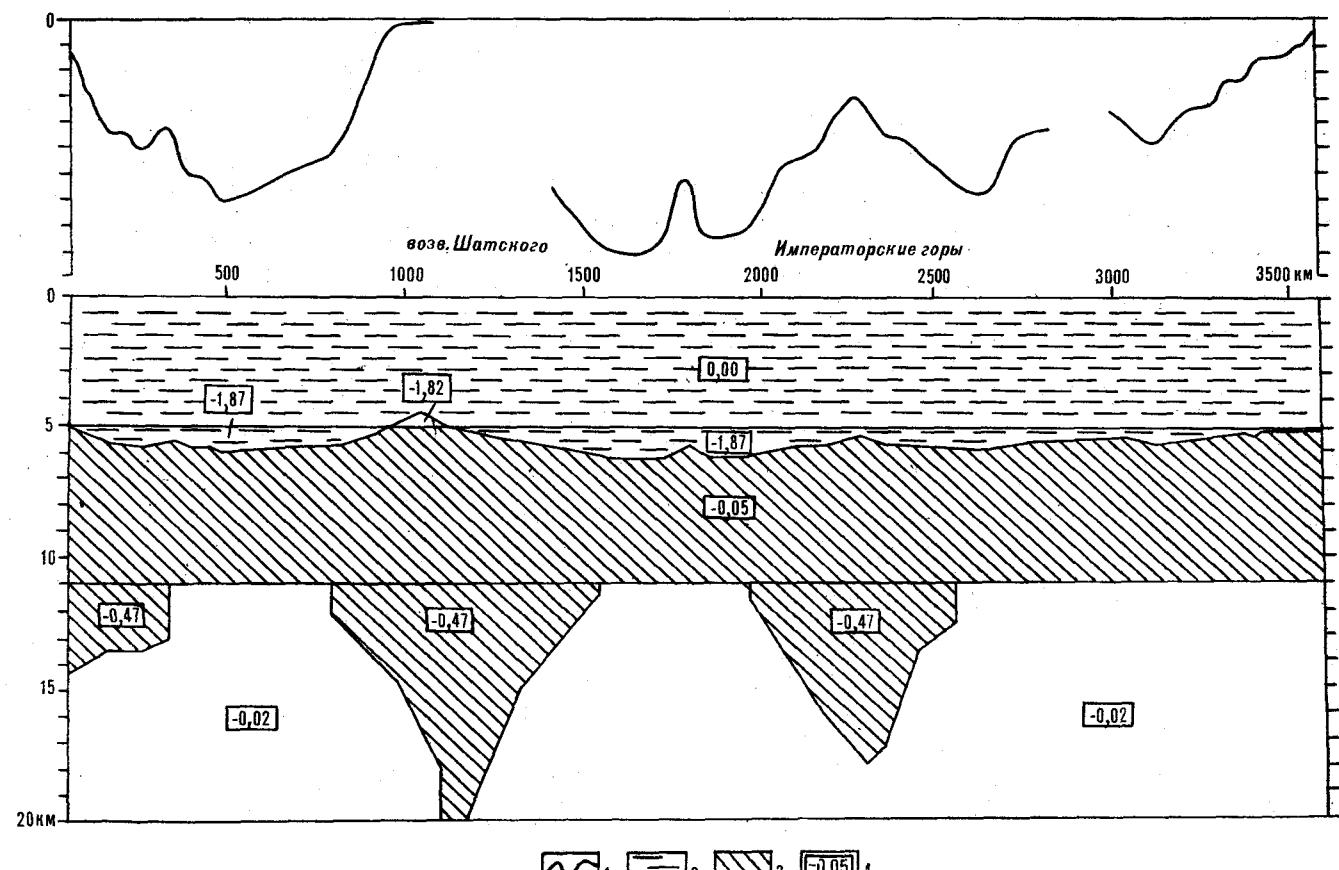


Рис. 4. Априорный аномальный плотностной разрез земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса (глубина 0—20 км).

1 — гравитационный эффект слоя воды, который исключается из наблюдаемой кривой; 2 — слой воды, который исключается из моделируемого плотностного разреза; 3 — земная кора; 4 — априорные избыточные плотности по отношению к значениям нормального распределения плотности, $\text{г}/\text{см}^3$.

ности. За последнее принят график нормального распределения плотности океанической котловины, построенный В. Г. Козленко [22]. На рис. 2 нормальная плотностная колонка для океанической котловины модифицирована из градиентно-слоистой в слоисто-однородную, так как дальнейшее геоплотностное моделирование выполняется в рамках блоково-слоисто-однородной модели [20].

Из априорной плотностной колонки геотраверса (см. рис. 2), соответствующей вертикальному распределению плотности на $X = -1600$ км профиля, путем вычитания значений нормального распределения плотности построена априорная аномальная плотностная колонка геотраверса (рис. 3). Аналогичным образом получен в целом априорный аномальный плотностной разрез геотраверса (рис. 4, 5). Обращает на себя внимание весьма нежелательное следствие выполненного построения для последующего моделирования — априорный плотностной разрез усложнился (число плотностных границ раздела увеличилось в два раза).

Из рис. 3 видно, что априорная аномальная плотностная колонка геотраверса является заметно нескомпенсированной относительно нормальной колонки. Избыточные массы превышают относительные разуплотнения. Общая нескомпенсированность априорной плотностной колонки по отношению к нормальной составляет $+2\%$. В силу этого возникает еще одно условие последующего согласования априорного плотностного разреза с аномальным полем. Подбор разреза должен быть осуществлен так, чтобы нескомпенсированность избыточных масс и относительных разуплотнений была минимальной, а на участках иулевых значений аномального поля — близкой к нулю. Другими словами, рассчитанный (подобранный) плотностной разрез должен не только удовлетворять комплексу сейсмических и гравиметрических наблюдений, но и быть, по возможности, изостатически уравновешенным [5].

Результаты дальнейшей детализации геометрии плотностного разреза представлены на рис. 6. Здесь учтены следующие факторы параметризации, определившие число и горизон-

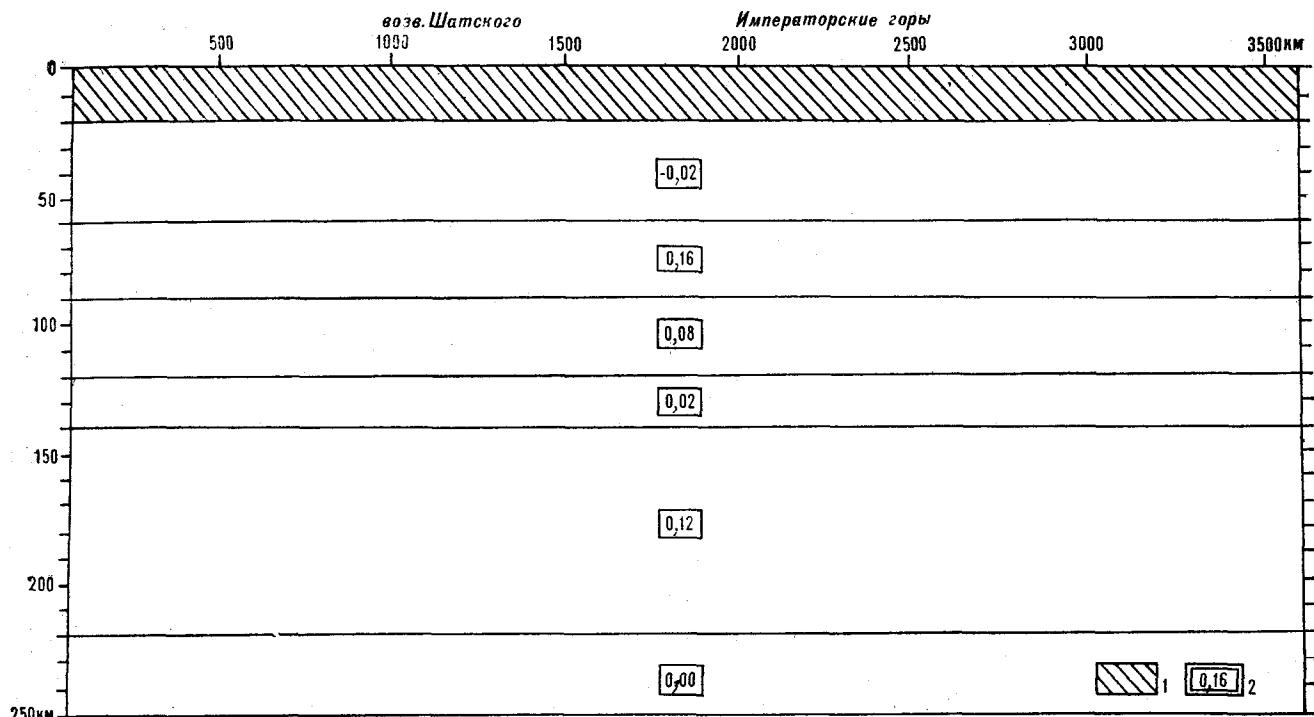


Рис. 5. Априорный аномальный плотностной разрез верхней мантии вдоль геотрассы (глубина 20—250 км). 1 — слой воды, земная кора и подкоровый слой до глубины 20 км; 2 — априорные избыточные плотности по отношению к значениям нормального распределения плотности, г/см³.

тальную мощность выделяемых блоков: 1) степень кривизны плотностных границ раздела, в том числе морского дна; 2) аномальные особенности разного порядка в наблюденной кривой; 3) морфологические особенности морского дна разного порядка; 4) геоморфологические особенности подошвы земной коры; 5) более обобщенная аппроксимация нижней части разреза; 6) технические характеристики тех вычислительных средств, которые будут привлечены для геоплотностного моделирования. В результате такой детализации исходный разрез представлен 269 элементарными блоками с заданными в них априорными аномальными плотностями.

Краевое наращивание разреза (или «нормальное дополнение разреза вправо и влево» [35]) в рамках принятого на данном этапе моделирования методического принципа [41] не требуется, так как в этом случае дополнением разреза вправо и влево является нормальная плотностная колонка.

О рельфе морского дна имеется достаточно надежная информация, плотность морской воды не требует уточнения, поэтому вычисляется эффект слоя морской воды (см. рис. 4) и исключается из аномалии Фая (см. рис. 6). Естественно, что в последующем слой воды не участвует в плотностном моделировании. Это обеспечивает более благоприятные условия для моделирования, так как после «исключения из-

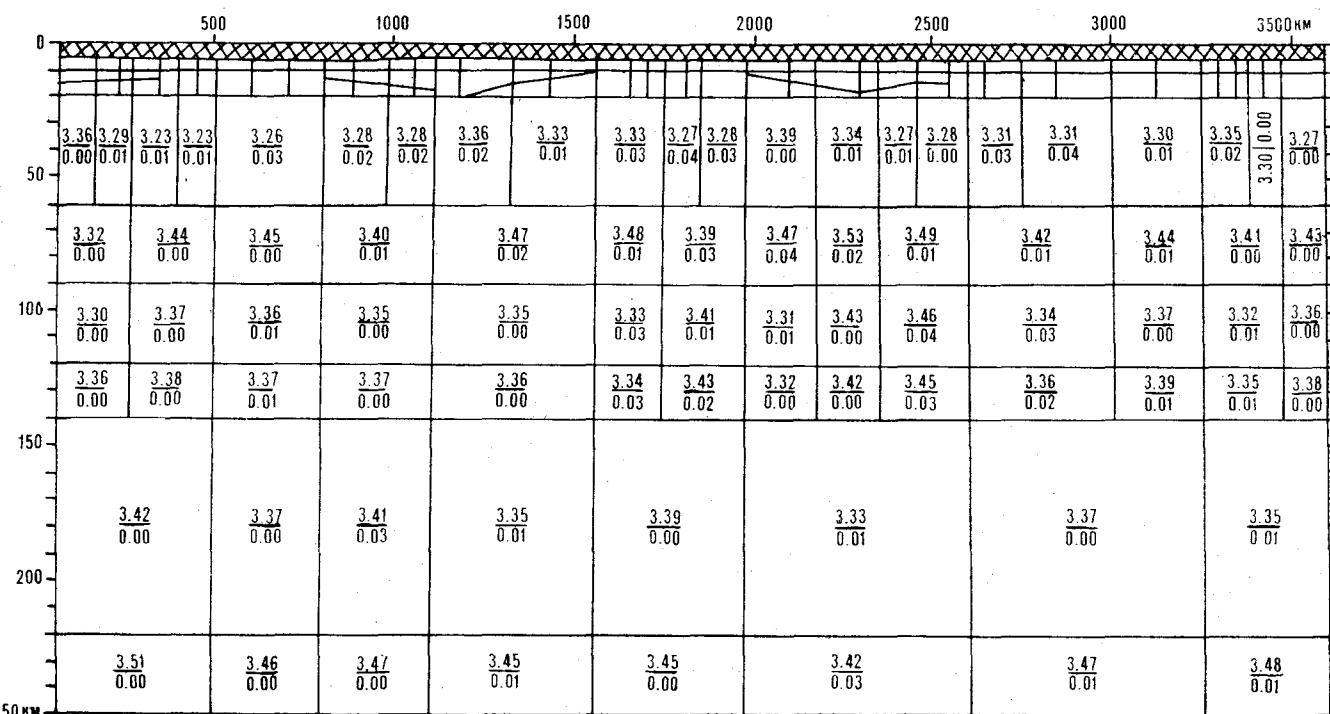
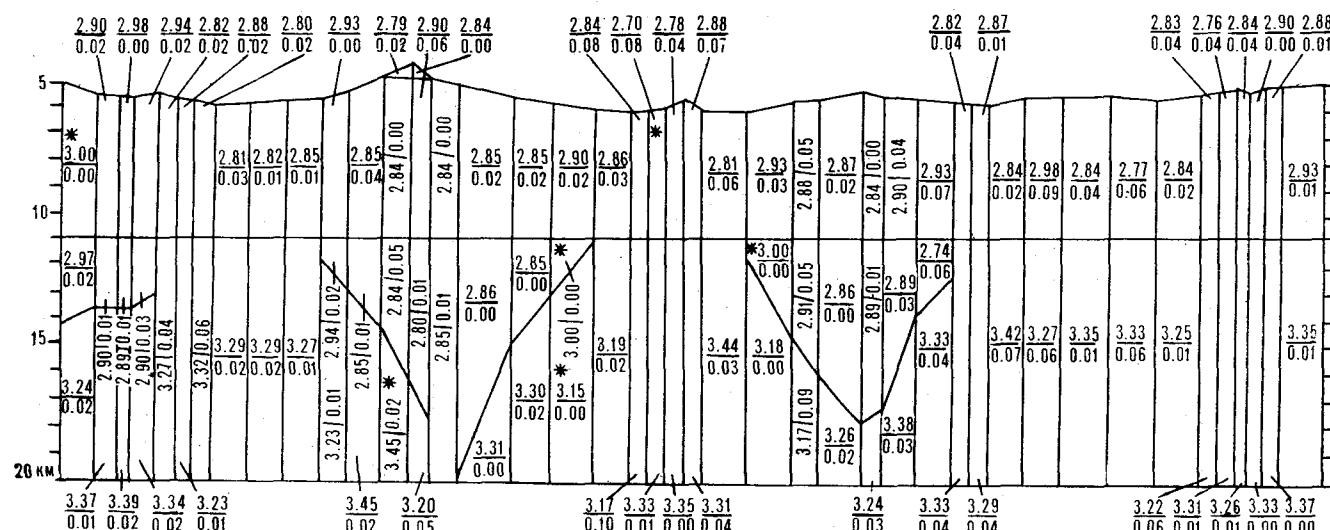
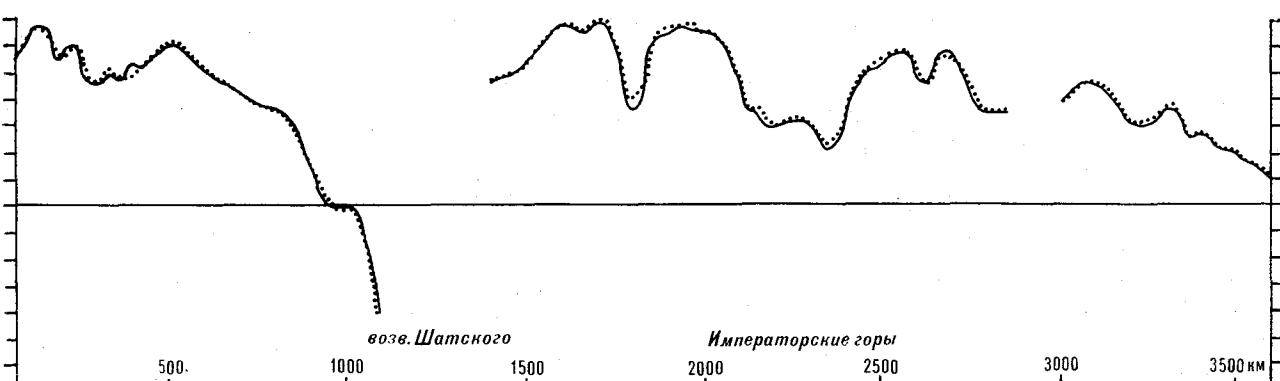
вестного» [43, 44] (слоя воды) плотностной разрез сократился до 185 аппроксимирующих блоков. Такая операция в начале интерпретации может ослаблять действие «компенсационных эффектов», представляющих основную трудность в интерпретации реальных аномалий [44].

Для интерпретации гравитационного поля авторами используются дополнительные исходные данные (сейсмических исследований) поверхности резкого изменения скоростных параметров $fV_i(x, y)$, а также зависимости $\sigma_i(x, y) = \sigma(V_{pi}(x, y))$ [12, 31, 66]. Получается частная задача комплексной интерпретации гравитационного и сейсмического методов в рамках так называемой модели «U» [17], являющаяся важнейшей на начальном этапе развития методов комплексной интерпретации гравитационного поля и сейсмических наблюдений [16, 17].

Модель «U» предполагает, что совпадают параметры плотностной и скоростной моделей среды, т. е.

$$f\sigma_i(x, y) = fV_i(x, y), \quad (1)$$

а между численными значениями скорости и плотности существует устойчивая зависимость. Однако не каждая граница в сейсмическом разрезе является гравитационно-активной, а по зависимости $\sigma(V)$ можно получить верхнюю и



1 2 3 4 5

нижнюю оценки плотности

$$\sigma_j^B \leq \sigma_j(V) \leq \sigma_j^H. \quad (2)$$

Задача комплексной интерпретации заключается в определении σ_j , удовлетворяющем функционалу

$$\|\Delta g_{\text{изм}} - \Delta g_{\text{выч}}[\sigma_j f \sigma_j(x, y)]\| \leq \varepsilon_g \quad (3)$$

при соблюдении условий (1), (2).

ЧИСЛЕННЫЙ МЕТОД ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Количественное решение задачи (1—3) предложено реализовать методами математического программирования [42], позволяющими в количественной мере учитывать априорные ограничения на неизвестные и включать их в процесс решения обратной задачи гравиметрии. Поэтому использование математического программирования может рассматриваться как один из возможных способов количественной комплексной интерпретации различных геолого-геофизических данных.

Учитывая принципиальные трудности решения обратной задачи гравиметрии — неоднозначность и неустойчивость — без использования в количественной мере модельных представлений (по сейсмическим данным) об основных границах раздела в земной коре и верхней мантии и априорной информации о распределении плотностей, получение каких-либо новых надежных сведений о распределении плотностей только по наблюденному гравитационному полю было бы невозможным. На это указано многими исследователями [23, 31, 32, 35, 43, 46, 47 и др.].

Итак, математическое программирование оказывается ценным средством для построения геоплотностных моделей. На это первым обратил внимание С. В. Шалаев и применил линейное программирование в разведочных задачах [56]. Из содержания последней работы следует, что линейное программирование не дает уверенных результатов при большом количестве вычисляемых параметров, а при наличии погрешностей в исходных данных резко повышается величина ошибки решений. Здесь же высказан интерес к квадратичной мере приближения, которая приводит к нелинейным задачам относительно искомых параметров. Поиск минимума такого приближения должен осуществляться методами нелинейного програм-

мирования. Однако было указано, что нелинейное программирование является сложным и недостаточно разработанным разделом математического программирования.

До появления работы В. И. Старostenко [40] алгоритмы квадратичного и собственно нелинейного программирования для решения задач гравиметрии практически не рассматривались. В монографии [40] впервые убедительно показаны большие возможности квадратичного программирования как средства построения геоплотностных моделей. Эта работа и стимулировала разработку комплекса программ для ЕС ЭВМ [20], в котором в технологическом виде реализован алгоритм квадратичного программирования. Для выполнения интерпретационных исследований по геотраверсу Япония — возвышенность Шатского — Императорские горы — Гавайи используется названный комплекс программ. Здесь задача квадратичного программирования формулируется так:

$$f(x) = \|Ax - b\|^2 + \alpha_p \|x - x_0\|^2 = \min \quad (4)$$

при

$$x^B \leq x \leq x^H, \quad (5)$$

где A — линейный оператор, описывающий геометрию разреза; b — наблюденные величины поля, содержащие погрешность среднеквадратической меры; x — искомые значения плотностей в заданных априорных ограничениях x^B , x^H ; x_0 — априорное приближение искомых плотностей; α_p — параметр регуляризации, по А. Н. Тихонову.

Для решения задачи (4)–(5) применен метод сопряженных градиентов в обобщении В. И. Старostenко [40]. Развернутая формулировка задачи квадратичного программирования и особенности реализации алгоритма наиболее полно воспроизведены в [30].

Полезно рассмотреть состояние применения математического программирования за рубежом. Формулировка задачи (4)–(5) идеино близка постановке задачи Н. Фишером и Л. Говардом [63]:

$$\min [\|Ax - b\|_2^2 + \Phi^2 \|Cx\|_2^2], \quad I \leq x \leq U - n, \quad (6)$$

где I и $U - n$ — векторы нижней и верхней границ x ; Φ — демпфирующая константа; Cx — компоненты решения x в диапазоне от Ax_{k+1} до Ax_n .

Эффект демпфирующего члена $\Phi^2 \|Cx\|_2^2$ заключается в сокращении тех векторов, зна-

Рис. 6. Рассчитанная плотностная модель земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса. Вариант I. (Приведение модельного поля к нормальному уровню осуществлено по способу использования кривых нормального распределения плотности; рассчитанные избыточные плотности переведены в абсолютные значения.)

1 — кривая гравитационного поля в редукции Фая после исключения эффекта слоя воды; 2 — гравитационный эффект рассчитанного плотностного разреза земной коры и верхней мантии; 3 — слой воды; 4 — аппроксимирующие блоки земной коры и подкорового слоя (глубина до 20 км); 5 — аппроксимирующие блоки земной коры и верхней мантии; абсолютные значения рассчитанных плотностей (в числителе) и вероятные ошибки их определения (в знаменателе), г/см³. Звездочки помечены значения плотности, определенные на предельных ограничениях (то же на рис. 7).

чения которых ниже порогового индекса. Пороговый индекс k выбирается так, чтобы для $j = k + 1, \dots, n$

$$Ax_j \approx 0, \quad (7)$$

т. е. путем введения демпфирующего члена делается попытка исключить те распределения массы, которые дают пренебрежительно-малые эффекты на поверхности и геологически нереальны. Для минимизации квадратичной функции (6) Н. Фишер и Л. Говард применили Fletcher-Jackson метод (1974 г.).

Отличительной чертой постановки Н. Фишера и Л. Говарда является условие монотонного увеличения плотности с глубиной:

$$X_k \leq X_{p+k} \leq X_{2p+k} \leq X_{(q-1)p+k}, \quad (8)$$

где $k = 1, \dots, p$; p — число прямоугольных аппроксимирующих элементов в одном слое; q — число слоев в плотностном разрезе. Эти авторы считают, что общая ситуация в геологии характеризуется ростом плотности с увеличением глубины. Последнее требование они учитывают изменением переменных x и связанным с этим изменением границ I и U так, чтобы в каждой плотностной колонке разреза имело место условие (8). Мы же этого не делаем, априорный разрез (см. на рис. 1, Б диапазон возможных вариаций плотностей) допускает возможность уменьшения плотности при увеличении глубины.

Н. Фишер и Л. Говард приводят пример построения методом квадратичного программирования геоплотностной модели осадочного бассейна, аппроксимированного 48 элементами. Результаты интерпретации истолковываются на уровне подтверждения идеи о поднятии основания, что явилось основной причиной максимума гравитационного поля. Практические результаты других авторов, например [61], не позволяют судить о возможностях реализованных ими алгоритмов. Это отмечено в обзоре по материалам зарубежных публикаций [33]. Здесь имеются в виду традиционный симплекс — алгоритм линейного программирования (система математического обеспечения 1 ВМ 360) и модифицированный симплекс — метод, разработанный для задач с двухсторонними ограничениями.

Тем не менее в зарубежных публикациях подчеркивается, что совместное применение определенной формы регуляризации и ограничений на параметры дает идеальный метод, представляющий большую ценность для решения обратной задачи гравиметрии. Геометрия разреза при этом должна строиться при помощи сейсмических методов и скважин [63].

В 1984 г. В. Н. Страховым и Т. В. Романюк опубликована работа [35, 47], где излагаются принципы и технология решения задачи восстановления плотности в земной коре и верх-

ней мантии по данным ГСЗ и гравиметрии, в основу формулировки которой положена задача комплексной интерпретации (1) — (3). Используется параметрическое описание среды «симплекс-элементами» (треугольниками) переменной плотности, а фоновая компонента наблюденного и модельного полей подавляется с помощью линейной трансформации. Задача восстановления плотности среды сводится к решению условно экстремального условия:

$$\alpha_\sigma \Omega + F = \min x = (\sigma, \Delta\sigma), \quad (9)$$

$$F(x) = \| T(\Delta g^{\text{набл}}(x)) - T(\Delta g^{\text{мод}}(x)) \|^2 = \varepsilon_g^2, \quad (10)$$

$$\sigma^u \leq \sigma \leq \sigma^d, \quad (11)$$

$$P^u \leq P \leq P^d, \quad (12)$$

$$\Delta\sigma^u \leq \Delta\sigma \leq \Delta\sigma^d, \quad (13)$$

где Ω — функционал-стабилизатор (квадратичная функция от искомых компонент вектора σ , $\Delta\sigma$, описывающих их плотность и скачки плотности); P — вектор градиентов плотности; $T(\Delta g^{\text{набл}}(x))$, $T(\Delta g^{\text{мод}}(x))$ — трансформации наблюденного и модельного полей.

Задача квадратичного программирования (9) — (13) решается методом Франка и Вольфа.

В отличие от формулировки задачи (4) — (5), используемой авторами настоящей статьи, В. Н. Страхов и Т. В. Романюк предлагают строить блоково-слоисто-градиентные модели. При этом накладываются ограничения на вариации градиента плотностей внутри «микроблоков» (12) и требование монотонности изменения плотности внутри «макроблоков» (13). Необходимым условием (10) решения задачи является априорное задание величины нормы невязки — ε_g^2 .

В. Н. Страховым и Т. В. Романюк задача построения геоплотностей сильно формализована. Их работа [35, 47] насыщена важными и четко сформулированными идеями и приемами построения региональных геоплотностных моделей, в количественной форме охарактеризована степень трудности решения задачи восстановления плотности в земной коре и верхней мантии по сейсмическим и гравиметрическим данным. Однако авторы ограничились расчетами на серии модельных примеров.

Имитировались достаточно сложные геоплотностные модели, ограниченные глубиной 40—50, а по латерали 200—800 км. При этом в «наблюденное» поле вносились помехи различного характера. В. Н. Страховым и Т. В. Романюк установлено, что применение ограничений (11) — (13) резко повышает устойчивость решения [35].

Итак, использование алгоритма квадратичного программирования в качестве численного метода построения геоплотностных моделей

позволяет выполнять количественную комплексную интерпретацию сейсмических и гравиметрических данных и получать весьма устойчивые результаты по полю, осложненному случайными и систематическими помехами. В настоящей работе показан в «действии» современный алгоритм, «основанный на глубоком и тонком... математическом аппарате» [45]. Авторы надеются восполнить недостаточность использования точности математических расчетов в геотектонических построениях, где имеет место «явное преобладание словесных моделей над математическими» [9].

ВАРИАНТЫ ГЕОПЛОТНОСТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Вариант I. Вычисленный гравитационный эффект от априорного аномального плотностного разреза земной коры и верхней мантии (см. рис. 4, 5) оказался несогласованным с кривой гравитационного поля в редукции Фая (после исключения эффекта слоя воды) более чем на 500 мГл. Вычисленный аномальный эффект превысил остаточную аномальную кривую на сотни миллигаль вдоль профиля.

В результате оптимизационных расчетов, т. е. решения задачи квадратичного программирования (4) – (5), необходимо найти такое плотностное распределение, которое укладывается в указанный интервал возможных вариаций ($\pm 0,15 \div 0,30 \text{ г}/\text{см}^3$) относительно априорного. При этом несогласованность по полю необходимо свести к оптимальной среднеквадратической мере, т. е. к величине примерно $\pm 1,5 \div 2,0 \text{ мГл}$.

Решение задачи выполнено при $\alpha_p = 100$. Рассчитанное плотностное распределение, переведенное в абсолютные значения (путем прибавления значений нормального распределения плотности), приведено на рис. 6. Лишь в 6 из 185 аппроксимирующих блоков (т. е. 3%) плотности определились на предельных ограничениях. При этом невязка по полю составила $\pm 1,4 \text{ мГл}$. Таким образом, рассчитанная плотностная модель является адекватной комплексу сейсмических и гравиметрических данных.

Кроме того, рассчитанный аномальный плотностной разрез хорошо скомпенсировался по общей массе относительно нормальной плотностной колонки. На рис. 3 приведены рассчитанные аномальные плотностные колонки. В районе максимальных положительных аномальных значений поля (см. рис. 6, $X = 1600 \text{ км}$) превышение избыточных масс по отношению к относительным разуплотнениям уменьшилось в семь раз. Нескомпенсирован-

ность плотностной колонки рассчитанного разреза по отношению к нормальной составила $+0,3\%$. В районе минимальных аномальных значений поля (см. рис. 6, $X = 3550 \text{ км}$) такая нескомпенсированность составила $0,006\%$.

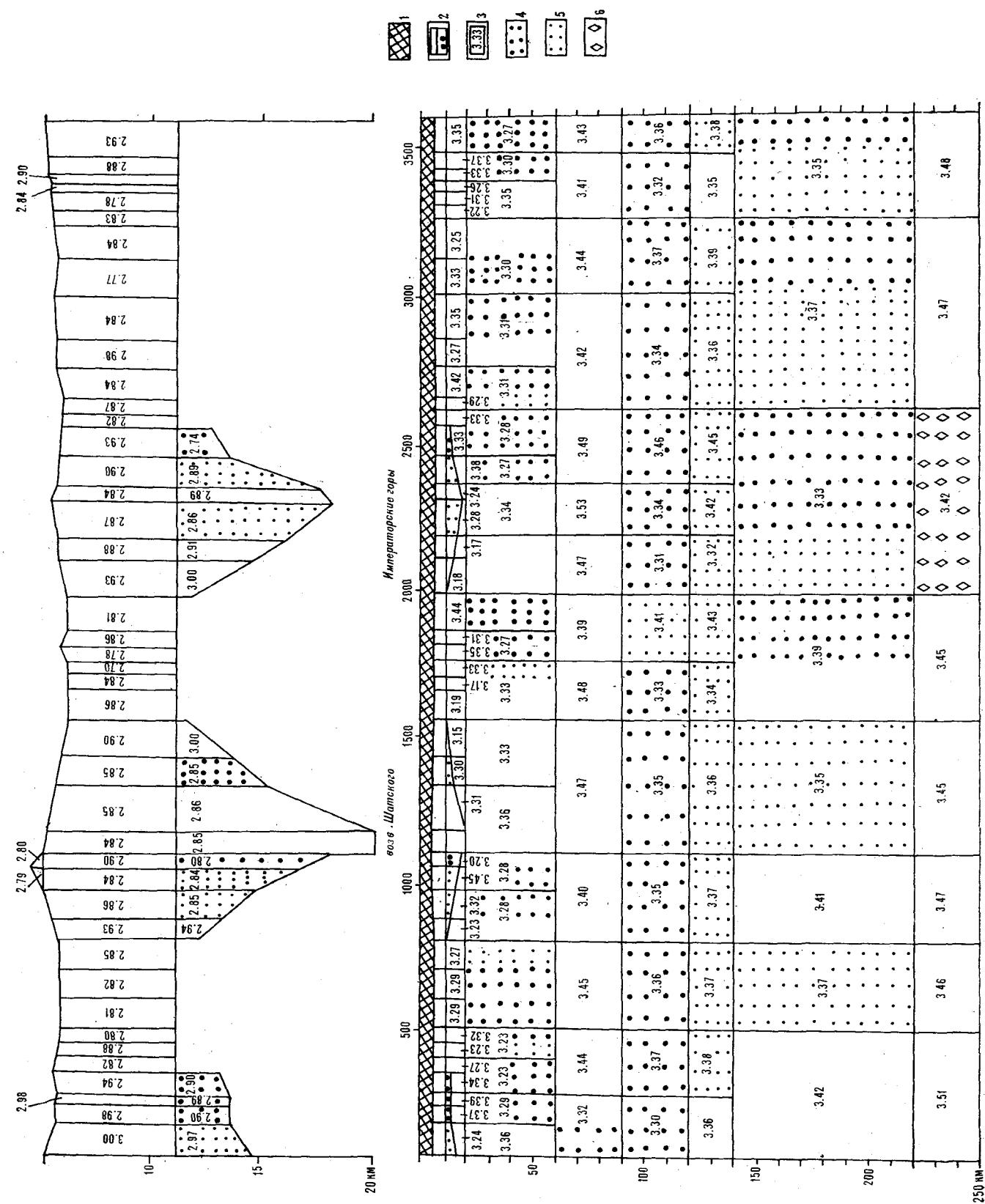
В соответствии с принципиальной схемой решения обратной задачи [20] для данного варианта геоплотностной модели геотраверса строилась теоретическая модель, имитирующая плотностной разрез земной коры и верхней мантии, а также гравитационное поле вдоль профиля. Решение обратной задачи на имитационной модели позволило оценить вероятную ошибку полученного плотностного распределения для этого варианта. Вероятные ошибки рассчитанных плотностей для каждого аппроксимирующего блока приведены на рис. 6.

Ошибка решения для плотностного разреза в целом имеет величину $\pm 0,030 \text{ г}/\text{см}^3$, причем для 105 блоков земной коры и подкорового слоя (до глубины 20 км) она составила $\pm 0,036 \text{ г}/\text{см}^3$, а для 80 блоков нижележащей мантии — $\pm 0,017 \text{ г}/\text{см}^3$.

Присутствие параметра регуляризации α_p в функционале (4) — это подход максимально осторожного уточнения априорно заданной модели [44]. Такой подход рекомендуется, когда имеется очень много априорной информации об искомом решении, и, по существу, поиск выполняется относительно небольшой вариацией нулевого приближения x_0 , «синтезировавшего всю априорную информацию» [44]. С априорными данными по геотраверсу положение иное — здесь допускаются широкие вариации относительно x_0 . Следовательно, чтобы убедиться, что получаемое решение не насищенно предопределено регуляризирующим членом $\alpha_p \|x - x_0\|^2$, желательно выполнить решение обратной задачи при $\alpha_p = 0$.

Такой контрольный просчет был выполнен для данного и последующих вариантов плотностной модели геотраверса. Полученное плотностное распределение оказалось отличным от решения при $\alpha_p = 100$ не более чем на $0,01 \text{ г}/\text{см}^3$ (для отдельных аппроксимирующих блоков). При этом невязка по полю составила $\pm 1,4 \text{ мГл}$.

Полученные результаты свидетельствуют о слабом влиянии α_p на решение обратной задачи. Это отмечалось и ранее [30]. Однако сохраним и далее регуляризованную постановку задачи (4), так как опыт других исследователей [35] показывает, что регуляризация повышает точность решений. К тому же это не приводит к заметным изменениям вычислительных затрат: стабилизация (минимум) функционала (4) при невязке $\|Ax - b\|^2$, соответствующей уровню ошибки наблюденного поля, наступает примерно через равное число итераций как при $\alpha_p = 0$, так и при $\alpha_p \neq 0$.



При построении региональных геоплотностных моделей, отличающихся дефицитом априорной информации, мы, как правило, принимаем $\alpha_p = 100$. Опыт [30] показывает, что чрезмерное увеличение α_p (например, до 1000) затрудняет достижение требуемой «невязки» модельного и наблюденного полей.

В настоящее время и структурный, и динамический аспекты при исследованиях коры и верхней мантии Земли принято рассматривать в неразрывной связи с распределением и особенностями астеносферных слоев или зон [2, 4, 7, 10, 11, 13, 18, 24, 31, 34, 37–39, 49, 50–55 и др.]. Астеносферные слои и зоны мы отождествляем с областями относительного разуплотнения в рассчитанных плотностных разрезах [25, 26, 29, 30, 65]. Здесь прежде всего имеются в виду зоны разуплотнения в земной коре и верхней мантии, выделяемые по уменьшению плотности с глубиной на горизонтальных границах раздела. Поэтому первонаучальным этапом геолого-геофизического анализа рассчитанных плотностных разрезов является выделение и оконтуривание зон разуплотнения.

Результаты такого рода анализа для первого варианта рассчитанной плотностной модели геотраверса приведены на рис. 7. В земной коре и подкоровом слое (до глубины 20 км), уверенное выделение зон разуплотнения выполнено при уменьшении плотности на горизонтальной границе раздела на $0,04 \text{ г}/\text{см}^3$ и более, т. е. на величину, большую вероятной ошибки решения обратной задачи. Предполагаемые зоны разуплотнения здесь выделены по неизменности или уменьшению плотности на горизонтальной границе раздела на величину, меньшую $0,04 \text{ г}/\text{см}^3$. В нижележащей мантии уверенное выделение зон разуплотнения выполнено при уменьшении плотности на горизонтальной границе раздела на $0,02 \text{ г}/\text{см}^3$ и более, т. е. на величину, большую вероятной ошибки решения обратной задачи. Предполагаемые зоны разуплотнения здесь выделены по уменьшению плотности на горизонтальной границе раздела на величину, меньшую $0,02 \text{ г}/\text{см}^3$, или по увеличению плотности на величину, не большую $0,02 \text{ г}/\text{см}^3$.

Кроме того, под Императорскими горами в интервале глубин 220–250 км (подастено-

сферный слой?) в общем уверенно выделяется (по уменьшению плотности на вертикальных границах раздела на $0,03$ – $0,05 \text{ г}/\text{см}^3$) мощный разуплотненный блок. Выделение этой неоднородности уже на первоначальном этапе анализа представляется важным, так как этот «столб» разуплотненного вещества («глубинный мантийный диапир» [15]?, «восходящая горячая струя» [52]?) может послужить одной из важных отправных точек последующих геодинамических построений.

Необходимо, однако, заметить, что указанный аномальный элемент рассчитанного плотностного разреза при имитационном моделировании «получил» и аномально высокую (для мантийных блоков) ошибку восстановления плотности — $0,03 \text{ г}/\text{см}^3$. Поэтому желательные варианты геоплотностного моделирования, дающие другие доказательства уверенного выделения (не выделения) неоднородности в верхней мантии под Императорскими горами.

Вариант II. В этом варианте построения плотностной модели геотраверса принят априорный аномальный плотностной разрез земной коры и верхней мантии, для которого плотности пересчитаны из сейсмических скоростей без учета поправки на барические условия на глубине (см. рис. 1, B). Результаты такого вычислительного эксперимента могут показать, насколько важны (не важны) указанная поправка в эмпирических зависимостях $\sigma(V_p)$ [12, 31], а следовательно, и сами зависимости, используемые в рамках общей формулировки задачи комплексной интерпретации гравитационного поля и сейсмических наблюдений (1)–(3).

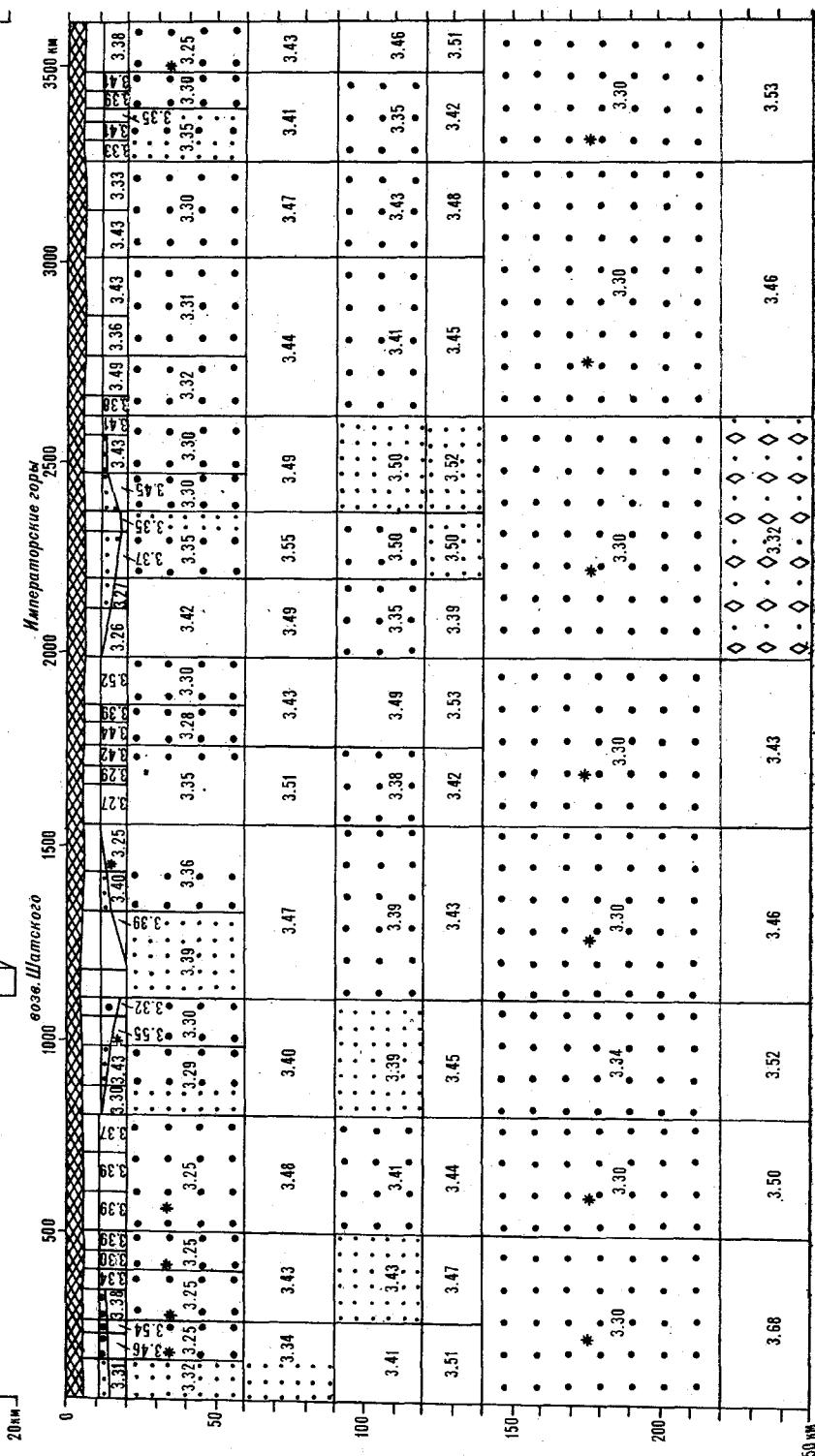
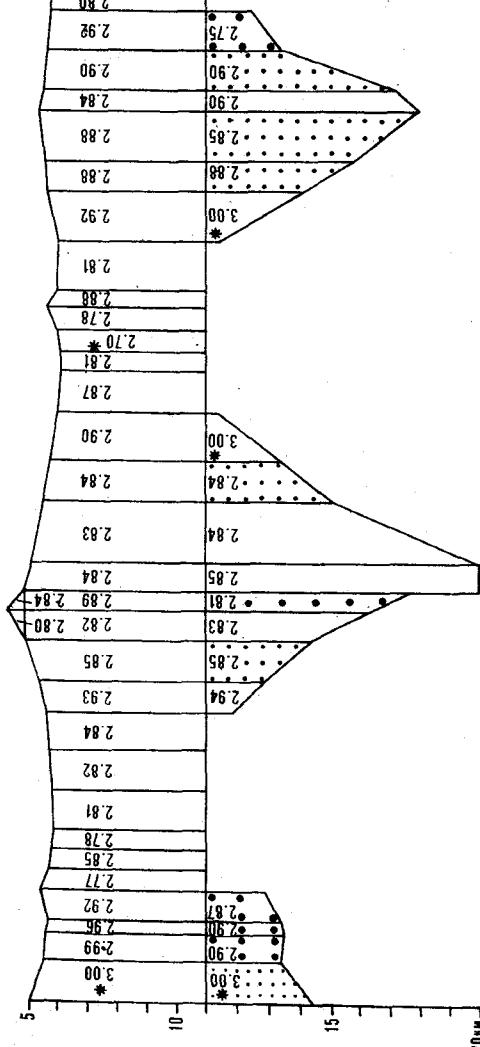
Вычисленный гравитационный эффект от априорного аномального плотностного разреза земной коры и верхней мантии не согласуется с полем в редукции Фая (за вычетом эффекта слоя воды) на $+1478,6 \text{ мГл}$, превышает остаточную аномальную кривую на 756 – 1612 мГл вдоль профиля. Отметим значительно большую несогласованность априорной модели по сравнению с первым вариантом.

Решение задачи выполнено при $\alpha_p = 100$; в результате невязка по полю составила $\pm 1,4 \text{ мГл}$. Рассчитанное плотностное распределение, переведенное в абсолютные значения плотностей, приведено на рис. 8. Лишь в

Рис. 7. Зоны разуплотнения в рассчитанном плотностном разрезе земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса. Вариант I. (Приведение модельного поля к нормальному уровню осуществлено по способу использования кривых нормального распределения плотности; рассчитанные избыточные плотности переведены в абсолютные значения.)

1 — слой воды; 2 — аппроксимирующие блоки земной коры; 3 — аппроксимирующие блоки земной коры и верхней мантии; указаны абсолютные значения рассчитанных плотностей, $\text{г}/\text{см}^3$; звездочкой помечены значения плотностей, оп-

ределенные на предельных ограничениях; 4 — зоны разуплотнения в земной коре и верхней мантии, выделенные по уменьшению плотности на горизонтальной границе раздела на величину, большую или равную $0,02 \text{ г}/\text{см}^3$ (верхняя мантия) и $0,04 \text{ г}/\text{см}^3$ (земная кора); 5 — зоны разуплотнения в земной коре и верхней мантии, выделенные по уменьшению плотности на горизонтальной границе раздела на величину, меньшую $0,02 \text{ г}/\text{см}^3$ (верхняя мантия) и $0,04 \text{ г}/\text{см}^3$ (земная кора), а также по увеличению плотности на горизонтальной границе раздела на величину, не большую $0,02 \text{ г}/\text{см}^3$ (верхняя мантия), и неизменности плотности на горизонтальной границе раздела (земная кора); 6 — зона разуплотнения в верхней мантии (подастеносферном слое?), выделяемая по уменьшению плотности на вертикальных границах раздела.



19 аппроксимирующих блоках (10%) плотности определились на предельных ограничениях. Если рассматривать эти 10% формально, то согласно принципиальной схеме [20] получено устойчивое решение. Однако из рис. 8 видно, что указанные 10% реально представляют более 30% от общего объема гравитирующих масс разреза. Достаточно сказать, что практически все плотности аппроксимирующих блоков слоя 140–220 км определились на предельных ограничениях. Поэтому это решение обратной задачи нельзя признать удовлетворительным.

Рассмотрена возможность «навязывания» полученного плотностного распределения за счет x_0 в регуляризующем члене $\alpha_p \|x - x_0\|$. Однако решение задачи при $\alpha_p = 0$ привело лишь к тому, что на предельных ограничениях определено уже 12% искомых параметров, включая ранее отмеченные. По-видимому, определяющую роль здесь играет не x_0 , а малоадекватные природным соотношениям x^b и x^w .

На рис. 9 приведена плотностная колонка ($X = 1600$ км профиля) рассчитанного плотностного разреза. Нескомпенсированность этой колонки по отношению к нормальной составляет $+0,04\%$.

Таким образом, получен плотностной разрез земной коры и верхней мантии, который удовлетворяет двум из главных условий: его гравитационное поле оптимально соответствует наблюденному; его уплотнения и разуплотнения приблизительно скомпенсированы относительно нормального распределения плотности. Выполнение третьего из главных условий — удовлетворение априорным ограничениям (сейсмическим и петрофизическим данным) — не может быть признано надежным. Это свидетельствует в пользу необходимости скрупулезного учета поправки за барические условия на глубине в эмпирических зависимостях $\sigma(V_p)$. Отступления от количественного комплексного использования сейсмических, гравиметрических и петрофизических данных приводят к количественно неприемлемым результатам. Полученный результат можно рассматривать лишь с качественных позиций.

И действительно, в первом приближении результаты первого и второго (см. рис. 7, 8) вариантов геоплотностного моделирования имеют много общего в оконтуривании зон разуплотнения. Кроме того, достаточно близкое распределение значений геоплотностей получено в земной коре и в интервале глубин 20–90 км. Во втором варианте четко проявился под Им-

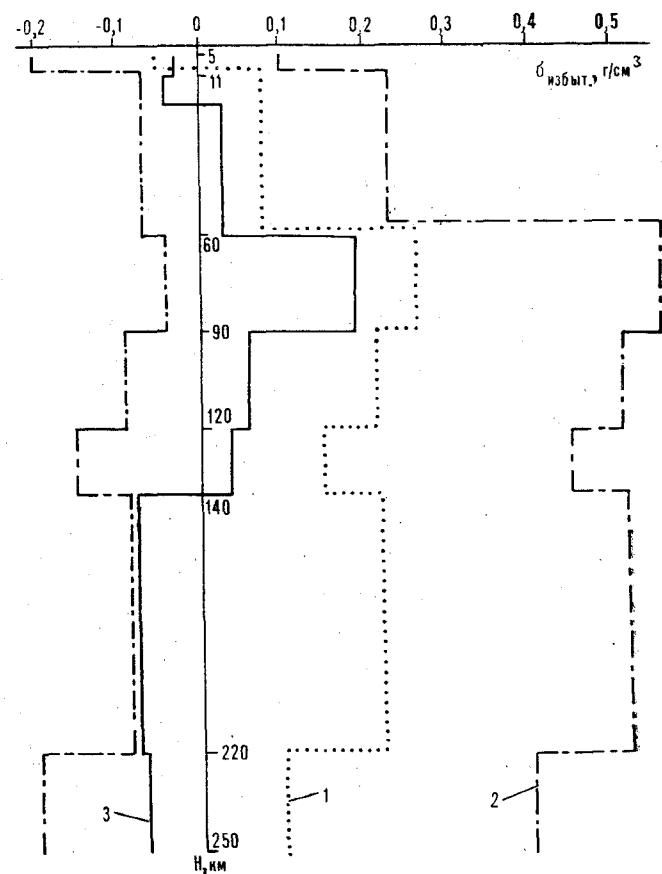
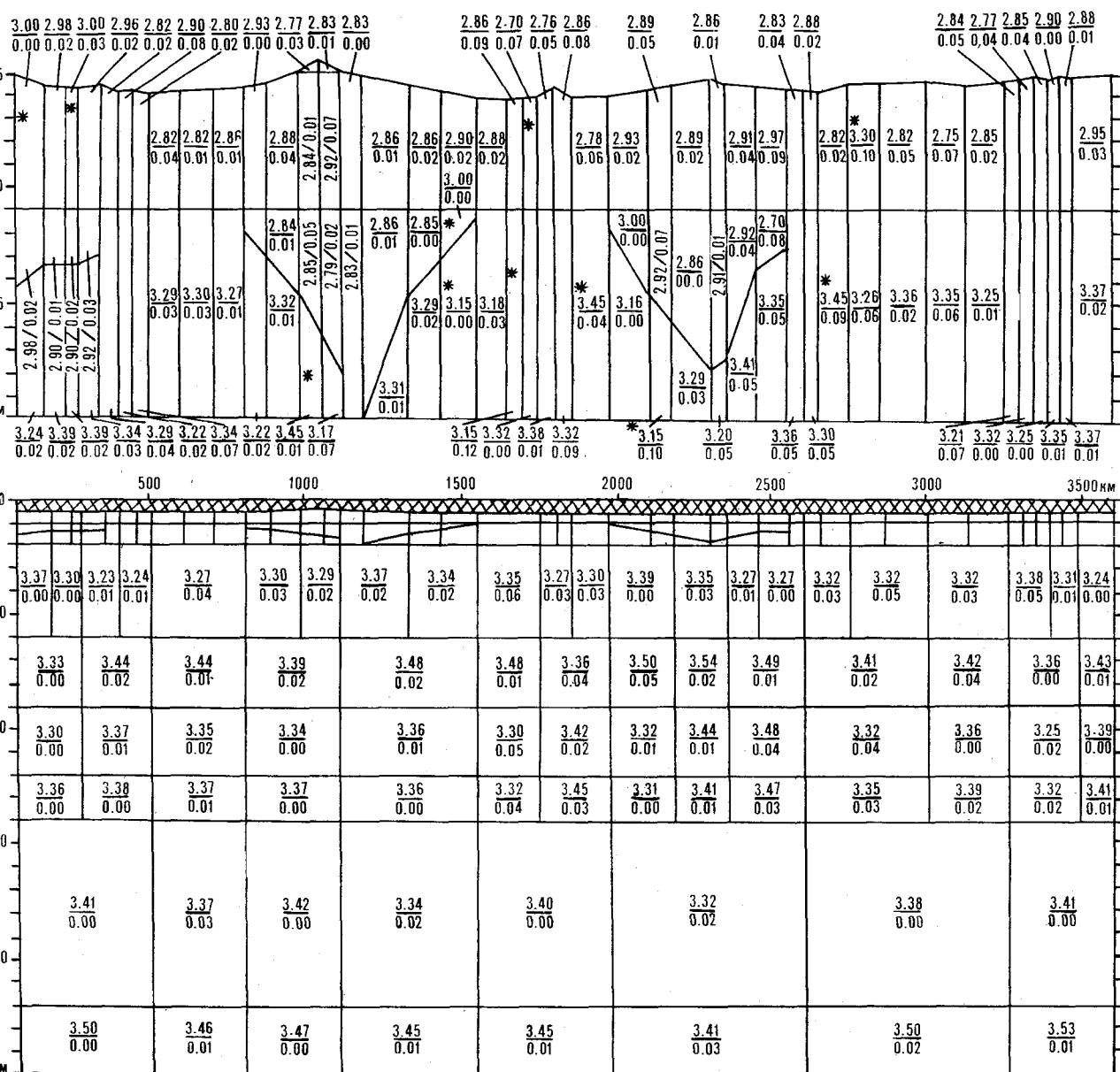
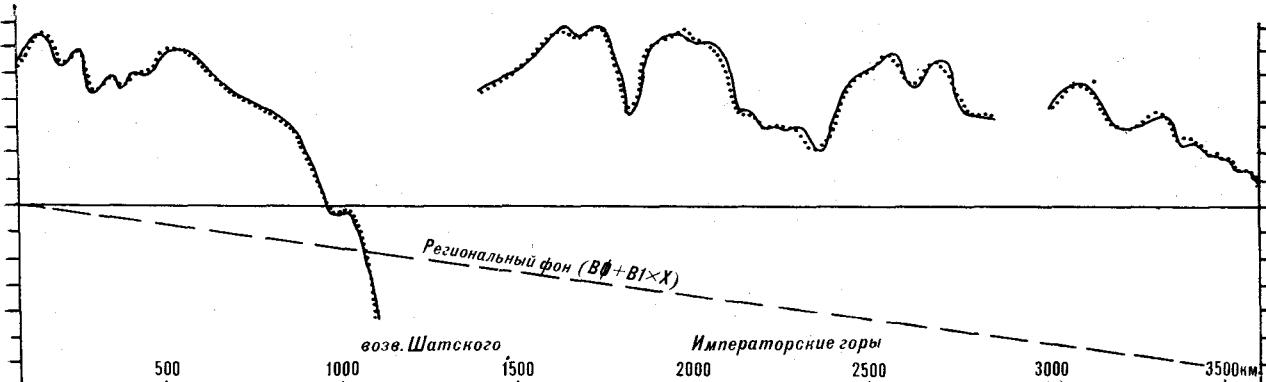


Рис. 9. Априорная и рассчитанная аномальные плотностные колонки геотраверса. Вариант II. (Априорный плотностной разрез построен без учета глубинных барических условий.) Усл. обозн. те же, что и на рис. 3.

ператорскими горами разуплотненный блок в подастеносферном (?) слое (степень контраста на вертикальных границах раздела достигла $0,11$ – $0,14$ г/см³). Теперь этот блок выделяется и по изменению плотности на горизонтальной границе раздела. Однако существенно отличное распределение значений геоплотностей получено в подкоровом слое, начиная с глубин 90 км вплоть до нижней кромки разреза.

Вариант III. Здесь принят априорный аномальный (в избыточных плотностях) разрез варианта I (см. рис. 4, 5). Однако приведение модельного поля к нормальному уровню, осуществленное по способу использования кривых нормального распределения плотности, является в этом варианте лишь приемом первого приближения. Затем оцениваются возможные

Рис. 8. Зоны разуплотнения в рассчитанном плотностном разрезе земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса. Вариант II. (Априорный плотностной разрез построен без учета глубинных барических условий — см. рис. 1. В; приведение модельного поля к нормальному уровню осуществлено по способу использования кривых нормального распределения плотности; рассчитанные избыточные плотности переведены в абсолютные значения.) Усл. обозн. те же, что и на рис. 7.



ошибки такого рода первого приближения $B\emptyset = 1,0 \pm 20,0$ мГл и наклонная составляющая фоновой компоненты поля $B1 = -0,010 \pm 0,015$ мГл/км, т. е. осуществляется параметризация возможного регионального фона линейным полиномом ($B\emptyset + B1 \times X$), который будет уточняться и автоматически учитываться в процессе решения обратной задачи [20]. (X — линейная координата вдоль профиля.) Необходимость такого варианта моделирования вызвана следующими обстоятельствами.

1. Нормальный плотностной разрез геотраверса, построенный в соответствии с графиком нормального распределения плотности [22], по отношению к которому отсчитаны избыточные плотности априорного плотностного разреза, может недостаточно точно соответствовать нормальной плотностной модели Земли, отвечающей за нормальное поле, по Гельмерту. Поэтому можно ожидать, что коэффициент $B\emptyset$, определенный в процессе решения обратной задачи, выявит такое возможное несоответствие, а затем будет автоматически введена нужная поправка.

2. Последние исследования [55] строения тектоносферы акватории Индийского океана методом сейсмогравитационного моделирования указывают на возможность заметного латерального изменения плотности ниже 250 км вплоть до переходного слоя к нижнейmantии (670 км). Здесь же дается объяснение планетарным аномалиям геопотенциала, имеющим еще более глубинную природу (по крайней мере, до 2900 км).

В рассматриваемой работе [55] строилась уравновешенная плотностная модель тектоносферы: ундуляции индийского минимума геопотенциала найдено объяснение с помощью трехслойной сферической модели нижней мантии, остальные региональные различия модельного и наблюденного полей объясняны нормальной плотностной моделью тектоносферы, вытекающей из концепции тектоники плит. Здесь латеральное изменение плотности в нормальной модели учтено с помощью серии опорных колонок, представляющих теоретическое распределение плотности океанической литосферы в зависимости от изменения ее возраста [36].

Из сказанного следует, что присутствие латеральной аномальной (по отношению к модели [22]) плотностной разнородности ниже моделируемых масс геотраверса возможно. Эта разнородность будет находить отражение в ано-

мальном поле вдоль профиля. Эффект ее не может быть устранен (либо предварительно оценен — параметризован) способами использования одномерной колонки нормального распределения плотности [22] и серии опорных колонок [36], так как глубже 250 км отличия распределения плотности в опорных колонках становятся незначительными [55]. Объемная плотностная модель мантии Тихого океана пока не построена.

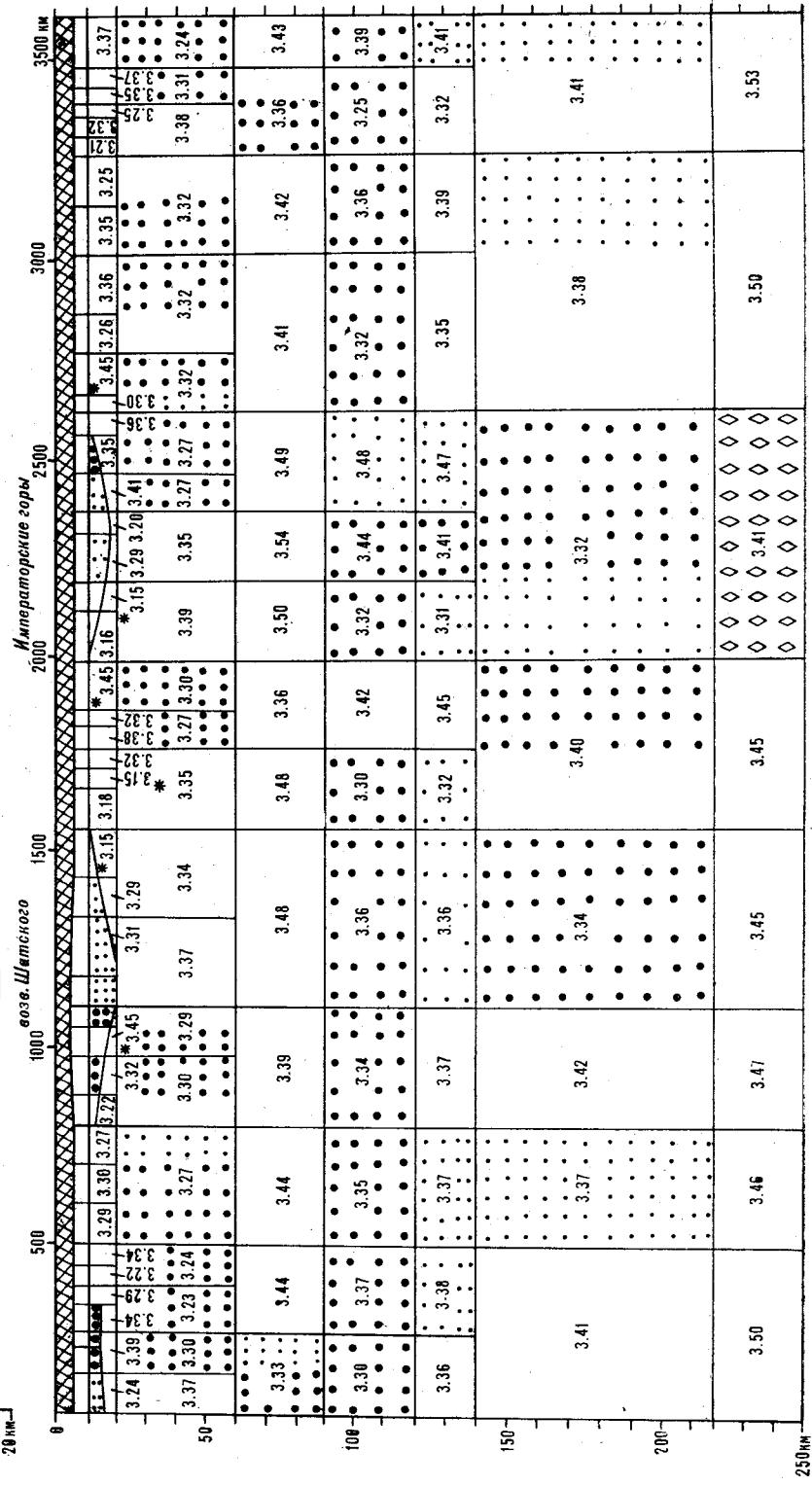
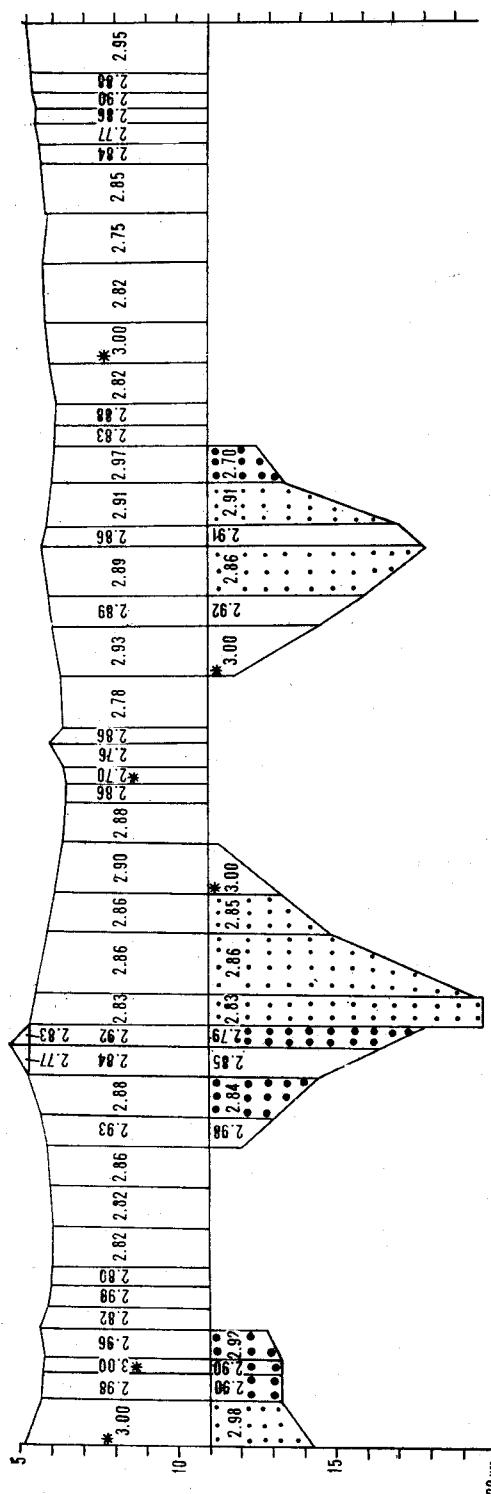
Однако можно ожидать, что наклонная составляющая фоновой компоненты поля, аппроксимированная коэффициентом $B1$, обусловленная латеральной аномальной плотностной разнородностью ниже 250 км, будет определена в процессе решения обратной задачи, а затем автоматически введется нужная поправка.

3. Необходимо принять во внимание опыт построения геоплотностных моделей М. Е. Артемьева и В. Н. Страхова с соавторами [4, 6]. Ими при исследовании плотностных неоднородностей под системами островных дуг [6] «подгонка» параметров плотностных разрезов верхней мантии выполнялась с одновременным нахождением фоновой компоненты в интерпретируемом поле. При этом фоновая компонента аппроксимировалась линейной функцией ($A + B \times X$). Здесь же был применен простой количественный метод решения обратной задачи гравиметрии — РНК (регулируемой направленной кристаллизации), где линейная фоновая компонента поля также определялась в процессе подбора.

Интерпретировалось поле, представляющее разность наблюденного аномального поля и аномального эффекта земной коры. Это остаточное аномальное поле рассматривалось как «отображение неоднородностей мантии в гравитационном поле». Первоначальный нулевой уровень интерпретируемого поля находился в районах стабильных океанических плит. Избыточные плотности исследуемых разрезов отсчитывались от стандартной колонки (7,4 км воды, а глубже — вещества с плотностью $3,4 \text{ г}/\text{см}^3$) [4]. 7,4 км — глубина до так называемой «свободной поверхности мантии» в стабильных районах Тихого и Атлантического океанов. Для определения этого параметра исключался эффективный вес всей коры и рассчитывалась глубина до поверхности М после «изостатического выравнивания».

Подытоживая сказанное, констатируем, что условия геоплотностного моделирования в третьем варианте являются аналогом методи-

Rис. 10. Рассчитанная плотностная модель земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса. Вариант III. (Априорное приведение модельного поля к нормальному уровню осуществлено по способу использования кривых нормального распределения плотности; параметризация и уточнение фоновой компоненты поля проводились путем решения обратной задачи гравиметрии методом квадратичного программирования; рассчитанные избыточные плотности переведены в абсолютные значения.) Усл. обозн. те же, что на рис. 6.



ческого опыта, изложенного в [4, 6], иными являются только стандартная плотностная колонка, сложность геоплотностной модели и вычислительные средства.

4. В методике построения геоплотностных моделей по данным ГСЗ и гравиметрии, предложенной В. Н. Страховым и Т. В. Романюк [35, 47], важнейшим компонентом признается использование линейной трансформации

$$T(\Delta g^{\text{набл}}(x)) = \Delta g^{\text{набл}}(x) - (\alpha \times X + \beta) \quad (14)$$

в качестве объекта непосредственной интерпретации (9–13). Предполагается, что такая трансформация должна нацело подавить постоянную составляющую значений плотности, поэтому среда должна моделироваться в терминах избыточных плотностей.

Авторы методики высказали важную мысль, согласующуюся с нашими соображениями: «По существу эта фоновая компонента моделирует и погрешности в описании среды во внешней области D , и погрешности от замены реальной трехмерной постановки идеализированной двухмерной, и ряд других факторов» [47].

В рассматриваемом случае средой внешней области плотностной модели геотраверса по условию принимается нормальный плотностной разрез. Погрешности описания этой среды — суть аномальные плотностные неоднородности не только ниже, но и справа, и слева от моделируемого объема. Присутствие таких «погрешностей» всегда можно ожидать, а поэтому нужно пытаться компенсировать (уменьшать). их влияние хотя бы в первом приближении линейной компонентой $(\alpha \times X + \beta)$. А возможность некоторым образом компенсировать негативные следствия двумерной идеализации является необходимой.

Итак, вычисленный гравитационный эффект от априорного плотностного разреза коры и верхней мантии (с учетом априорного предположения о $B\emptyset = 1,0$ мГл и $B1 = -0,010$ мГл/км) оказался несогласованным с кривой гравитационного поля на $+510,4$ мГл. В результате оптимизации, согласно (4–5), необходимо найти такое плотностное распределение, которое бы укладывалось в интервал возможных вариаций (5); уточнить принятый уровень модельного поля в интервале $-19,0 \div 21,0$ мГл и наклонную фоновую составляющую в интервале $-0,025 \div 0,005$ мГл/км. При этом несогласованность по полю должна составить оптимальную среднеквадратическую величину $\pm 1,5 \div 2,0$ мГл.

Решение выполнено при $\alpha_p = 100$. Полученное плотностное распределение, переведенное в абсолютные значения, показано на рис. 10. Лишь в 12 аппроксимирующих блоках (7%) плотности определились на предельных ограничениях. Поправка к принятому нормальному уровню поля составила $B\emptyset = 1,0$ мГл, а наклонная фоновая составляющая $B1 = -0,018$ мГл/км. При этом достигнута невязка по полю $\pm 1,3$ мГл. Модель является адекватной комплексу исходных данных, и в рамках ее получено устойчивое решение.

Следует заметить, что надежно (не на «границах») определить коэффициент $B1$ оказалось возможным лишь после опыта нескольких решений. Рассчитанное значение $B1$ «упрямно» ложилось на нижнем ограничении при различных «коридорах» поиска: $-0,025 \div 0,005$, $-0,025 \div 0,015$, $-0,085 \div 0,005$ мГл/км. И лишь привлечение наиболее сложного, имеющего теоретическое обоснование [40] алгоритма [21] формирования множества индексов неравенств [5], учитывающего не только переход некоторых неравенств в равенство, но и тенденцию нарушить неравенства, позволило надежно определить $B1$.

С помощью имитационной модели была получена вероятная ошибка плотностного распределения для данного варианта плотностной модели геотраверса. Ошибка для каждого аппроксимирующего элемента приведена на рис. 10. В целом она составила $\pm 0,035$ г/см³, в том числе для земной коры и подкорового слоя (до глубины 20 км) — $\pm 0,042$, для блоков нижележащей мантии — $\pm 0,023$ г/см³.

На рис. 11 выполнено выделение и оконтуривание зон разуплотнения (здесь и далее — в соответствии с критериями, принятыми в варианте I). Примечательно то, что в варианте I более надежно проявился под Императорскими горами разуплотненный блок в подастеносферном (?) слое. Степень контраста на вертикальных границах блока достигла $0,04 \div 0,09$ г/см³. В целом, из сопоставления рис. 7 и 11 следует, что существенного перераспределения контуров зон разуплотнения не произошло.

Разница рассчитанных плотностей в блоках земной коры и подкорового слоя (рис. 12) в большинстве случаев не превышает $\pm 0,03$ г/см³, что соответствует вероятной ошибке их определения. В блоках нижележащей мантии она увеличивается. В обобщенном виде эта разница сводится к тому, что произошло:

- 1) уплотнение блоков литосферы (?) на тра-

Рис. 11. Зоны разуплотнения на рассчитанном плотностном разрезе земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса. Вариант III. (Априорное приведение модельного поля к нормальному уровню осуществлено по способу использования кривых нормального распределения плотности; параметризация и уточнение фоновой компоненты поля проводились путем решения обратной задачи гравиметрии методом квадратичного программирования; рассчитанные избыточные плотности переведены в абсолютные значения.) Усл. обозн. те же, что на рис. 7.

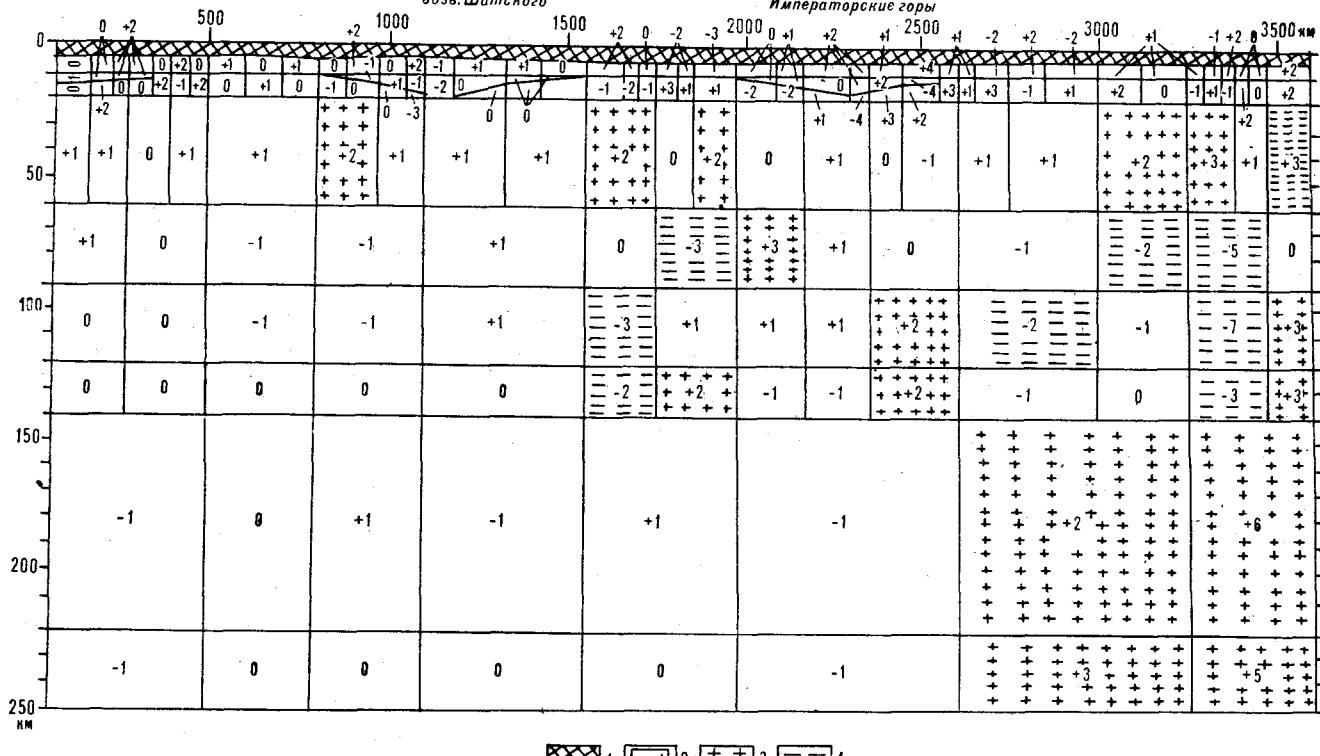


Рис. 12. Различия рассчитанных плотностных разрезов земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса, возникающие при параметризации и уточнении регионального фона путем решения обратной задачи гравиметрии. Вариант III минус вариант I.

1 — слой воды; 2 — аппроксимирующие блоки земной коры и верхней мантии; указана разница плотностей ($\times 10^{-2}$, г/см 3) рассчитанных плотностных разрезов: априорное приведение модельного поля к нормальному уровню проведено по способу использования кривых нормального распределения плотности с последующей параметризацией и уточнением фоновой компоненты поля путем решения обратной задачи гравиметрии; фиксированное приведение модельного поля к нормальному уровню проведено по способу использования кривых нормального распределения плотности; 3 — участки уплотнения разреза; разница плотностей не меньше чем 0,02 г/см 3 (верхняя мантия) и 0,04 г/см 3 (земная кора); 4 — участки разуплотнения разреза; разница плотностей не меньше чем 0,02 г/см 3 (верхняя мантия) и 0,04 г/см 3 (земная кора).

версах стабильных участков морского дна (возвышенность Шатского — Императорские горы, Императорские горы — Гавайи), 2) заметное разуплотнение блоков астеносферы (?) и листосферы (?) в направлении активизированной структуры Гавайского хребта, 3) заметное уплотнение геоблоков в низах восточной части плотностного разреза, что существенно выравнило общие глубинные массы запада и востока.

Из общих физико-геологических соображений следствия изменений плотностного разреза (по пунктам 1—3) могут не вызвать возражений, а могут быть и предпочтительны.

Таким образом, плотностная модель геотраверса третьего варианта моделирования (см. рис. 10) построена с учетом основных непротиворечивых методических принципов и технологий, предложенных разными авторами [4—6, 16, 17, 20, 22, 25, 26, 35, 40—44, 46, 47, 63]. Модель адекватна всем использованным сейсмическим и гравиметрическим данным и оптимально согласована с ними, хорошо укладывается в рамки модельных представлений о нормальном распределении плотности внутри Зем-

ли; первые ее следствия не противоречат общим физико-геологическим представлениям о структуре и динамике областей, пересекаемых геотраверсом. Следовательно, эта модель является наиболее предпочтительной из обсуждаемых и приводимых выше.

Заключение. При анализе результатов работы, однако, нужно иметь в виду возможную неоднозначность [26] построений, результатом которых является кривая нормального распределения плотности для океанической котловины [22]. Эта кривая явилась основой для нормальной плотностной модели геотраверса, которая, в свою очередь, определила априорное приближение нормального уровня модельных значений поля и коридор поиска при его уточнении. Исходя из результатов и выводов, сделанных во втором варианте моделирования, можно ожидать существенного влияния самого способа приведения модельного поля на результат моделирования, а следовательно, и на степень его неоднозначности. Поэтому необходимо учесть это обстоятельство и продолжить моделирование.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аносов Г. И., Аргентов В. В., Утнасин В. К. Особенности глубинного строения северо-западной плизы Тихого океана.— Тихоокеанская геол., 1982, № 6.
2. Артемьев М. Е. Изостазия территории СССР.— М.: Наука, 1975.
3. Артемьев М. Е. Структура гравитационного поля.— В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979.
4. Артемьев М. Е., Дж. Бодин. Плотностные неоднородности мантии под системами глубоководных желобов, островных дуг и окраинных морей.— Физика Земли, 1978, № 2.
5. Артемьев М. Е., Голиздра Г. Я. Отражение изостатического равновесия в моделях земной коры и верхней мантии.— В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979.
6. Артемьев М. Е., Страхов В. Н. и др. Плотностные неоднородности под системой островных дуг.— Физика Земли, 1982, № 1.
7. Артюшков Е. В. Геодинамика.— М.: Наука, 1979.
8. Балавадзе Б. К., Старostenko B. I. О проблеме построения плотностных моделей земной коры и верхней мантии.— В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979.
9. Бердников Н. В., Горкуша С. В., Косыгин Ю. А. Заметки о геотектонических гипотезах. Заметка седьмая. О «Гипотезе изначально гидридиной Земли» В. Н. Ларина.— Тихоокеанская геол., 1983, № 2.
10. Бурьянин В. Б., Гордиенко В. В. и др. Комплексное геофизическое изучение тектоносферы континентов.— Киев: Наук. думка, 1983.
11. Ващилов Ю. Я. Блоково-слоистая модель земной коры и верхней мантии.— М.: Наука, 1984.
12. Воларович М. П., Курскеев А. К. и др. О связи между скоростью распространения продольных волн и плотностью горных пород при высоких всесторонних давлениях.— Физика Земли, 1967, № 5.
13. Гайнаев А. Г. Гравиметрические исследования земной коры океанов.— М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 1980.
14. Гайнаев А. Г., Строев П. А. Гравитационное поле.— В кн.: Строение дна северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1984.
15. Говоров И. Н., Голубева Э. Д. и др. Геохимические типы и провинции базальтов Тихого океана.— Тихоокеанская геол., 1984, № 6.
16. Голиздра Г. Я. Основные задачи комплексной интерпретации гравитационного и сейсмических методов.— В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979.
17. Голиздра Г. Я. О моделях среды при комплексной интерпретации гравитационного поля и сейсмических наблюдений.— В кн.: Теория и методика интерпретации гравимагнитных полей. Киев: Наук. думка, 1981.
18. Делинджеяр П. Морская гравиметрия.— М.: Недра, 1982.
19. Зверев С. М., Капустян Н. К. Сейсмические исследования литосферы Тихого океана.— М.: Наука, 1980.
20. Исаев В. И. Принципиальная схема комплексной интерпретации гравиметрических съемок на примере профиля Средние Лангары-Мухто (Северный Сахалин).— Тихоокеанская геол., 1983, № 1.
21. Исаев В. И., Хростовская Н. В. О реализации на ЕС ЭВМ метода математического программирования для решения обратной задачи гравиметрии в линейной постановке.— В кн.: Разведочная геофизика: теория, методика и результаты. Киев: Наук. думка, 1984.
22. Козленко В. Г. Применение системного подхода к интерпретации данных гравиметрии.— В кн.: Геологическое истолкование потенциальных полей. Киев: Наукова думка, 1983.
23. Козленко В. Г. Системная интерпретация геофизических полей.— Киев: Наук. думка, 1984.
24. Косыгин Ю. А. Тектоника.— М.: Недра, 1983.
25. Косыгин В. Ю., Исаев В. И. Оптимальная плотностная структура верхней мантии вдоль геотраверса Японии — возвышенность Шатского — Императорские горы.— Тихоокеанская геол., 1983, № 5.
26. Косыгин В. Ю., Исаев В. И. О построении региональных плотностных моделей.— Тихоокеанская геол., 1985, № 2.
27. 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.
28. Красный М. Л., Косыгин В. Ю., Исаев В. И. Плотностная характеристика акустического фундамента Курило-Камчатского региона.— Тихоокеанская геол., 1984, № 5.
29. Красный М. Л., Косыгин В. Ю., Исаев В. И. Оптимальная плотностная модель земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса Камчатка — Тихий океан.— Тихоокеанская геол., 1985, № 1.
30. Красный М. Л., Косыгин В. Ю., Исаев В. И. Оптимальная плотностная модель тектоносферы вдоль геотраверса Сахалин — о. Итуруп — Тихий океан.— Тихоокеанская геол., 1985, № 6.
31. Красовский С. С. Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле.— Киев: Наук. думка, 1981.
32. Павленкова В. И. Некоторые вопросы практического использования комплекса гравиметрии и сейсмометрии.— В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979.
33. Пашко В. Ф., Старostenko B. I. Методы решения прямых и обратных задач гравиметрии и магнитометрии на ЭВМ (по материалам зарубежных публикаций).— М.: ВИЭМС, 1982.
34. Романовский Н. П. Рудно-магматические системы притихоокеанских орогенных сооружений Азии и их связь с зонами и центрами глубинной разрядки эндогенных процессов.— Тихоокеанская геол., 1985, № 2.
35. Романюк Т. В., Страхов В. Н. Восстановление плотности земной коры и верхней мантии по данным ГСЗ и гравиметрии. II.— Физика Земли, 1984, № 7.
36. Русаков О. М. Новый способ привязки расчетных аномалий при гравитационном моделировании океанических структур.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1983, № 2.
37. Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной системы.— М.: Наука, 1976.
38. Сергеев К. Ф. Основные черты строения и вероятный механизм образования Курильской островной системы.— Тихоокеанская геол., 1984, № 4.
39. Сергеев К. Ф. О механизме образования Курильской островной системы.— Тихоокеанская геол., 1985, № 1.
40. Старostenko B. I. Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии.— Киев: Наук. думка, 1978.
41. Старostenko B. I. О построении региональных плотностных моделей.— Тихоокеанская геол., 1985, № 1.
42. Старostenko B. I., Оганесян С. М. Решение обратных задач гравиметрии методами математического программирования.— В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979.
43. Страхов В. Н. Основы методологии интерпретации гравитационных аномалий при изучении глубинно-

- го строения земной коры и верхней мантии.— В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979.
44. Страхов В. Н. Основные идеи и методы извлечения информации из данных гравитационных и магнитных наблюдений.— В кн.: Теория и методика интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. М.: ИФЗ АН СССР, 1979.
45. Страхов В. Н. Важная веха.— Физика Земли, 1984, № 1.
46. Страхов В. Н. Перспективы и пути развития теории и практики интерпретации гравитационных и магнитных аномалий.— Тихоокеанская геол., 1984, № 4.
47. Страхов В. Н., Романюк Т. В. Восстановление плотности земной коры и верхней мантии по данным ГСЗ и гравиметрии. I.— Физика Земли, 1984, № 6.
48. Строение дна Северо-Запада Тихого океана.— М.: Наука, 1984.
49. Сычев П. М. Глубинные и поверхностные тектонические процессы северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса.— М.: Наука, 1979.
50. Тузев И. К. Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода.— Новосибирск: Наука, 1975.
51. Тузев И. К. Астеносфера Востока СССР и омывающих акваторий.— В кн.: XV сессия Научного совета СО АН СССР «Тектоника Сибири и Дальнего Востока» 9–12 сентября 1985 г. Южно-Сахалинск: ДВНЦ АН СССР, 1985.
52. Ушаков С. А., Галушкин Ю. И. Литосфера Земли (по геофизическим данным). Ч. 1. Кинематика плит и океаническая литосфера. М.: ВИНТИ, 1978.
53. Чекунов А. В., Болюбах К. А. Геологические аспекты комплексной интерпретации сейсмических и гравиметрических данных в западной части Украины.— В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979.
54. Чекунов А. В., Соллогуб В. Б. и др. Строение земной коры и мантии в зоне планетарного Индийского минимума геопотенциала.— Геотектоника, 1984, № 1.
55. Чекунов А. В., Соллогуб В. Б. и др. Строение текtonосферы Индостана и прилегающих акваторий по сейсмическим и гравитационным данным.— В кн.: 27-й Международный геологический конгресс. Доклады. Т. 8. М.: Наука, 1984.
56. Шалаев С. В. Геологическое истолкование геофизических аномалий с помощью линейного программирования.— Л.: Недра, 1972.
57. Asada T., Shimamura H. Observations of earthquakes and explosions at the bottom of the Western Pacific.— Geophys. Mon. 19, Washington: Amer. Geophys. Union, 1976.
58. Asada T., Shimamura H. Long-range refraction experiments in deep ocean.— Tectonophysics, 1979, v. 56, N 1–2.
59. Asada T., Shimamura H. et al. Longshot experiments to study velocity anisotropy in the oceanic Lithosphere of Northwestern Pacific.— Phys. Earth and Planet inter., 1983, N 31.
60. Chekunov A. V., Sollogub V. B. et al. Structure of the Earth's Crust and Upper Mantle below Hindustan and the Northern part of the Indian Ocean from Geophysical Data.— Tectonophysics, 1984, v. 104, N 1–2.
61. Cuer M., Bayer R. Fortran routines for linear inverse problems.— Geophysics, 1980, v. 45, N 11.
62. Den N., Ludwig W. et al. Seismic — Refraction Measurements in the North — Pacific Basin.— J. Geophys. Res., 1969, v. 74, N 6.
63. Fisher N., Howard L. Gravity interpretation with the aid of quadratic programming.— Geophysics, 1980, v. 45, N 3.
64. Houtz R., Windisch S., Murauchi S. Changes in the Crust and Upper Mantle Near Japan — Bonin Trench.— J. Geophys. Res., 1980, v. 85, N B1.
65. Kosygin V. Yu., Isaev V. I. Density Model of the Upper Mantle Along the Section Japan — Shatsky Rise — Emperor Seamounts.— Mod. Geol., 1984, v. 8, N 4.
66. Nafe J. E., Drake C. L. Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, and the velocities of compressional and shear waves.— Geophysics, 1957, v. 22.
67. Tomoda Y. Reference book for gravity, magnetic and bathymetric data of the Pacific Ocean and adjacent seas, 1963—1971.— Univ. of Tokyo Press, 1974.
68. 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.

ИМГиГ ДВНЦ АН СССР,
Новоалександровск
ИВЦ ПГО Сахалингеология,
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию
25 февраля 1986 г.

УДК 553.323(267)

Г. Н. Батурина, В. Н. Лукашин, А. Я. Шевченко

О ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЯХ АНТАРКТИЧЕСКОГО СЕКТОРА ТИХОГО ОКЕАНА

Юго-западная часть антарктического сектора Тихого океана является одним из районов распространения железомарганцевых конкреций. Рудное вещество конкреций характеризуется колломорфно-слоистыми и глобулярными микроструктурами, а также наличием остатков диатомей в наружных оболочках. По сравне-

Одним из районов массового распространения железомарганцевых конкреций на дне океана является антарктический сектор [3, 5, 8, 16, 19, 20]. В силу сложных навигационных условий здесь конкреции изучены значительно хуже по сравнению с таковыми в других регионах [15, 16]. Однако для всестороннего познания рудного процесса образования конкреций в океане необходимо иметь сопоставимые данные по районам с разными условиями осадкообразования. В связи с этим нами предпринято изучение строения и состава железомарганцевых конкреций, собранных одним из авторов (В. Н. Лукашиным) в 30-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» (ноябрь 1982 — март 1983 гг.) в антарктическом секторе Тихого океана.

Пробы конкреций отбирались дночерпательями на меридиональном разрезе через юго-западную часть Южной котловины Тихого океана. Станция 2754 ($60^{\circ}00'$ ю. ш., $167^{\circ}28'$ в. д., глубина 4540 м) выполнена в южной точке разреза, у подножия Южно-Тихоокеанского поднятия, ст. 2757 ($56^{\circ}56'$ ю. ш., $170^{\circ}29'$ в. д., глубина 5350 м) — в центре этой части котловины, а ст. 2762 ($55^{\circ}00'$ ю. ш., $170^{\circ}29'$ в. д., глубина 4865 м) — у подножия плато Кэмпбелл. Продуктивность конкреций от 8 до 15 кг/м². Вмещающими осадками для всех конкреций разреза являются кремнистые диатомовые илы с содержанием SiO₂ порядка 60% и более. На ст. 2754 отобрана типовая проба вмещающего диатомового ила весом около 150 кг из 15 дночерпательей.

Форма конкреций преимущественно округлая, поверхность гладкая (ст. 2754) или бугорчато-шероховатая (ст. 2757, 2762), диаметр в пределах 3—6 см. В центре всех конкреций имеются ядра различной величины, представлен-

нию с другими районами Тихого океана конкреции обеднены марганцем, никелем, медью и кобальтом и близки по составу к конкрециям юго-восточной части Индийского океана, что свидетельствует о сходных условиях их формирования.

ные гальками или обломками выветрелых пород, чаще всего основного состава. Для проведения исследований отбирались только рудные оболочки однотипных конкреций, из которых были составлены представительные средние пробы по каждой из трех станций.

Строение рудного вещества конкреций изучалось с помощью сканирующего микроскопа JSM-3U. Химический состав конкреций определялся атомно-абсорбционным методом в пламенном варианте на приборе «Перкин-Элмер» (аналитик Н. Н. Завадская). Исследовался также химический состав средней пробы диатомового ила из того же района.

Строение рудного вещества конкреций характеризуется совокупностью нескольких форм, для определения которых мы пользуемся номенклатурой, приведенными в работах [1, 2, 12].

При увеличении в 100—500 раз рудная масса имеет в основном слоистое и колломорфное, реже петельчатое строение (рис. 1, а). В ряде случаев она приобретает склеруповатое или блоковое строение, что, видимо, обусловлено дегидратацией материала в процессе хранения или при подготовке и просмотре электронно-микроскопических препаратов.

При больших увеличениях (в 800—3000 раз) выявляется и большее разнообразие структур и текстур рудного вещества: наряду со слоистым и колломорфным появляется и зернистое, глобулярное, концентрически-слоистое строение (см. рис. 1, а, г), которые сменяют друг друга часто в пределах одного поля зрения.

При еще больших увеличениях (в 4000—6000 раз) видны глобулы двух видов: изолированные массивные размером до 10 мкм и агрегированные ажурные размером до 2—4 мкм.

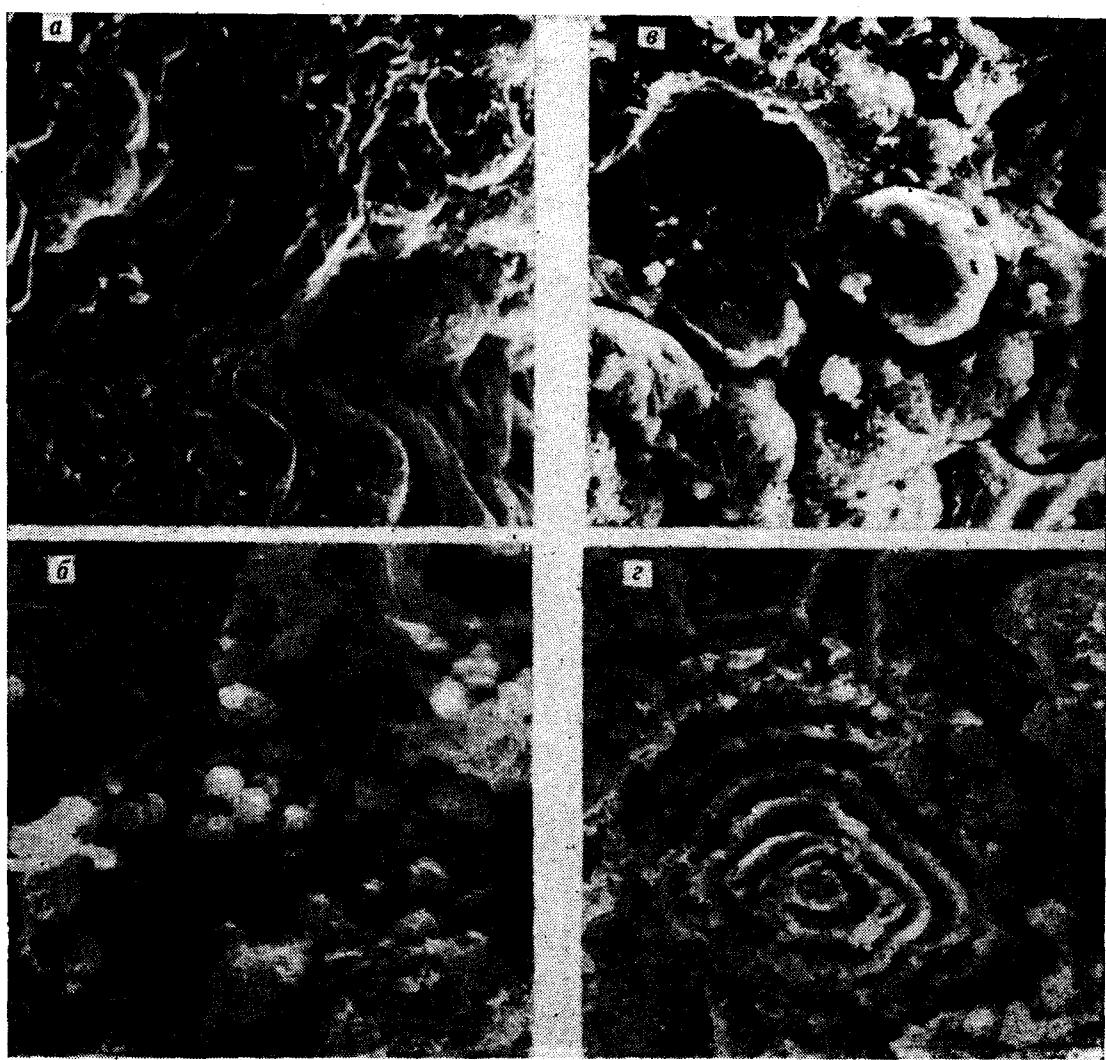


Рис. 1. Микростроение рудного вещества.

a — колломорфно-слоистое, ув. 200; *б* — глобулярно-зернистое, ув. 2000; *в* — глобулярное, ув. 1200; *г* — концентрически-слоистое, ув. 1000.

(рис. 2, *a, б*). Встречаются участки спутанноволокнистой массы, перемежающейся с ажурными глобулами; изредка наблюдается ячеистая текстура (см. рис. 2, *в, г*).

В отдельных участках, главным образом во внешней части рудной оболочки, присутствуют остатки организмов, создающие биогенные текстуры. Среди органических остатков преобладают целые и раздробленные створки панцирей диатомовых водорослей родов *Nitzschia*, *Thalassiotrix*, *Thalassionema*, *Thalassiosira*, *Coscinodiscus* (рис. 3, *а, б*) (определения Г. Х. Казариной). К числу более редких находок относятся остатки агглютинирующих бентосных фораминифер и скопления трубчатых образований, видимо, также биогенного происхождения (см. рис. 3, *в, г*).

В ряде работ, посвященных структурно-текстурным особенностям и минералогии железо-

марганцевых конкреций из рудных районов океана [1, 13, 14, 18 и др.], также отмечалось разнообразие строения слагающего их рудного вещества. Однако ни слоистость, ни глобулярность, ни другие структурно-текстурные характеристики не используются в качестве признаков седиментационного или диагенетического механизма формирования конкреций, поскольку в них, возможно, происходят некоторые вторичные преобразования, видоизменяющие первичное микростроение конкреций. Так же преобразования могут быть обусловлены, в частности, растворением органических остатков (в данном случае преимущественно створок диатомей), которые обильны в наружных и редки во внутренних частях рудных конкреций.

Данные по химическому составу конкреций (см. таблицу) показывают, что содержание в них главного породообразующего элемента —

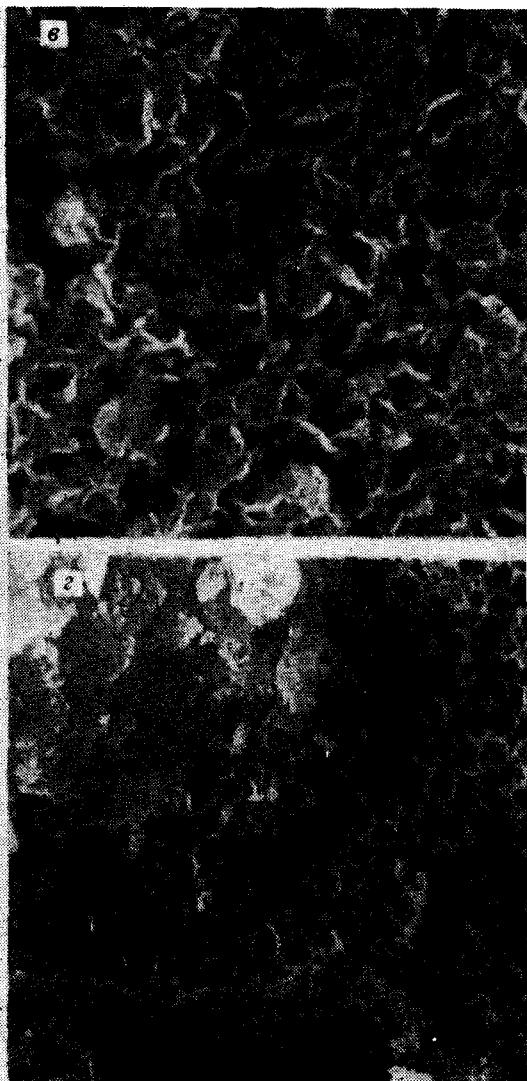
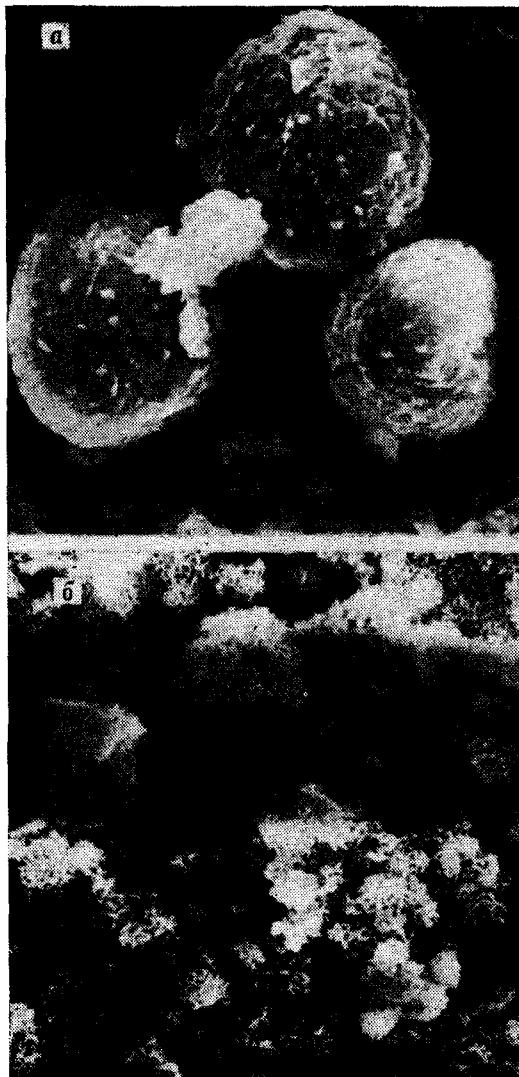


Рис. 2. Детали строения рудного вещества.

а — глобулярное, ув. 4400; б — ажурно-глобулярное, ув. 4000; в — спутанно-волокнистое, ув. 6000; г — ячеистое, ув. 6000.

марганца — стабильно и колеблется в небольших пределах — от 12 до 14%. Но в содержании железа и ряда других металлов наблюдаются значительные различия. Конкремции самой южной станции (2754) относительно обеднены Fe, Co, Pb (соответственно 9,0; 0,06; 0,054 и 0,019%) и обогащены Ni, Cu, Zn (соответственно 0,74, 0,30 и 0,078%) по сравнению с конкремциями двух северных станций. Это может быть вызвано изменчивостью процесса биоседиментации элементов второй группы, связанной с непостоянством состояния первичной продукции в этом регионе [4, 8].

Несмотря на вариации в составе конкреций, целесообразно определить средние содержания в них элементов, что практикуется для региональных геохимических сопоставлений.

В целом по своему химическому составу изученный материал отличается от конкреций как Тихого, так и Индийского океана за счет некоторого обеднения марганцем, а также медью, кобальтом, цинком, ванадием, молибденом (см. таблицу). Средние содержания ряда других проанализированных элементов (кальция, алюминия, титана, стронция) в рассматриваемом материале и конкрециях Тихого и Индийского океанов близки.

При сопоставлении полученных результатов с данными по железомарганцевым конкрециям из других районов и океанов [5, 9—11] оказывается, что изученные конкреции ближе всего по составу к таковым Австрало-Антарктической котловины (см. таблицу), расположенной к западу от района сбора материала нами. Это

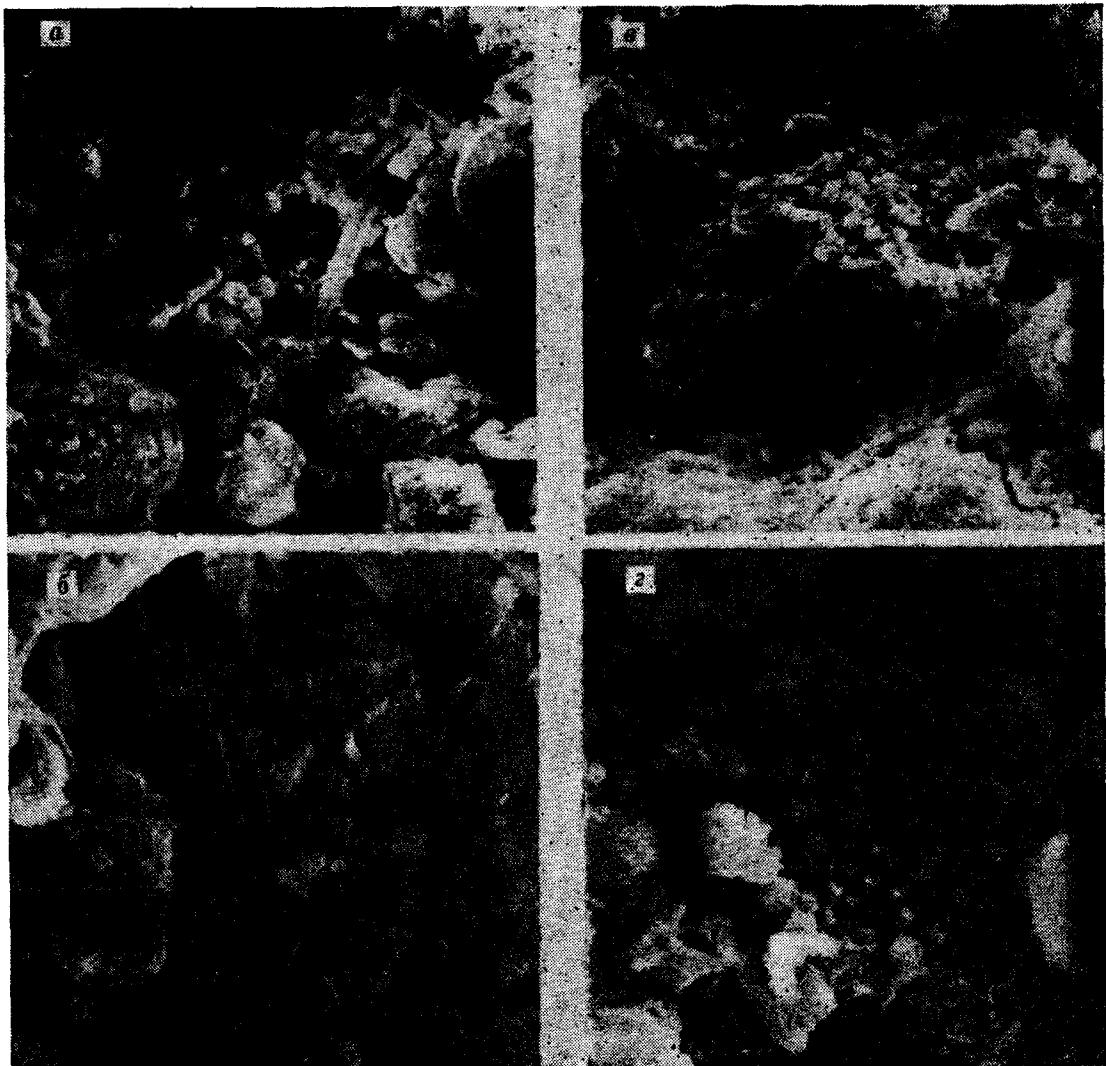


Рис. 3. Биогенные остатки в конкрециях.

а — остатки диатомей, ув. 600; б — то же, ув. 2000; в — агглютинирующая бентосная фораминифера, ув. 1200; г — неопределимый органический остаток, ув. 5000.

свидетельствует о близости условий формирования конкреций в обоих районах, что может быть обусловлено не только сходными условиями осадконакопления, контролируемыми климатической зональностью [6, 7], но и активными воздействиями глубинных течений, ускоряющих процессы обмена на границе раздела вода — дно, а в ряде зон приводящих к эрозии поверхностного слоя осадков [20].

Сопоставление средних химических составов исследованного рудного материала и вмещающих конкреции диатомовых илов позволяет выявить следующие геохимические особенности. Коэффициенты обогащения или отношения содержаний элементов в конкрециях и осадках составляют для марганца, никеля, свинца, кобальта и молибдена 32—70; для меди 10; цинка 7; для железа, титана, ванадия и стронция

2—3,7; для калия, натрия, кальция, магния, алюминия и хрома менее 1.

Аналогичное сопоставление для конкреций Мирового океана сделано Д. Кроненом [5], который использовал в качестве эталона сравнения средний химический состав земной коры, по данным С. Тейлора [19]. Но, как известно, глубоководные океанические осадки значительно обогащены по сравнению с земной корой целым рядом металлов, в частности марганцем, никелем, кобальтом, молибденом, медью, свинцом [7]. Это обстоятельство явилось основной причиной того, что полученные Д. Кроненом коэффициенты обогащения конкреций названными металлами оказались в 2—4 раза выше по сравнению с величинами, полученными нами.

Химический состав рудных оболочек железомарганцевых конкреций, %

Станция	K	Na	Ca	Mg	Al	Fe	Mn	Ni	Cu	Co	Pb	Zn	V	Mo	Cr	L1	Sr
2754	0,88	2,62	1,88	1,45	2,87	0,54	9,04	14,49	0,74	0,30	0,06	0,054	0,078	0,019	0,020	0,0037	0,0035
2757	0,72	1,92	1,79	1,01	1,36	0,72	15,82	12,58	0,23	0,07	0,15	0,102	0,046	0,038	0,022	0,0016	0,0007
2762	—	1,58	2,53	0,94	2,05	0,79	15,07	13,45	0,38	0,15	0,17	0,099	0,071	0,032	—	0,0996	0,0016
Среднее . . .	0,80	2,04	2,07	1,03	2,09	0,69	13,31	13,44	0,45	0,17	0,13	0,085	0,065	0,030	0,021	0,0050	0,002
» (1)	—	—	—	—	—	—	—	—	0,22	0,17	0,12	0,095	0,067	—	—	—	—
» (2)	0,48	1,70	1,97	1,43	2,67	0,62	14,23	15,25	0,43	0,25	0,21	0,101	0,149	0,054	0,029	0,002	0,001
» (2)*	0,82	2,05	1,96	1,50	2,75	0,73	11,4	20,1	0,76	0,54	0,27	0,083	0,116	0,051	0,041	0,009	0,02
» (3)	1,0	3,36	4,56	1,89	4,73	0,35	3,53	0,29	0,014	0,014	0,003	0,0026	0,009	0,01	0,003	0,0095	—
Коэффициент обогащения (4)	0,8	0,6	0,4	0,5	0,5	2,0	3,7	44,7	34,5	10,7	56,7	32,7	7,2	3	70	0,5	—
To же, для конкреций Мирового океана (5)	0,3	0,8	0,6	0,8	0,3	1,1	2,8	168	64	47	114	73	11	4,1	275	0,35	—

Приимечание. 1)—для Австралио-Антарктической котловины [10]; 2), 2*)—для Индийского и Тихого океанов [5]; 3)—для диатомовых иллов Антарктики; 4)—отношение средних содержаний элементов в исследованном рудном материале конкреций к имеющимся в земной коре [5].

Причины региональных различий в составе железомарганцевых конкреций пока изучены недостаточно. По таким параметрам, как биологическая продуктивность вод и состав вмещающих осадков, антарктический сектор сопоставим с радиоляриевой тропической зоной Тихого океана, где конкреции характеризуются максимальными содержаниями никеля и меди [3, 10, 17]. Конкреции и осадки этой зоны исследованы наиболее полно, в то время как антарктическому сектору уделяется несравненно меньше внимания. Поэтому для ответа на вопрос о причинах разницы в составе конкреций двух названных районов биогенного кремнистого осадконакопления необходимо детальное сравнительное изучение как конкреций, так и среды их формирования, включая геохимические, гидрохимические и биохимические факторы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андрющенко П. Ф. Минеральный состав и текстуры железомарганцевых конкреций.— В кн.: Железомарганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976.
2. Батурина Г. Н., Дубинчук В. Т. Микроструктуры океанских фосфоритов.— М.: Наука, 1979.
3. Железомарганцевые конкреции Тихого океана/Под ред. П. Л. Безрукова.— М.: Наука, 1976.
4. Кобленц-Мишке О. И. Первичная продукция.— В кн.: Океанология. Биологическая структура океана. М.: Наука, 1977.
5. Кронен Д. Подводные минеральные месторождения.— М.: Мир, 1982.
6. Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах.— М.: Наука, 1974.
7. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации.— М.: Наука, 1978.
8. Лисицын А. П., Гордеев В. В. и др. Геохимия марганца в океане.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1985, № 3.
9. Меро Д. Минеральные богатства океана.— М.: Прогресс, 1969.
10. Скорнякова Н. С. Химический состав железомарганцевых конкреций Тихого океана.— В кн.: Железомарганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976.
11. Скорнякова Н. С., Ванштейн Б. Г. Железомарганцевые конкреции Индийского океана.— Литол. и полезн. ископаемые, 1983, № 2.
12. Хворова И. В., Дмитрик А. Л. Микроструктуры кремнистых пород.— М.: Наука, 1972.
13. Чухров Ф. В., Горшков А. И. и др. О вернадите.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 6.
14. Burns R. G., Burns V. M. Mineralogy of manganese nodules.— In: Marine manganese deposits (ed. G. P. Glasby). New York: Elsevier, 1977.

15. *Glasby G. P.* Manganese nodules in the South Pacific: a review.— N. Z.— J. Geol. Geophys., 1976, v. 19, N 5.
16. *Glasby G. P.* Manganese nodule studies in the Southwest Pacific, 1975—1980, a review.— South Pacific Mar. Geol. Notes, 1981, v. 2, N 3.
17. *McKelvey V. E., Wright N. A., Bowen R. W.* Analysis of the world distribution of metal-rich subsea manganese nodules.— U. S. Geol. Surv. circ., 1983, N 886.
18. *Sorem R. K., Fewkes R. H.* Manganese nodules. Research data and methods of investigation.— New York: Plenum, 1979.
19. *Taylor S. R.* Abundances of chemical elements in the continental crust: a new table.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1964, v. 28.
20. *Watkins N. D., Kennett J. P.* Erosion of deep-sea sediments in the Southern Ocean between longitudes 70°E and 190°E and contrasts in manganese nodules development.— Mar. Geol., 1976, v. 23, N 1.

ИО АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
8 мая 1985 г.

Д. Ф. Семенов

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНОВ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА И ТИХОГО ОКЕАНА

Проведено сравнение геологических признаков зоны сочленения Азиатского континента и Тихого океана на примере Дальнего Востока (олигоцен — ранний миоцен и средний миоцен — ранний плиоцен), Японии, Фи-

липпин, Индонезии, Новой Гвинеи (олигоцен — ранний миоцен). Показаны общие черты строения, развития и специфические характеристики отдельных ее элементов.

Зона сочленения Азиатского континента и Тихого океана хорошо изучена на Дальнем Востоке. Показано, что она имеет отчетливое геологическое своеобразие. Зона определяется как область распространения особых «переходных» формационных комплексов, обладающих признаками и собственно геосинклинальных, и орогенных. В них чередуются наземно-пресноводные, часто трубозернистые и угленосные формации и морские относительно глубоководные кремнисто-глинистые образования. С последними ассоциируют вулканиты базитового и салитового составов; базиты преобладают, среди них отмечаются щелочные, известково-щелочные и толеитовые разновидности. Характерны большие мощности и флишидное строение комплексов. Наряду с брахи складками и куполами имеются линейно вытянутые складки. В пределах зоны сочленения восстанавливается сложение, одновременное проявление процессов сиализации и базификации гипергенной оболочки Земли.

Нами также показано, что площади распространения зоны сочленения Азиатского континента и Тихого океана в течение кайнозоя изменились, ее границы смешались преимущественно в сторону континента (рис. 1). Поэтому представляется интересным сравнение состава и строения разновременных структурных элементов зоны сочленения в пределах одного региона, в частности Дальнего Востока. С другой стороны, для установления общих закономерностей строения зоны целесообразно сравнить одновозрастные геологические характеристики разных регионов на стыке Азиатского континента и Тихого океана. Это и является предметом данной работы, в которой рассматривается только кайнозойская эпоха.

В пределах Дальнего Востока мы выделяем два кайнозойских формационных комплекса переходного типа: олигоцен-нижнемиоценовый (для Большой Курильской гряды — олиго-

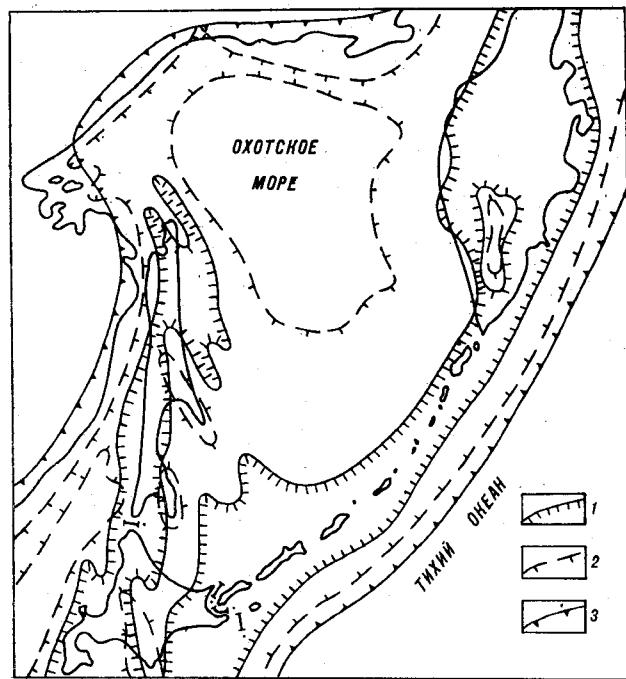


Рис. 1. Положение зоны сочленения Азиатского континента и Тихого океана на Дальнем Востоке.

1, 2 — по геологическим данным: 1 — для олигоцена — раннего миоцена; 2 — для среднего миоцена — раннего плиоцена; 3 — по геофизическим данным (современная).

цен-среднемиоценовый) и среднемиоцен-нижнеплиоценовый. Более молодой верхнеплиоцен-плейстоценовый комплекс продолжает формироваться в настоящее время и здесь не рассматривается. Приведем сравнение двух указанных «переходных» формационных комплексов, а по их составу и структуре — геологического развития зоны сочленения континента и океана в олигоцене — раннем миоцене и среднем миоцене — раннем плиоцене. Выделим три группы признаков, относящиеся к осадочной, магматической и исторической геологии.

Таблица 1

Признаки олигоцен-раннемиоценовой (А) и среднемиоцен-раннеплиоценовой (Б) зон сочленения континента и океана для Дальнего Востока СССР

Признаки	А	Б
<i>Осадочная геология</i>		
Переслаивание наземно-пресноводных и морских формаций	+	++
Преобладание тонкозернистых пород	++	+
Широкое развитие кремнистых пород	++	+
Присутствие угленосных пород	+	++
Преобладание граувакк среди псаммитовых пород	++	+
Увеличение вверх по разрезу роли грубозернистых пород	-	+
Развитие молассоидных толщ	++	+
Большие мощности комплексов	++	++
Флипайдное строение формаций	++	+
Чередование линейно-вытянутых складок и брахискладок	++	+
<i>Магматическая геология</i>		
Совместное присутствие толеитовых, известково-щелочных и щелочных вулканитов	+	++
Совместное развитие салитов и базитов	+	++
Повышенная глиноземистость магматических пород	+	++
Пониженная титанистость и магнезиальность базитовых вулканитов	+	+
Натровая специализация щелочей в составе пород	+	+
Преобладание подводных вулканитов	+	+
Увеличение вверх по разрезу толеитовых базальтов	+	++
Широкое развитие салитов	-	+
Развитие щелочных интрузивных пород	-	+
Слабый региональный метаморфизм пород	+	+
<i>Историческая геология</i>		
Преобладание опусканий	++	+
Высокие темпы осадконакопления	+	++
Образование некомпенсированных прогибов	++	+
Значительные амплитуды колебательных движений	+	++
Большая контрастность вертикальных движений	+	++
Большая проникаемость гипергенной оболочки Земли	+	+
Проявление рифтогенеза	+	+
Образование внутренних горных сооружений (кордильер, выступов)	-	+
Развитие сдвиговых деформаций	+	++

Приложение. ++ хорошо выраженный признак, + признак имеет место, - признак отсутствует.

Эти признаки сведены в табл. 1, к которой необходимы некоторые комментарии.

Структура и состав зоны сочленения континента и океана в олигоцене — раннем миоцене

и среднем миоцене — раннем плиоцене в целом близки. Характерно преобладание среди терригенных образований тонкозернистых пород, широкое развитие кремнистых пород (кремнистых аргиллитов и алевролитов, опок и диатомитов), присутствие бурых углей и лигнитов, преобладание граувакк среди псаммитовых пород и т. д. Однако есть и различия. В среднемиоцен-нижнеплиоценовом формационном комплексе шире развиты грубозернистые (псефитовые) породы, появляются молассоидные образования, что придает верхним частям разреза «орогенный облик». В олигоцен-нижнемиоценовом формационном комплексе ярче выражено ритмичное строение, шире развиты кремнистые породы, меньше угленосных пород.

Для магматических пород обеих кайнозойских зон Дальнего Востока общими признаками являются повышенная глиноземистость, пониженные титанистость и магнезиальность вулканитов, натровая специализация щелочей, преобладание подводных вулканитов. Различия заключаются в роли салитов (в олигоцен-нижнемиоценовом комплексе их значительно меньше, чем в среднемиоцен-нижнеплиоценовом) и щелочных пород (трахиандезитовая и кринанит-эссекситовая формации появляются в позднем миоцене — раннем плиоцене). Толеитовых базальтов в среднемиоцен-нижнеплиоценовом формационном комплексе намного больше по сравнению с более древним комплексом. Так, среди вулканитов орловской и маруя姆ской свит (верхний миоцен — плиоцен) Сахалина на долю толеитов приходится 70—80%, в то время как в чеховской свите (нижний миоцен) их не более 15—20%.

Отмеченные выше признаки сходства и различия формационных комплексов определяют близость и своеобразие истории геологического развития Дальнего Востока в олигоцене — раннем миоцене и среднем миоцене — раннем плиоцене. На обоих этапах развития зоны сочленения континента и океана можно предположить большую проникаемость гипергенной оболочки Земли, о чем свидетельствуют частые излияния лав и широкое развитие даек. Проявления рифтогенеза фиксируются в таких грабеновых впадинах, как Сусунайская депрессия на о. Сахалин, и доказываются по многим сейсмическим профилям, на которых отражается своеобразная структура «грабен в грабене» ряда участков дна акваторий Японского и Охотского морей. В то же время для среднего мицена — раннего плиоцена предполагаются условия большей контрастности колебательных движений и существование внутренних горных сооружений типа кордильер и отдельных выступов, которые являлись источниками сноса молассоидных образований. Для олигоцена —

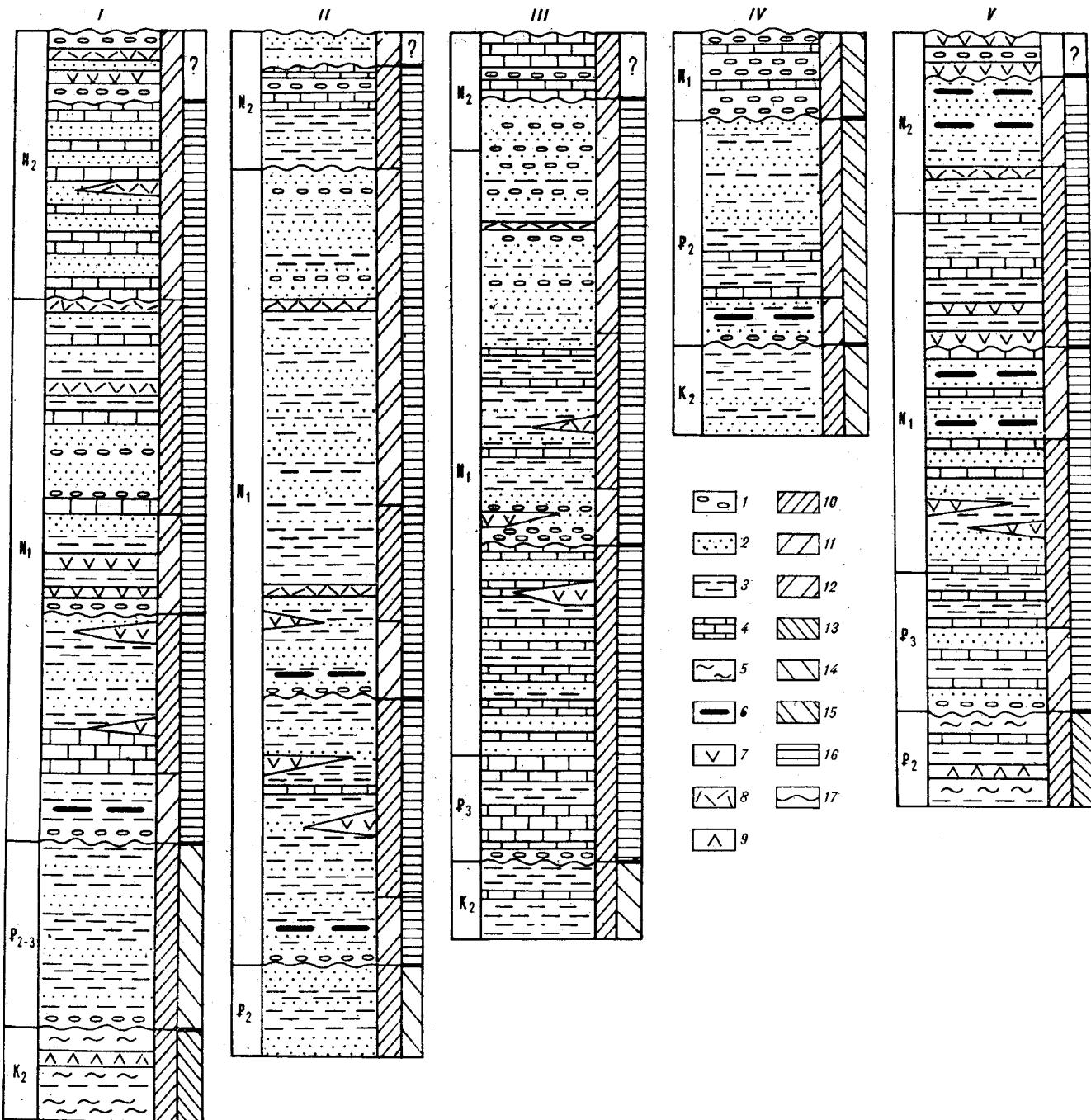


Рис. 2. Состав кайнозойских образований Филиппин, Индонезии и Новой Гвинеи, по Р. В. Ван-Беммелену [2].

1 — псефитовые породы; 2 — песчаники; 3 — алевролиты и аргиллиты; 4 — известники и мергели; 5 — кремнистые сланцы; 6 — угли; 7 — базитовые, 8 — салитовые вулканиты; 9 — спилиты и диабазы; 10 — морские образования; 11 — наземно-пресноводные образования; 12 — чередование морских и наземно-пресноводных образований; 13—16 — формационные комплексы; 13 — эвгеосинклинальные, 14 — миогеосинклинальные, 15 — орогенные, 16 — переходного типа; 17 — несогласия. I — юго-западная часть о. Лусон; II — о. Ниас; III — западная часть о. Сулавеси; IV — западная часть о. Калимантан; V — район Верхнего Дугула о. Новая Гвинея.

раннего миоцена ярче проявлены некомпенсированные прогибы с кремнисто-глинистыми осадками, сформированные в сравнительно глубоководных котловинах. Такие прогибы хорошо реконструируются по слабо дислоцированным тонкослоистым горизонтам временных

сейсмических профилей на дне дальневосточных морей.

Выделенная в пределах Дальнего Востока зона сочленения континента и океана прослеживается и в других регионах на стыке Азиатского континента и Тихого океана. Наиболее

Таблица 2

Признаки олигоцен-раннемиоценовой зоны сочленения Азиатского континента и Тихого океана различных регионов

Признаки	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
<i>Осадочная геология</i>									
Переслаивание наземно-пресноводных и морских формаций	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Преобладание тонкозернистых пород	++	-	+	+	+	+	-	+	-
Широкое развитие кремнистых пород	++	+	+	+	+	-	++	+	++
Широкое развитие карбонатных пород	-	-	-	-	-	+	-	+	+
Присутствие угленосных пород	+	+	+	+	+	+	-	+	+
Большие мощности толщ	++	+	++	+	+	+	+	+	+
Флишоидное строение формаций	++	+	++	+	+	+	+	+	+
Развитие молассоидных толщ	-	-	-	-	-	+	-	-	+
<i>Магматическая геология</i>									
Совместное присутствие толеитовых, известково-щелочных и щелочных вулканитов	+	+	+	?	+	+	+	?	+
Совместное развитие салитов и базитов	++	++	+	+	++	+	+	+	++
Широкое развитие салитов	-	+	-	-	+	-	-	-	-
Развитие щелочных интрузивных пород	-	-	+	+	+	-	-	-	-
Преобладание подводных вулканитов	+	-	+	+	+	+	+	+	+
Увеличение снизу вверх по разрезу толеитовых базальтов	+	+	+	?	+	?	-	-	?
Натровая специализация щелочей в составе пород	++	+	+	+	++	+	+	+	+
Слабый региональный метаморфизм пород	++	+	+	+	++	+	++	+	++
Слабое проявление магматических пород	-	-	-	+	-	-	+	-	+
<i>Историческая геология</i>									
Преобладание опусканий	++	+	+	+	+	+	+	+	+
Высокие темпы осадконакопления	+	-	+	+	++	++	++	++	++
Значительные амплитуды колебательных движений	++	+	+	+	++	+	+	+	++
Большая контрастность вертикальных движений	+	-	+	+	++	+	+	+	++
Большая проникаемость гипергенной оболочки Земли	+	+	+	?	+	?	?	?	+
Проявление рифтогенеза	+	+	+	?	+	?	?	?	+
Образование внутренних горных сооружений (кордильер, выступов)	-	-	-	-	-	+	+	-	+
Развитие сдвиговых деформаций	+	-	+	?	+	+	-	-	?

П р и м е ч а н и е. I — о. Сахалин, II — Большая Курильская гряда, III — п-ов Камчатка, IV — Корякское нагорье, V — о. Хоккайдо (Япония), VI — о. Лусон (Филиппины), VII — о. Сулавеси (Индонезия), VIII — о. Ниас (Индонезия), IX — о. Новая Гвинея; ++ хорошо выраженный признак, + признак имеет место, — признак отсутствует.

отчетливо реконструируется олигоцен-раннемиоценовая зона, поэтому сравнительную характеристику разных регионов приведем на примере формационных комплексов и истории геологического развития этого возрастного уровня.

Здесь, как и для Дальнего Востока, основой для установления зоны сочленения континента и океана являлись формационные комплексы (наборы геологических формаций, отличающиеся один от другого составом и структурой) переходного типа. На рис. 2 показано выделение таких комплексов в разрезах кайнозойских образований некоторых районов на стыке континента и океана. Необходимо подчеркнуть, что не все олигоцен-нижнемиоценовые образования рассматриваемых регионов следует относить в класс «переходных» формационных

комплексов. Молассоидные толщи Центрального Хоккайдо, островов Себу и Палаван Филиппинского архипелага, центральной и западной частей о. Калимантан Индонезии являются типично орогенным и характеризуют, по нашим представлениям, континентальную зону.

В табл. 2 сведены геологические признаки олигоцен-раннемиоценовой зоны сочленения Азиатского континента и Тихого океана для разных географических районов. При этом использованы многочисленные опубликованные работы: по п-ову Камчатка — Г. П. Авдейко, Г. М. Власова, Г. С. Горшкова, В. К. Ротмана, А. Е. Светловского; по Корякскому нагорью — А. И. Аникеева, И. Е. Драбкина, Б. Х. Егиазарова, Г. Г. Кайгородцева, А. Ф. Михайлова; по о. Хоккайдо (Япония) — М. Горай, М. Минато, М. Фунахаси, А. Сугимуры, С. Уеда и

других; по о. Лусон (Филиппины) — Р. Ратлenda, М. Уолтера, В. А. Швольмана; по островам Индонезийского архипелага — В. И. Архипова, Р. В. Ван-Беммелена, Ф. Гервасио, Д. Милсома, В. Е. Хайна, Ч. Хатчinsona. В нижеследующих комментариях к таблице ссылки на авторов даются только при характеристике принципиальных положений.

Говоря об осадочной геологии олигоцена — раннего миоцена в зоне сочленения Азиатского континента и Тихого океана, отметим, что не везде однотипно диагностируются кремнистые породы (кремнистые и опоковидные аргиллиты и алевролиты). Часто их называют «окремненными», «кварцитовидными», «яшмовидными» породами, «черными сланцами» и т. д. Они широко развиты в аманинской и таххинской свитах Западной Камчатки, ильинской свите Олюторской зоны, велонлыкской и ратчинской свитах Парапольской зоны Корякского нагорья, ярусах Нисиога и Нисикуросава о. Хоккайдо. Относительно глубоководный характер таких пород доказывается тонкостенной фауной. Обычно к кремнисто-глинистым формациям тяготеют вулканиты. Характерно флишоидное строение таких горизонтов, что дало основание Г. М. Власову с соавторами [3] выделить «туфогеный флиш». Мощность олигоцен-раннемиоценового формационного комплекса «переходного типа» достигает 4000—5000 м (Западный Хоккайдо, впадина Кагаян на о. Лусон).

Следует подчеркнуть, что южнее Японского архипелага в составе олигоцен-раннемиоценовых образований кремнистые породы не отмечаются. Их место занимают карбонатные породы, многие из которых являются пелагическими [4]. Кремнистые породы вновь появляются в неогеновых разрезах только на о. Новая Гвинея, а на островах Новой Зеландии они уже преобладают над известняками. Эти латеральные изменения В. Е. Хайн [6] объясняет климатическими факторами. Однако не исключено, что они связаны с глубиной осадконакопления, поскольку на дне глубоководных котловин и желобов, окружающих острова Филиппин и Индонезии, кремнистые породы развиты широко. Почти во всех районах (за исключением о. Сулавеси Индонезийского архипелага) в составе терригенных формаций имеются бурые угли. В некоторых регионах (Филиппинский архипелаг, о. Новая Гвинея) среди олигоцен-миоценовых толщ установлены молассоидные образования [2, 7].

Почти во всех рассматриваемых регионах отмечается совместное присутствие толеитовых, известково-щелочных и щелочных вулканитов. Среди них преобладают подводные типы, однако в пределах вулканических геантклиналей, например Большой Курильской гряды, шире

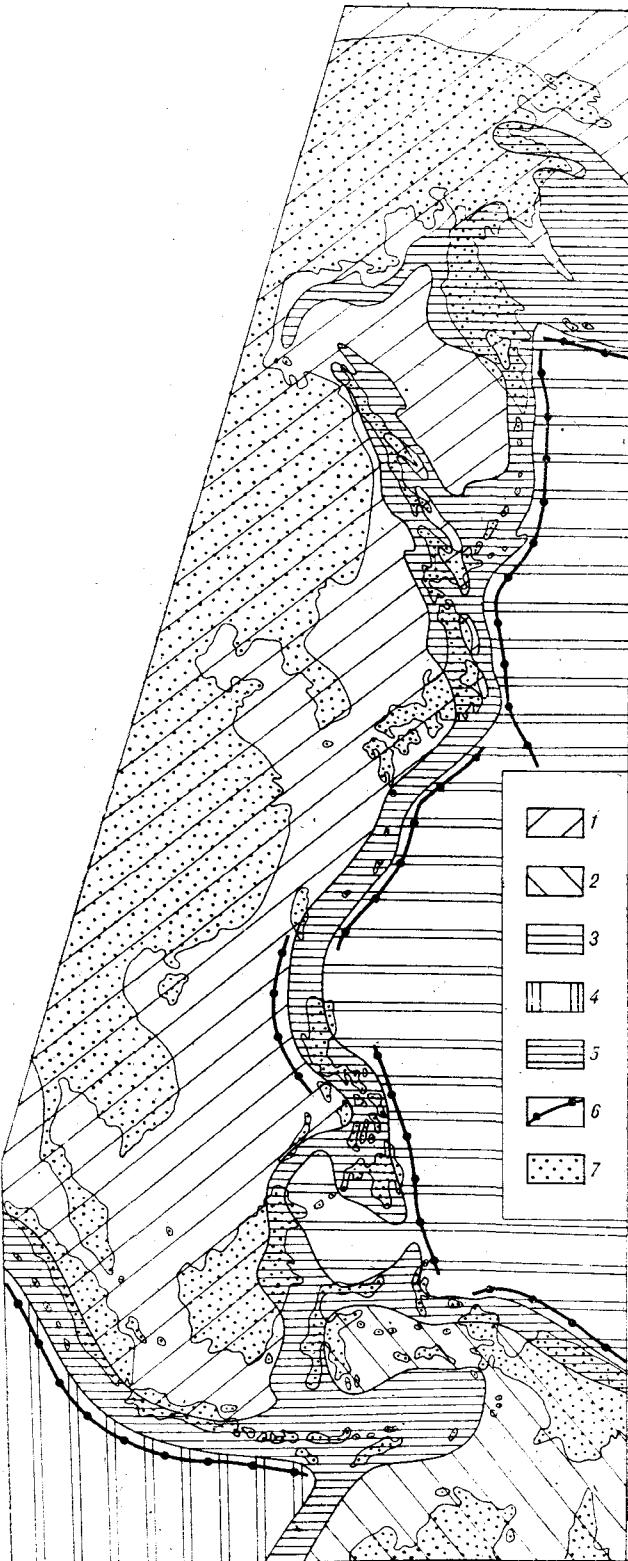


Рис. 3. Зона сочленения континента и океана для позднего олигоцена — раннего миоцена.

1 — Азиатский континент; 2 — Австралийский континент; 3 — Тихий океан; 4 — Индийский океан; 5 — зона сочленения континента и океана; 6 — оси современных глубоководных желобов; 7 — современные территории материков и островов.

развиты субаэральные вулканиты, и здесь же значительное распространение получили салиты. В целом роль магматических пород в составе олигоцен-миоценовых образований неравнозначна для разных регионов (как и в пределах отдельно взятых регионов). Так, в Корякском нагорье, на островах Сулавеси (Индонезия) и Новая Гвинея изверженных пород рассматриваемого возраста мало, щелочные интрузивные породы известны только на островах Японского архипелага и п-ове Камчатка.

В истории геологического развития почти во всех регионах (за исключением вулканических геоантиклиналей) восстанавливается большая контрастность вертикальных движений. Так, по данным Р. Ратленда и М. Уолтера [4], амплитуда вертикальных поднятий в горных хребтах о. Лусон (Филиппины) с раннего миоцена до плейстоцена составила 12 000—14 000 м, а мощность неогеновых пород в смежных прогибах достигает 9000 м. Однако горные сооружения внутри неогеновых структурно-формационных зон реконструируются (по наличию молассоидных образований) лишь в отдельных районах Филиппинского и Индонезийского архипелагов. В ряде регионов большую роль в формировании геологической структуры сыграли левосторонние сдвиги, проявленные с олигоцена [1, 4]. Повсеместно отмечаемое одновременное развитие мощных терригенных прогибов с угленосными и грубозернистыми породами, салитовыми и щелочными магматическими образованиями, с одной стороны, увеличение роли базитовых вулканитов, в том числе толеитовых базальтов, и формирование глубоководных котловин, с другой — позволяют предполагать сложение разнонаправленных процессов сиализации и базификации гипергенной оболочки Земли на всем протяжении зоны сочленения Азиатского континента и Тихого океана.

Таким образом, главные признаки олигоцен-миоценовой зоны сочленения континента и океана (переслаивание наземно-пресноводных и морских осадочных формаций, большие их мощности и флишоидное строение, совместное развитие магматических продуктов базитового и салитового составов, преобладание опусканий, большая проникаемость гипергенной оболочки Земли) сохраняются во всех регионах на стыке Азиатского континента и Тихого океана. Эта зона хорошо прослеживается от Камчатки до Корякского нагорья, через Японские острова до Новой Гвинеи довольно узкой (150—300 км) полосой (рис. 3). Лишь на стыке Азиатского и Австралийского континентов она значительно расширяется. Конфигурация олигоцен-раннемиоценовой зоны сочленения континента и океана позволяет предполагать, что она сформировалась над серией сближенных во времени и пространстве глубинных разломов.

Данные по зоне сочленения Азиатского континента и Тихого океана указывают на прогрессирующее расширение поверхности Земли в течение кайнозоя. Об этом свидетельствуют структуры растяжения типа «грабен в грабене», образование крупных глубоководных котловин с некомпенсированными прогибами и увеличение роли толеитовых базальтов. Вместе с тем периодическое развитие довольно мощных наземно-пресноводных, часто грубозернистых, образований, значительная дислокированность кайнозойских комплексов и проявление сдвиговых деформаций указывают на существование периодов сжатия. Все это наиболее логично может быть объяснено с позиций гипотезы пульсирующей и расширяющейся Земли [5].

ЛИТЕРАТУРА

1. Архипов И. В. Очерк тектоники островов Индонезийского архипелага.— В кн.: Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана. М.: Наука, 1964. (Тр. ГИН, вып. 113.)
2. Ван-Беммелен Р. В. Геология Индонезии.— М.: ИЛ, 1957.
3. Власов Г. М., Борисов О. Г., Попкова М. И. Неогеновая туфовая флишоидная формация Курило-Камчатской системы и генезис флиша.— Литология и полезн. ископ., 1977, № 1.
4. Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Материалы по сравнительной тектонике. Т. 2/Под ред. А. Спенсера.— М.: Мир, 1977.

5. Милановский Е. Е. Некоторые закономерности тектонического развития и вулканизма Земли в фанерозое (проблемы пульсаций и расширения Земли).— Геотектоника, 1978, № 6.
6. Хайн В. Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия.— М.: Недра, 1979.
7. Швольман В. А. Тектоника Филиппинского архипелага.— В кн.: Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана. М.: Наука, 1964. (Тр. ГИН, вып. 113.)

УДК 551.462 : 551.35

Б. И. Васильев

РЕЗУЛЬТАТЫ ДРАГИРОВАНИЯ НЕКОТОРЫХ ПОДВОДНЫХ ГОР НА ЯПОНСКОМ ОКРАИННО-ОКЕАНИЧЕСКОМ ВАЛЕ

Подводные горы на Японском окраинном океаническом вале, по данным драгирований, выполненных в 11-м и 15-м рейсах НИС «Каллисто», представляют собой затопленные вулканы, извергавшие в кайнозое щелочные андезитобазальтовые лавы и их пирокластические

ку, сходные с «островодужными». Вулканы, видимо, насыжены на складчатый фундамент, в строении которого принимают участие интрузивные и метаморфические породы.

Японский окраинно-океанический вал представляет собой морфоструктуру, однотипную с валом Зенкевича, однако существенно отличается от него по своему строению. На этом вале нами в 11-м и 15-м рейсах НИС «Каллисто» обследованы горы Такую-Дайити, Рёфу-Дайн, Дайни-Касима и безымянная гора с отметкой вершины 2134 м, а также гора Эримо, расположенная на стыке Японского и Курило-Камчатского глубоководных желобов (см. рисунок). В морфологическом отношении все эти горы сходны между собой (табл. 1). Коническая форма гор свидетельствует об их вулканическом происхождении. По данным непрерывного сейсмического профилирования, рассматриваемые горы лишены покрова осадков и представляют собой сейсмоакустический фундамент. Характеристика выполненных на указанных горах драгирований приведена в табл. 2.

Гора Такую-Дайити имеет в плане форму овала, вытянутого в северо-восточном направлении на 50 км при ширине до 20 км (по изобате 5000 м). Глубина вершины горы 2565 м [3]. На этой горе нами проведено два драгирования в интервале глубин 3000—2800 и 2800—2700 м (ст. К-53 и К-54). С обоих интервалов были подняты в основном однотипные породы (около 250 кг): темно-серые и красновато-бурые пористые, пузырчатые и шлаковидные и миндалекаменные базальты, их туфы и туфобрекции. Базальты некрепкие, при ударе легко рассыпаются. Пустоты диаметром от 0,1—0,5 до 3—5 мм составляют 20—40% от общего объема породы, в связи с чем они, как губка, пропитаны водой. Преобладают мелкопористые разности с незаполненными пустотами, стенки которых обычно покрыты тонким зеленоватым налетом. В некоторых пустотах находится

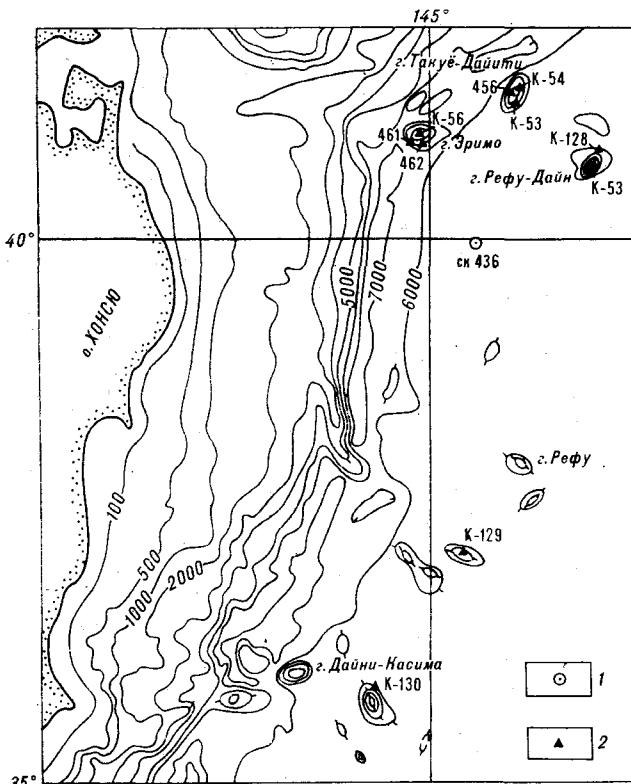


Схема расположения обследованных подводных гор:
1 — буровая скважина; 2 — станции драгирования.

светло-желтое полужидкое вещество, при высыхании твердеющее и приобретающее розово-желтую окраску. Реже встречаются черные и сургучно-красные афировые и миндалекаменные базальты с миндалинами цеолитов. Преобладают порфировидные базальты с вкрапленниками оливина, авгита и роговой обманки, заключенными в раскристаллизованной

Таблица 1

Гора	Координаты вершины		Глубина, м		Высота, м	Ширина в основании, км	Крутизна склонов, град
	широта с.ш.	долгота в.д.	основания	вершины			
Такуё-Дайити	41°25'	146°00'	5000	2565	2435	20×50	8—15
Рёфу-Дайн	40°37,1'	146°45,2'	5000	1345	3655	30×40	10—15
Дайни-Касима	35°47,1'	144°16,1'	5000	1425	2575	20×50	9—14
Безымянная	37°11,4'	145°17,4'	5000	2134	3480	20×40	10—17
Эримо	40°50'	144°52'	6600	3679	2321	30×50	7—10

основной массе, состоящей из микролитов и мелких зерен плагиоклазов, роговой обманки, коричневой слюды и рудного минерала.

Туфы и туфобрекции подняты в виде крупных угловатых уплощенных глыб (до 70 см) со свежими поверхностями отрыва от коренных обнажений. Это зеленовато-желтые легкие породы, сильно измененные вторичными процессами,— по ним развиваются фосфаты, цеолиты и другие вторичные минералы. Туфобрекции состоят из изометрических и угловатых обломков пористых базальтов с обожженными корками (лапилли и вулканические бомбы) размером от 0,1—0,5 до 3—5 см, слабо cementированных шлаково-пепловым цементом. Количество обломков изменяется от 10—15 до 30—40% от общего объема породы.

Туфы зеленовато-желтые, некрепкие, алевропсаммитовые, пористые за счет неплотного соприкосновения зерен.

Обломки базальтов и туфов иногда покрыты железомарганцевыми корками толщиной до 5 см, которые встречаются в виде отдельных уплощенных глыб размером до 30 см. Внутренняя часть таких глыб имеет массивную текстуру, а наружная — волнисто-слоистую. Глыбы часто пронизаны тонкими (2—3 мм) прожилками розовато-желтого кремня. Иногда в них встречаются зубы акул. Описанные вулканические породы (пористые базальты, их туфы и туфобрекции) очень сходны с наземными плиоцен-четвертичными вулканитами Курильских островов.

Кроме описанных пород были подняты угловатые обломки спекшихся туфов липаритодатитового состава, алевролиты, кремнистые породы, песчаники, граниты, гранодиориты, плагиограниты и кристаллические сланцы, описанные в работе [3].

Таблица 2

Гора	Станция драгирования	Интервал, м	Драгированный материал	
			Вес, кг	Краткая характеристика
Эримо	K-56	3900—3800	50	Глыбы и щебень коренных пород, галька
	461 *	4000—3850	?	Илистый песок с галькой
	462 *	4020—4000	?	Песок с обломками гранитов и песчаников; галька гранитов, песчаников, сланцев и др.
Такуё-Дайити	K-53	2800—2700	150	Глыбы и щебень коренных пород, железомарганцевые конкреции, галька
	K-54	3800—3200	250	Крупные глыбы и щебень коренных пород, валуны
	456 *	3609—3510		Илистый песок, обломки вулканических пород, галька
Рёфу-Дайн	K-55	1800—1600	5	Глыбы и щебень со свежими поверхностями отрыва
	K-128	2200—2000	60	Две крупные (40×35×20 см) и много более мелких (10—15 см) угловатых глыб со свежими поверхностями отрыва от коренных обнажений; глыбы (10×15 см) пемзы, три гальки — ветрограниты
Безымянная	K-129	3400—3200	100	Глыбы (до 40 см) и щебень коренных пород, железомарганцевые конкреции и корки, галька (15 кг), обломки отмерших кораллов
Дайни-Касима	K-130	3200—3000	5	18 мелких (2—5 см) обломков коренных пород и 48 галек пемзы

* По данным [9].

Из образца серого мергеля, переслаивающегося с линзовиднослоистым мелкозернистым песчаником и темно-серым алевролитом, Н. К. Вагиной определен спорово-пыльцевой комплекс, характерный, по ее заключению, для палеоценена. В нем резко преобладает пыльца покрытосеменных (91%): *Ulmoidesipites* 27%, *Juglanspollenites* 8%, *Triporopollenites carpinooides* 7%, *Polyvestibulopollenites verus* 8%, *Caryapollenites* 6%, *Pterocaryapollenites betuites*, *T. coryloides*, *Fagaceae* (*Fagus*, *Quercus*), *Proteaceae*, *Engelhardtia*, *Platycarya*. Присутствие пыльцы сем. *Proteaceae* указывает на древность палинофлоры. Среди пыльцы голосеменных (3%) преобладает сем. *Taxodiaceae* (*Sequoia*, *Taxodium*, *Glyptostrobus*); единично встречена пыльца *Monosulcites*, *Tsugapollenites*, *Pinuspollenites*, *Podocarpites*. Из спор (6%) присутствуют *Leiotriletes*, *Laevigatisporites*, *Ophyglossaceae*, *Marsilea*, *Lycopodiaceae*, *Osmundacidites*. В целом для спектра характерны мелкие размеры пыльцевых зерен, их деформированность, координированность и большая степень фоссилизации. Наряду с пыльцой и спорами присутствуют остатки морских диатомей, а также два вида радиолярий: *Podocyrtis papalis* Ehr. и *Afeus aff. liroides* Riedel and Sanfilippo (определение С. В. Точилиной). Первый вид распространен в палеоценовой зоне *B. bidorfensis* Мексиканского залива (скв. 94 DSDP), второй — характерен для верхнемеловых отложений — кампанских в Тихом океане вблизи Марианского желоба (скв. 452 A DSDP) и маастрихт-палеогеновых в Карибском море (Riedel, 1974 г.). Возможно, меловые радиолярии являются переотложенными. Положение в разрезе мергелей с вышеупомянутыми палеонтологическими остатками не ясно. Возможно, они подстилают вулканогенную толщу, которая в этом случае должна быть моложе. Это предположение противоречит результатам определения абсолютного возраста базальтоидов К — Аг-методом, выполненного японскими учеными, — от 52,8 до 81,1 млн. лет [6], т. е. от палеоценена до кампана включительно. Еще большие расхождения наблюдаются с нашими определениями (76 и 106,5 млн. лет). Такой разброс значений абсолютного возраста базальтов, определенного К — Аг-методом из валовых проб, объясняется их сильной измененностью, в связи с чем к этим определениям следует относиться с большой осторожностью.

Гора Эримо расположена на стыке Курило-Камчатского и Японского желобов. С горы драгированы в основном те же породы, что и с г. Такую-Дайти. Здесь преобладают мелкопористые пироксеновые, пироксен-плагиоклазовые и оливин-пироксен-плагиоклазовые базаль-

ты и плагиобазальты и их пирокластические разности — ксенолавы и лавобрекции, описанные в работе [3]. В некоторых образцах лавобрекций обнаружены включения пелитового туффита с остатками диатомей *Thalassiosira excentrica*, *Biddulphia aurita*, *Raphoneis surrella* и *Chaetoceros* sp. (определение Е. И. Царько), что может служить указанием на кайнозойский возраст вулканической толщи.

Гора Рёфу-Дайн расположена в северо-восточной части Японского окраинно-океанического вала в зоне сочленения его с валом Зенкевича. На ней выполнено два драгирования, причем наиболее результативное (ст. К-128) — на южном склоне горы в интервале 2200—2000 м. Здесь подняты две большие (40 × 35 × 20 см) глыбы разложенных базальтовых туффобрекций, почти нацело замещенных железомарганцевыми окислами, и много (около 40 кг) более мелких (10—15 см) скорлуповатых глыб таких же туффобрекций, разложенных базальтовых туфов, гиалокластитов, реже базальтоидов, туфопесчаников, туфов, туфолов, фельзитов и туффитов. Большинство этих пород встречается также в виде обломков в базальтовых туффобрекциях и туфах.

Туффобрекции состоят в основном из обломков коричневато-серых и красновато-бурых миндалекаменных пироксеновых и пироксен-роговообманковых базальтов. Редкие (до 10%) вкрашенники в них (0,3—3 мм) представлены базальтической роговой обманкой и авгитом или только авгитом. Основная масса толеитовая, гиалопелитовая и трахитовая, состоит из лейст и микролитов лабрадора, мелких кристаллов роговой обманки, авгита, нацело серпентинизированного ортопироксена, микрозерен магнетита, псевдоморфоз лимонита по оливину и стекловатого базиса, превращенного в палагонит и частично в делессит. Округлые миндалины выполнены делесситом.

Кроме базальтов в туффобрекциях встречены обломки розовых окремненных алевропсаммитовых туфов и алевропелитовых туффитов кислого состава с остатками кремнистых микроорганизмов. Преобладают обломки кремнистых пород, андезитобазальтов, красно-бурые железистые стяжения, многочисленные обломки скульптурно выветреного базальта, обломки кристаллов плагиоклаза и (редко) пироксена, реликты миндалин, выполненных хлоритом. Цементирующая масса туффобрекций представлена разложенным псевфито-псаммитовым базальтовым туфом, по которому развиваются железомарганцевые окислы.

Туфы встречаются в виде отдельных глыб. Это зеленовато-розовые крепкие породы первоначально базальтового состава, разложенные, псевфито-псаммитовые, в различной степени насыщенные железомарганцевыми окислами.

Иногда в них встречаются мелкие зубы хищных рыб. Литокласти представлены базальтами, аналогичными описанным выше, реже — андезитобазальтами. Витрокласты (до 60%) — обломки причудливой формы (палочковидные, саблевидные, ножницевидные, очковые и др.) размером 0,05—2 мм, с зональным строением: в центральных частях располагаются кристаллики пироксена (?), замещенного шалагонитом, далее от центра развит анальцим, а наружные зоны сложены лимонитом. Встречаются витрокласты с пузырчатой текстурой, палагонитизированные, с краев также отороченные лимонитом. Миндалины заполнены делеситом и палагонитом. Редкие кристаллокласти (3—5%) представлены клиноциркеном и плагиоклазом. Цемент распределен неравномерно, представлен вторичным стеклом, замещающимся лимонитом и магнетитом, иногда в нем наблюдаются реликты пепловых частиц.

Гиалокласти — зеленовато-розовые некрепкие породы, насыщенные железомарганцевыми окислами, макроскопически очень сходные с туфами. Состоят из черепков и расплющенных осколков пузырчатого стекла и линзовидных лавовых обособлений (глобул) с неровными краями. Для глобул характерно сочетание участков с тонкофлюидальной текстурой и со сферолитовой отдельностью. Размер сферолитов 0,3—0,8 мм. Цементом служат расплющенные осколки стекла, спекшиеся в псевдофлюидальную массу. Стекло неравномерно замещается палагонитом, иногда хлоритом и анальцимом, местами оно насыщено тонкодисперсным магнетитом, образующим линзовидные обособления (до 1 мм). В количестве до 3% присутствуют кристаллокласти лабрадора, пироксена, редкие обломки андезитов, андезитобазальтов и кремней. Из образца туфа (обр. К-128/10) В. С. Пушкарь определил комплекс диатомей, характерный, по его заключению, для верхнего олигоцена, что и определяет возраст вулканогенной толщи.

Кроме описанных пород, составляющих подавляющую часть драгированного материала, в виде единичных угловатых обломков (3—15 см) были подняты: туфопесчаник коричневато-серый мелкозернистый полимиктовый с угловатыми зернами, несортированный, с железистым туфогенным цементом; туфолова фельзита голубовато-серая с редкими обломками перекристаллизованных вулканических пород среднего состава; кварцевый диоритовый порфирит, сильно измененный, состоящий из вкрапленников роговой обманки, замещенных хлоритом и эпидотом, и соссюритизированного плагиоклаза, заключенных в кварцодержащей (до 10%) основной массе с многочисленными зернами рудного минерала. Подняты также округлые глыбы (14—15 см) пористой пемзы, про-

питанные железомарганцевыми окислами, и три гальки в форме ветрогранников.

Второе драгирование (ст. К-55) выполнено на вершине горы в интервале глубин 1600—1800 м. Здесь была поднята глыба (5 кг) серого биотитового дацита с абсолютным возрастом 21,6 млн. лет (определение К — Аг-методом в лаборатории ПГО Приморгеологии).

Безымянная гора с отметкой 2134 м. Гора расположена в средней части Японского окраинно-вулканического вала. Драгирование велись на северном склоне горы в интервале 3400—3200 м. Подняты около 100 кг глыб (до 40 см) и щебня коренных пород, железомарганцевые конкреции и корки, галька, обломки отмерших кораллов.

Примерно, 35% драгированного материала составляют базальты. Это — угловатые, чаще изометричные обломки размером от 1—2 до 10—15 см. Поверхность обломков обычно покрыта коричневой пленкой окислов, иногда на них наблюдаются черные железомарганцевые корки. На многих обломках видны следы отрыва от коренных обнажений. Часто наблюдается скорлуповатая отдельность, реже — плитчатая и типа «хлебной корки». Встречаются также скорлуповатые вулканические бомбы серых пористых базальтов диаметром 4—6 см, покрытые сверху железомарганцевыми корками.

Цвет базальтов обычно красновато-бурый, текстура пузырчатая и миндалекаменная. Количество пустот от 10—15 до 30—35%, форма их округлая и неправильная, размер 1—3 мм. Преобладают пироксеновые порфировые базальты с пилотакситовой, местами пойкилоофитовой и микродолеритовой основной массой, состоящей из лейст и микролитов плагиоклаза, микрозерен авгита, магнетита и анальцима, корродирующими плагиоклазы. Анальцим заполняет угловатые интерстиции между лейстами и микролитами плагиоклаза, микрозернами пироксена и магнетита. Небольшая часть интерстиций заполнена зеленоватым сапонитом. Микрозерна пироксена иногда образуют шлировидные скопления (до 1 мм). Вкрашенники размером 0,5—1 мм (до 20%) представлены свежим плагиоклазом (лабрадор № 52—67), образующим таблитчатые полисинтетические сдвойниковые кристаллы, и зеленоватым авгитом, часто опацитизированным. По краям кристаллов плагиоклаза наблюдаются изометричные зерна пироксена, а вкрашенники пироксена окружены мелкозернистым пироксеном, принадлежащим основной массе и имеющим одинаковую оптическую ориентировку с вкрашенниками.

Лавобрекчи и присутствуют в том же количестве, что и базальты. Они состоят из обломков оливин-пироксеновых и оливиновых базальтовых порфиритов с толеитовой основ-

ной массой и миндалекаменной пузырчатой текстурой. Основная масса базальтов состоит из удлиненных листов плагиоклаза, разложенного оливина, микрозерен рудного минерала и хлоритизированного стекловатого базиса. Вкрапленники — таблицы плагиоклаза, разложенного оливином и пироксена; плагиоклаз де-анортитизирован, цеолитизирован (цеолиты образуют жилковатые выделения). Оливин замещен красно-бурым бовлингитом, пустоты округлой и неправильной формы (до 30%), иногда заполнены хлоритоподобным минералом.

Часто встречаются также туфобрекции, состоящие из обломков базальтов, цементом которых служит псаммитовый туффит. Преобладают пирокластические обломки (0,1—0,3 мм) — андезин-лабрадор, авгит, редко — базальтическая роговая обманка, лимонит по магнетиту, обломки андезитов и андезитобазальтов. Цемент поровый хлорит-гидрохлоритовый, волокнистый.

Реже в виде крупных (до 40 см) глыб и угловатого щебня встречаются: туфы базальтов желто-зеленые мелкообломочные монтмориллонитизированные; туфы базальтов розовые глиноподобные с мелкими (3—7 см) железомарганцевыми стяжениями, сильно разложенные; туфы светло-желтые, разложенные, глиноподобные с мелкими железомарганцевыми конкрециями; туфы светло-серые глиноподобные.

В туфах часто встречаются обломки сильно разложенных (до состояния глины) пористых базальтов. В глыбах туфов наблюдаются ожелезненные поры беспозвоночных животных диаметром от 0,5 до 3 см, на их поверхности — железомарганцевые корки (от 0,3 до 1,5 см) и остатки отмерших губок, пропитанных железомарганцевыми окислами.

Среди более мелких (1—7 см) остроугольных обломков, кроме описанных базальтов и туфов, присутствуют следующие породы: туффит алевритовый, зеленый плитчатый, мелкозернистый; терригенные обломки (до 20%) размером 0,02—0,1 мм представлены кварцем, базальтической роговой обманкой, базальтами, андезитобазальтами; пирокластические обломки (до 40%) имеют тот же состав, но совершенно не окатаны; цемент базальный кремнисто-глинисто-хлоритовый с реликтами пепловых частиц, замещенных цеолитами, тонковолокнистым хлоритом, гидрохлоритом с пятнами криптокристаллического кварца (по радиоляриям). Микрослоистость обусловлена чередованием алевритовых и алевропелитовых слойков (0,3—1 мм) и лимонитизированного углистого (?) вещества. Алевролиты зеленые плитчатые, алевропелиты черные углистые, туфопесчаники черные мелкозернистые. Гранодиорит светло-серый среднекристаллический, пироксен-рогообманковый. Пемза пористая,

пропитанная железомарганцевыми окислами. Железомарганцевые конкреции диаметром 3—5 см (около 10 кг).

Кроме угловатых обломков поднято около 5 кг различно окатанной гальки базальтов и туфов, аналогичных вышеописанным, а также несколько галек в виде ветрогранников, среди которых присутствуют: диоритовый порфирит зеленовато-серый плагиоклазовый; фельзит-порфир светло-серый с включением кремнистой породы; кварцевый порфир зеленый с крупными вкрапленниками кварца; гранит светло-серый среднезернистый биотитовый; аplit белый сахаровидный; граносиенит гибридный катаклизированный.

Гора Дайни-Касима. Расположена в средней части Японского окраинно-океанического вала. Драгировался южный склон горы в интервале 3200—3000 м, поднято 18 мелких (2—5 см) обломков коренных пород и 48 галек ожелезненной пемзы.

Угловатые обломки представлены следующими породами.

Туф алевропсаммитовый темно-серый тонкопористый миндалекаменный литокристаллопластический. Состоит из мелких обломков и кристаллов (0,05—2,0 мм) плагиоклаза (андезин-лабрадор), авгита, роговой обманки, магнетита, обломков андезитобазальтов, андезитов, пузырчатого основного стекла, частично хлоритизированного и палагонитизированного. Наряду с угловатыми обломками встречаются полукатанные и окатанные зерна. Цемент глинисто-хлоритовый с примесью цеолитов. Хлорит в цементе грязно-зеленый мелко- и крупночешуйчатый. Цемента очень мало, обломки плотно соприкасаются друг с другом, ограничения не резкие. В некоторых шлифах отмечаются тонкие псаммитовые слойки того же состава.

Лавобрекция андезита красновато-бурая, кавернозная, миндалекаменная. Состоит из обломков андезитов (0,2—6 мм), редко гиалобазальтов. Цемент (70%) — бесцветное стекло, слабо раскристаллизованное и каолинизированное с небольшой примесью лейкоксеновой пыли. Единичные микропорфировые выделения представлены зональным плагиоклазом. Многочисленные миндалины выполнены зеленым делесцитом с концентрическим строением. Отмечаются гнезда лимонитизированного магнетита (до 0,8 мм).

Базальт оливин-пироксеновый черный мелкокористый с крупными (2—3 мм) вкрапленниками плагиоклаза, редко моноклинного пироксена и оливина. Основная масса стекловатая, примерно наполовину раскристаллизована в микролиты плагиоклаза и зерна пироксена.

Базальт коричневато-бурый пористый; оливин пироксеновый миндалекаменный. Структу-

Таблица 3

№	Номер образца	Место взятия, порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	Ппп	Сумма
1	К-53/9	Гора Такуё-Дайити, базальт плагиоклазовый, мелкопор., измененный	43,94	3,42	16,73	6,96	1,32	0,14	5,34	9,37	2,14	1,99	—	3,34	4,93	99,62
2	К-54/20	Гора Такуё-Дайити, базальт плагиоклазовый	51,05	0,90	17,50	4,73	3,30	0,20	5,51	9,49	3,38	0,75	—	1,12	1,66	99,59
3	К-56/6	Гора Эримо, базальт плагиоклазовый, мелкопористый, измененный	45,93	3,64	15,48	16,48	0,66	0,10	1,74	4,36	3,40	3,66	—	1,50	2,56	99,51
4	К-56/20	Гора Эримо, андезит плагиоклазовый	64,10	0,69	16,70	3,28	1,72	0,35	1,87	4,97	4,41	1,20	—	0,23	0,69	100,21
5	462*	Гора Эримо, базальт плагиоклазовый	47,20	2,79	14,67	9,25	—	0,18	5,72	13,39	2,84	1,21	0,16	2,33	—	99,74
6	К-129/3	Гора Безымянная, базальт плагиоклазовый пористый со скорлуповатой отдельностью	51,77	2,21	16,22	6,28	0,86	0,31	3,22	7,70	3,32	2,21	0,29	—	4,28	100,74
7	2144/I**	Безымянная гора в южной части вала Зенкевича, трахибазальты	45,07	2,93	16,00	8,69	2,50	0,13	2,31	7,98	3,31	3,17	2,36	1,21	2,99	99,81
8	2144/II***	Там же, трахиандезитобазальты	55,92	0,96	17,34	3,63	2,75	0,23	1,20	5,66	6,78	2,72	1,35	0,44	0,97	99,95
9	2144/III****	Безымянная гора в южной части вала Зенкевича, трахиандезиты	58,04	1,06	18,20	3,45	2,60	0,26	1,38	4,13	6,77	2,64	0,8	0,20	0,70	100,23

* По данным [9]; ** по данным [4], средние значения по двум образцам; ***, **** то же, средние значения по четырем из двух образцам соответственно.

ра гемеропорфировая; основная масса гиалопилитовая, состоит из микролитов и лейст лабрадора, псевдоморфоз лимонита по оливину и серпентин-бастита по пироксену, микрозерен магнетита и стекловатого базиса, замещающиеся хлоритом и палагонитом. Вкраепленники (0,5–2 мм) — таблитчатые кристаллы лабрадора, частично замещенного делесситом, и псевдоморфозы серпентина по пироксену. Миндалины (до 20%) с концентрически зональным строением, выполнены делесситом, хлоритом, палагонитом и лимонитом. Форма миндалин неправильная, часто удлиненная.

Гиалобазальт бурый пористый авгит-гиперстеновый. В стекловатой основной массе выделяются редкие вкраепленники лабрадора, гиперстена, авгита, зерна магнетита. Вкраепленники (около 5%) размером 0,3–0,8 мм представлены гемеропорфировыми сростками лейст плагиоклаза, зернами авгита и гиперстена. Основная масса перлитовая, состоит из шариков (0,03–0,3 мм), погруженных в анальцимовый цемент. Местами стекло замещается буровато-

зеленым волокнистым сапонитом при сохранении перлитовой отдельности.

Долерит зеленовато-серый тонкокристаллический скорлуповатый.

Кроме того подняты туфоловы и туфы базальтов — бурые, пористые, легкие, некрепкие и железомарганцевые корки толщиной до 5 см, оторванные от пористого шлаковидного базальта.

Обобщения и выводы. Приведенные данные свидетельствуют о том, что все драгированные нами горы представляют собой вулканы, извергавшие в основном базальтовые, реже — андезитовые лавы и их пирокластический материал.

Излияния происходили преимущественно в субаэральных условиях, на что указывают пузырчатые текстуры пород, их красновато-бурый цвет (за счет лимонитизации), обилие грубобломочных несортированных пирокластических продуктов, в том числе вулканических бомб и лапиллей. Затопленный вулкан, того же типа описан и на валах Зенкевича [4].

Распределение обломков «экзотических» пород

Гора	Угловатые обломки		Галька
	в туфах и туфобрекчиях	отдельные	
Рёфу-Дайн	Окременные туфы и туффиты кислого состава, кремнистые породы	Туфопесчаники, туфолава фельзита, кварцевый диоритовый порфирит, биотитовый дацит	—
Безымянная	То же	Туффиты кислого состава, алевролиты, углистые алевролиты, туфопесчаники, гранодиориты	Диоритовый порфирит, фельзит-порфир, кварцевый порфир, гранит, аплит
Дайни-Касима Эримо	Дациты, фельзиты, кремнистые породы	Песчаники с мелководной фауной гастрапод верхнего мела, фельзит-порфиры, аргиллит, алевролиты	Базальты, граниты, гранит-порфиры, гнейсы, кремнистые породы, песчаники, сланцы
Такуё-Дайити	Спекшииеся туфы липаритодацитов, алевролиты, кремнистые породы	Туфоалевролит, алевролит, алевроаргиллит, песчаник, мергель с верхнемеловой микрофауной; граниты, гранодиориты, плагиограниты, кристаллические сланцы, кремнистые породы	Граниты, гранит-порфиры, гнейсы, фельзиты, кремнистые породы

По химическому составу (табл. 3) вулканиты относятся в основном к высокоглиноzemистым породам щелочного оливин-базальтового типа щелочно-известковистой серии [5]. По-видимому, вулканогенная толща залегает на осадочных породах позднемелового — плиоценового возраста (ст. К-128), а местами и на более древних образованиях.

Большой интерес представляют обломки «экзотических» пород, особенно в виде включений в туфах и туфобрекчиях, что исключает предположение об их принадлежности к продуктам ледового разноса (табл. 4). К сожалению, таких обломков пока установлено мало, однако сам факт их наличия дает возможность считать, что в составе фундамента, на который насыжены вулканы, могут принимать участие сиалические породы, в том числе интрузивные и магматические. На это косвенно указывает также состав вулканитов — их довольно высокие кислотность (до 64% кремнекислоты) и щелочность (до 9,6% щелочей, в том числе до 3,6% окиси калия). Учитывая, что Японский окраинно-океанический вал находится за «андезитовой линией» и по геофизическим данным имеет кору океанического типа, это предположение заслуживает особого внимания. Весьма важен и другой факт — наземный характер извержений вулканов и их сравнительно недавнее опускание на глубину 3—4 км, о чем свидетельствуют свежесть вулканитов, наличие их гальки, отмерших губок и ископаемых нор беспозвоночных животных.

Эти выводы подтверждаются и результатами бурения. Так, в скв. 4.36, пробуренной в северной части Японского окраинно-океанического вала, между меловыми кремнями и среднемиоценовыми радиоляриево-диатомовыми алевролитами залегает всего 20 м коричневых глин с марганцевыми конкрециями [7]. По возрасту указанный интервал отвечает верхам мела, всему палеогену и раннему миоцену, что свидетельствует о крайне низкой скорости осадконакопления в этот период, а скорее всего — и об отсутствии его в определенные периоды. Последнее, на наш взгляд, может указывать на мелководные или даже наземные условия, существовавшие в рассматриваемом регионе в раннем кайнозое, интенсивное опускание которого началось только в среднем миоцене.

Скважины 584, 584 А и В, пробуренные на нижней ступени островного склона Японского желоба, позволили установить, что эта часть склона желоба также начала погружаться с серединой миоцена [8]. Значительные опускания в позднем кайнозое установлены также для возвышенности Обручева [2], Курило-Камчатского желоба [1], Императорских гор, впадин окраинных и внутренних морей.

Таким образом, полученные данные подтверждают общий характер процесса быстрого опускания земной коры в позднем кайнозое в западной части Тихого океана, что уже неоднократно отмечалось многими исследователями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильев Б. И. Геологическое строение и развитие Курило-Камчатской системы дуга — желоб: Автореф. докт. дис.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
2. Васильев Б. И. Предварительные данные о результатах драгирования на подводной возвышенности Обручева (Тихий океан).— Тихоокеанская геол., 1982, № 5.
3. Васильев Б. И., Евланов Ю. Б. О геологическом строении подводных гор в районе сочленения Курило-Камчатского и Японского желобов.— Тихоокеанская геол., 1982, № 4.
4. Красный М. Л., Неверов Ю. Л. и др. О вещественном составе пород краевого океанического вала Хоккайдо.— Новоалександровск: ДВНЦ АН СССР, 1981.
5. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма.— М.: Недра, 1980.
6. Geological investigation of Japan and Southern Kurile Trench and slope areas GH 76-2 cruise April—June 1976.— Kawasaki, Geol. Surv. Japan, 1977.
7. Honza E. et al. Pre-site survey of the Japan trench transect, deep sea drilling project.— Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— Washington U. S. Gov. Print. Office, 1980, v. 56, 57.
8. JOIDES J., 1983, v. IX, N 1.
9. Tsuchi R., Kagami H. Discovery of Nerinid Gastropoda from Sea Mount Сысоев (Erimo) at the junction of Japan and Kurile-Kamchatka Trenches.— Res. Oceanogr. Works in Japan, 1967, v. 9.

ТОИ ДВНЦ АН СССР,
Владивосток

Поступила в редакцию
23 июля 1984 г.

УДК (551.8 : 552.54/55 : 551.73/.78) (571.6)

*B. V. Крапивенцева, Е. В. Краснов***КАРБОНАТНО-КРЕМНИСТЫЕ ТОЛЩИ ФАНЕРОЗОЯ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА**

Карбонатно-кремнистые толщи преимущественно биогенной природы широко распространены на Дальнем Востоке СССР в осадочных отложениях различного возраста (с кембрия по неоген включительно). Латеральная сопряженность карбонатных и кремнистых отложений указывает на последовательную смену фаций от мелководных шельфовых до более глубоководных в условиях эвгеосинклинальных морей. Линейная вытянутость выходов карбонатно-кремнистых отложе-

На Дальнем Востоке в осадочных отложениях различного возраста широко распространены своеобразные комплексы карбонатно-кремнистых пород преимущественно биогенной природы. Латеральная сопряженность этих образований указывает на последовательную смену фаций от мелководных шельфовых до довольно глубоководных, формирующихся в нижней части континентального склона. Карбонатно-кремнистые толщи образовались в весьма различных условиях от окраинных субплатформенных морей до геосинклинальных бассейнов островодужного типа при интенсивном вулканизме в зонах протяженных глубинных разломов.

Закономерности распространения карбонатно-кремнистых толщ определяются в первую очередь их структурным положением в Тихоокеанском подвижном поясе мезозойско-кайнозойской складчатости. К его внешней части относятся Чукотская и Верхояно-Колымская (мезоаиды Северо-Востока СССР), Монголо-Охотская, Сихотэ-Алинская области, к внутренней — области кайнозойской складчатости: Сахалин, Западная и Центральная Камчатка, Корякское нагорье и Восточно-Камчатско-Курильская область с незавершенной стадией геосинклинального развития [14]. В каждой из этих областей имеются карбонатно-кремнистые ассоциации соответствующего возраста [15].

Наиболее древние эпиплатформенные органогенные карбонатные, реже терригенно-карбонатные толщи протерозойского, кембрийского и более молодого (по мере движения с запада на восток) возраста встречаются в окраинной юго-восточной части Сибирской платформы, а самые молодые — в неогене Западной Камчатки.

ний, наличие среди последних вулканогенных пород, приуроченность к ним выходов рудной минерализации и термальных вод дают основание говорить о тесной связи отложений с глубинными разломами и о формировании их в обстановках подводного и наземного вулканизма. Все это позволяет выделить карбонатно-кремнистые толщи как особый формационный тип, присущий геосинклиналям на всех этапах их развития.

Пространственная субширотная и субмеридиональная локализация древних бассейнов карбонато- и кремненакопления определяется расположением геосинклинальных систем и глубинных разломов, вдоль которых вытягиваются биогенные карбонатно-кремнистые, карбонатные, кремнистые и кремнисто-вулканические формации (рис. 1).

Верхояно-Колымская и Чукотская области развивались с раннего палеозоя до раннего мела на слабодифференцированном субплатформенном основании [6, 14]. Карбонатные и терригенно-карбонатные образования с мощными (до 2000 м) рифогенными толщами протерозойского и раннепалеозойского возраста известны здесь на Колымском и Омолонском массивах, разбитых многочисленными разломами. В среднем и позднем палеозое (силур, девон, карбон) на шельфах древних окраинных морей существовали небольшие сообщества рифовых кораллов, гидроидных полипов и водорослей. На субплатформенные условия указывают небольшая мощность органогенных построек и слабые фациальные различия вмещающих отложений терригенно-карбонатного комплекса пред- и зарифового происхождения.

Чукотская подвижная область, имеющая сложное складчато-блоковое строение, в отличие от Верхояно-Колымской характеризуется неполнотой разрезов, сокращенной мощностью верхнепалеозойско-мезозойского комплекса и участием в его составе морских и вулканогенных толщ. Геосинклинальные формации Чукотской области формировались с раннего триаса до конца мела. Для мезоаид Северо-Востока также характерно омоложение структурного плана с запада на восток [14].

СХЕМА

РАСПРОСТРАНЕНИЯ КАРБОНАТНО-КРЕМНИСТЫХ,
КАРБОНАТНЫХ И КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

СССР

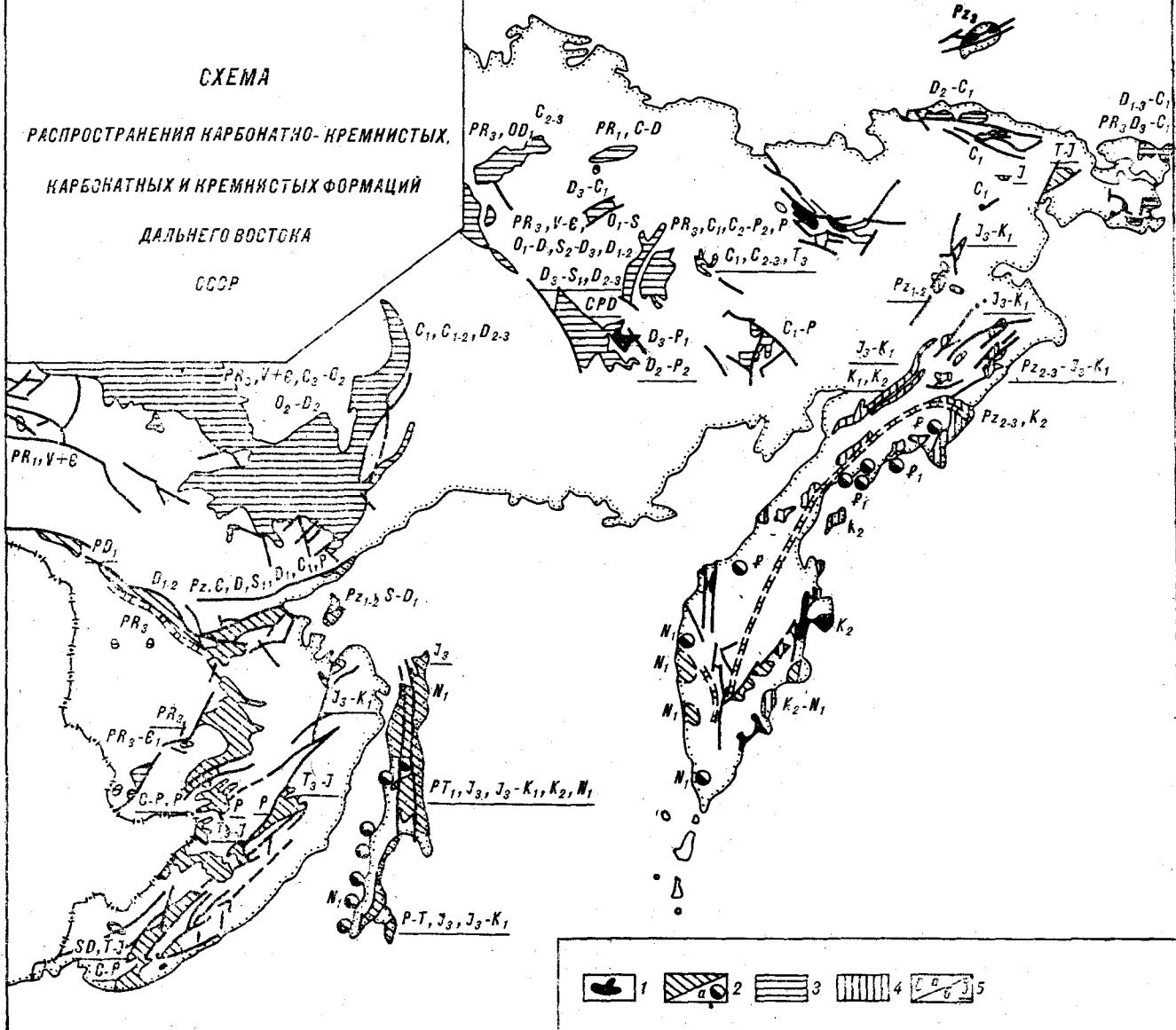


Рис. 1. Схема распространения карбонатно-кремнистых, карбонатных и кремнистых формаций в пределах Дальнего Востока СССР. М-б 1 : 19 000 000, составлена по [15].

1—4 — группы формаций: 1 — карбонатно-кремнистые, 2 — карбонатно-кремнисто-терригенные, 3 — карбонатные, 4 — кремнистые; 5 — возраст формаций: а — карбонатных, б — карбонатно-кремнистых.

Органогенные постройки среднего ордовика известны на Чукотском полуострове в отдельных блоках. В среднем и верхнем палеозое рифоподобные сооружения установлены среди терригенно-карбонатных толщ в Чукотской складчатой зоне, ограниченной протяжёнными (до 270 км) глубинными разломами. Мощность палеозойских отложений 3000—5500 м. Среди триасовых морских терригенных осадков здесь встречаются линзы известняков и ракушняков, образовавшиеся в шельфовой обстановке окраинных морей. Рифоподобные сооружения на Северо-Востоке СССР заканчивают развитие в

конце палеозоя. В перми в краевых прогибах здесь были распространены лишь маломощные коралловые постройки [13].

Монголо-Охотская складчатая область сформировалась на гетерогенном протерозойском фундаменте с кембрием до конца мезозоя. Карбонатно-кремнисто-терригенные толщи протягиваются узкой полосой (6—8 км), расширяющейся на восток до 40 км, ограниченной серией глубинных разломов на протяжении свыше 800 км. Ширина центральной части области сложного складчато-блочного строения достигает 110 км. Это — подвижная «шовная»

зона [15]. Возраст толщ средне- и верхнепалеозойский (девон, пермь), но в краевых частях местами выходят блоки пород кембрия и силура (см. рис. 1).

В разрезах нижнего кембрия, среднего и верхнего палеозоя преобладают песчаники с линзами зеленокаменных пород, известняков, яшм и кремнистых сланцев. Встречаются линзы спилитов и порфиритов, маломощные про- слои туфов и туффитов, связанные с отдельными вспышками подводной вулканической деятельности, но в целом вулканиты развиты слабо. Мощность кембрийских отложений превышает 1500 м, а силурийских и каменноугольных — 5000—6000 м. В силуре преобладают кремнисто-глинистые сланцы, в девоне — карбонатно-кремнисто-терригенные толщи мощностью до 4000 м [5]. Углеродистые кремнистые образования с остатками радиолярий и спикулами губок в виде отдельных пластов и пачек распространены среди силурийских и нижнедевонских отложений по побережью Охотского моря, ритмично переслаиваясь с терригенными породами и вулканитами основного состава. Условия формирования кремнистых пород по сравнению с карбонатными были, по-видимому, относительно глубоководными [7].

Сихотэ-Алинская складчатая область образовалась несколько позднее, чем Монголо-Охотская и мезозоиды Северо-Востока. Наиболее древние силурийско-девонские отложения этого типа располагаются в крайней юго-западной части Приморья. Позднепалеозойские и триасовые карбонатно-кремнистые осадки приурочены к одним и тем же районам. В осевой части Сихотэ-Алиня и вдоль р. Амур карбонато- и кремненакопление шло в бассейнах островных дуг, местами в довольно глубоководных условиях. В западной, сокращенной по площади полосе отлагались осадки окраинного моря, связанные с подводным наземным вулканизмом. Эвгеосинклинальные бассейны продолжали существовать здесь в конце палеозоя и в мезозое до конца юрского периода. В них возник ряд кулисообразных зон карбонато- и кремненакопления. Для восточной зоны были типичны фации островодужных бассейнов. Так, в осевой части Сихотэ-Алиня и Дальнегорском районе Приморья триасово-юрские кремнистые толщи образовались в прогибах между полосами рифогенных построек [8] (рис. 2). Западная зона карбонатно-кремнистых отложений позднепалеозойского окраинного моря прослеживается с юга на север по правобережью р. Уссури, включая хр. Вандан [7].

В ранней и средней юре карбонато- и кремненакопление унаследовано развивалось на тех же площадях, что и в позднем триасе, и в весьма различных обстановках — от бассейнов

островных дуг и окраинных морей до глубоководных [7]. В западной полосе ранне-среднекорские кремнистые осадки отлагались в условиях окраинного моря (в районе хр. Вандан и в низовьях Амура). Позднекорские кремнисто-терригенные отложения, также характеризующие обстановку окраинного моря, известны лишь на левобережье Амура, в его вижнем течении.

В целом позднетриасово-юрская эпоха в Сихотэ-Алинской области была одной из наиболее крупных фаз биогенного карбонато- и кремненакопления, и в это время возникли толщи силицитов мощностью 200—500 м. С омоложением возраста в разрезах увеличивается содержание терригенных и уменьшается роль карбонатно-кремнистых и вулканогенных пород. В верхнепалеозойских и триасово-юрских разрезах восточной зоны с удалением от источников сноса количество терригенных пород уменьшается. Меловой позднегеосинклинальный комплекс на юго-востоке Приморья сложен в основном терригенным флишем с мелкими линзами кремнистых пород. Соотношения кремнистых, карбонатных, терригенных отложений изменчивы и зависят от фациальных обстановок. Так, фтаниты (углеродистые кремнистые породы) приурочены к терригенно-кремнистым отложениям окраин Ханкайского и Буреинского массивов, яшмы и яшмовидные породы преобладают в более удаленных от суши геосинклинальных прогибах [3]. Среди карбонатных пород преобладают мелководные рифовые известняки, образовавшиеся на вулканических поднятиях в карбоне — перми и в позднем триасе; глубоководные микритовые и фораминиферовые известняки геосинклинальных прогибов верхнего триаса образуют на севере области протяженные пласты мощностью до 250 м, связанные с силицитами постепенными переходами и содержащие горизонты, насыщенные конкрециями кремней.

На Сахалине позднепалеозойское карбонато- и кремненакопление сопровождалось подводной эфузивной деятельностью с привносом терригенного материала и образованием рифогенных известняков в условиях бассейнов островных дуг. Пермско-триасовые отложения этого типа развиты на крайнем юго-востоке острова и в северо-восточном обрамлении Тымь-Поронайской депрессии. Позднекорско-меловые и верхнемеловые фации бассейнов островных дуг и окраинных морей распространены более широко, протягиваясь от Тонино-Анивского полуострова до Восточно-Сахалинских гор.

На Южном Сахалине встречаются карбонатно-кремнистые и кремнистые породы верхнекорского и нижнемелового возраста с остатками радиолярий и фораминифер. В отдельных

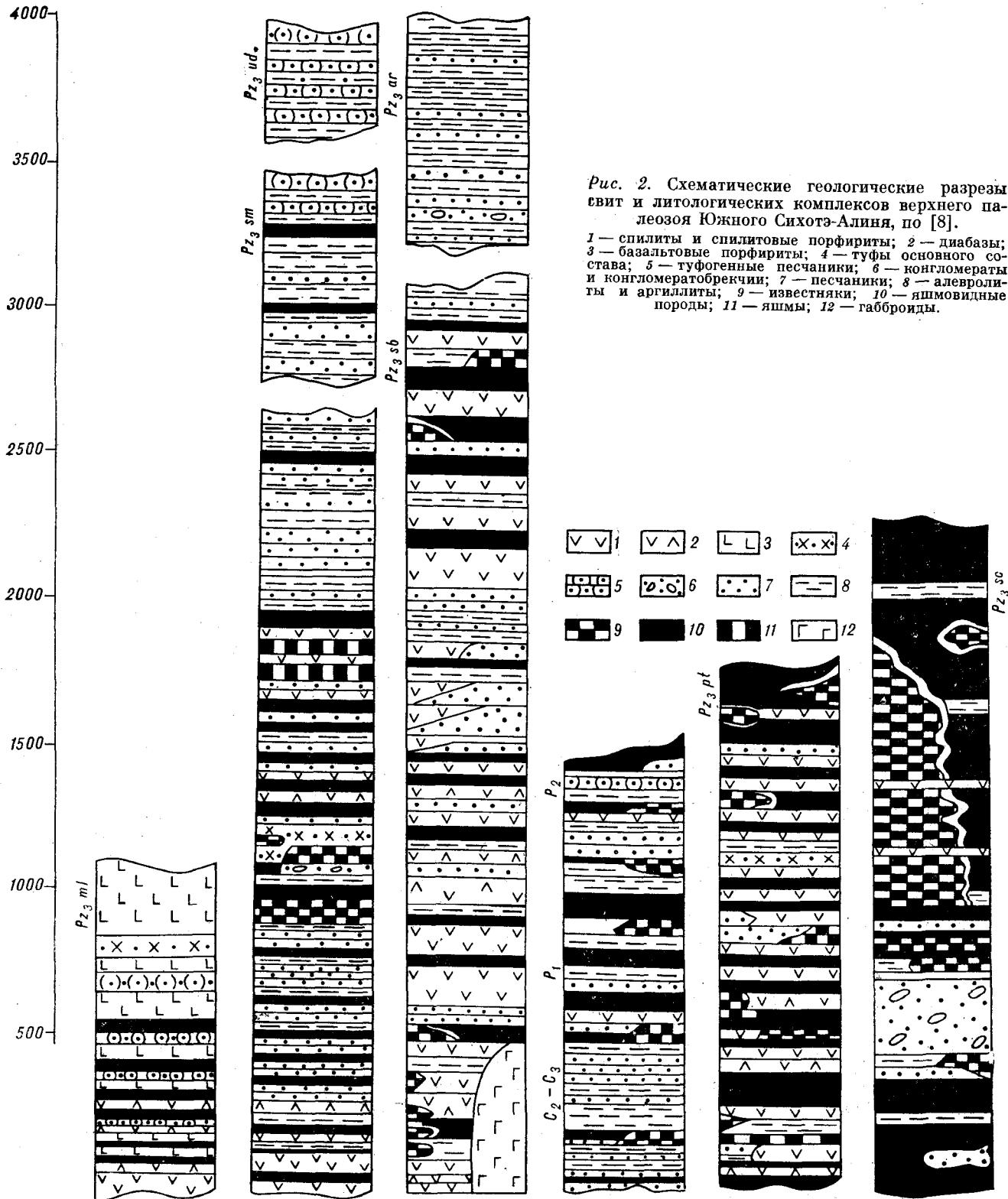


Рис. 2. Схематические геологические разрезы ёвит и литологических комплексов верхнего палеозоя Южного Сихотэ-Алиня, по [8].

1 — спилиты и спилитовые порфириты; 2 — диабазы; 3 — базальтовые порфириты; 4 — туфы основного состава; 5 — тургогенные песчаники; 6 — конгломераты и конгломератобрекции; 7 — песчаники; 8 — алевролиты и аргиллиты; 9 — известняки; 10 — яшмовидные породы; 11 — яшмы; 12 — габброиды.

блоках среди кремнистых и эфузивных верхнеюрских пород набильской серии в Восточно-Сахалинском и Набильском хребтах известны биогермы и биостромы с фауной кораллов,

строматопороидей, брюхоногих моллюсков [13]. Мощность серии превышает 4000 м.

Позднемеловые кремнисто-терригенные толщи с прослоями вулканогенных пород ус-

тановлены в Восточно-Сахалинских горах, где они протягиваются полосой около 140 км. В неогене широко развиты туффито (туфо)-диатомитовая и терригенно-кремнистая формации. Первая сложена туфодиатомитами, диатомитами, опоками, реже туфами и туффитами мощностью 1000—3000 м; особенно выражена эта ассоциация пород в маруямской свите. В состав терригенно-кремнистой формации (кремнисто-диатомитовой, по Л. И. Красному, А. Ф. Михайлову [14]) входят кремнистые алевролиты, аргиллиты, опоки, силициты, халцедонолиты, туфы и смешанные породы. Карбонатные и глинисто-карбонатные породы играют в них второстепенную роль. В раннем миоцене кремнисто-глинистые толщи образовались в относительно глубоководной обстановке вблизи островной дуги. В составе терригенных и биогенно-хемогенных пород отмечаются разнообразные комплексы остатков бентосных и планктонных фораминифер. Диатомиты сформировались на фоне регрессии позднемиоценового моря и в более мелководных условиях. На Курильских островах они широко развиты в морских отложениях среднего миоцена и плиоцена.

Корякское нагорье. Биогенные карбонатно-кремнистые толщи разного возраста прослежены в трех протяженных кремнисто-вулканогенных поясах: Таловско-Майнском, Хатырско-Майнцком и Олюторско-Батынском, сопряженных с зонами глубинных долгоживущих разломов. Органогенные (рифогенные) известняки и туфогенно-терригенные породы имеют здесь второстепенное значение.

Палеозойские кремнисто-вулканогенные отложения развиты в Пенжинском хребте (ордовик), Усть-Бельских горах (девон) и в бассейне р. Хатырки (карбон — пермь). Они сложены метаморфизованными базальтами, их туфами, кремнистыми и карбонатно-кремнистыми сланцами, яшмокварцитами и мраморами общей мощностью около 1500 м. Местами разрез венчается телами (до 100 м) рифогенных известняков [9]. Эти отложения образовались на раннегеосинклинальной стадии во внутренних частях бассейнов, удаленных от источника сноса. В западной части нагорья для них характерны условия, приближающиеся к островодужным, с образованием на поднятиях рифогенных построек. Для Таловско-Майнского и Хатырско-Майнцкого антиклинальных поясов характерно пространственное совмещение палеозойских и верхнеюрско-нижнемеловых кремнисто-вулканогенных отложений. Верхнеюрско-нижнемеловые комплексы распространены в Пенжинском и Пекульнейском хребтах. Это спилиты, диабазы, порфириты, яшмы, известняки, туфы, реже туфопесчаники отложений древней островной дуги мощностью от 100—

400 до 1000 м. Для них характерна фациальная изменчивость, существенна роль туфотерригенной составляющей. Яркая окраска с преобладанием красного цвета сближает их с калифорнийским комплексом «red rocks» [9]. Кремнисто-вулканогенные образования верхнемелового возраста, известные в восточной и южной частях нагорья, сложены мощными (100—600 м) пачками спилитов, диабазов, терригенных пород, реже органогенных известняков. Для них также типично пространственное совмещение верхнемеловых и палеозойских комплексов, участие флишоидных терригенных пород в восточной и пирокластических — в южной частях нагорья. Отмечается и сопряженность их с глубинным разломом — Карагинско-Пахачинской шовной зоной [10].

В верхнемеловых отложениях *Восточной Камчатки*, кроме терригенных и эфузивных пород основного и среднего состава, широко распространены биогенные рифоподобные и биохемогенные известняки, кремнисто-карбонатные отложения, яшмы, кремнистые конкреции. Особенно чиста ассоциация биогенных кремнистых и карбонатных пород в ветловской свите (маастрихт — даний) мощностью до 6000 м.

Неогеновые карбонатно-кремнисто-туфогенно-терригенные образования *Западной Камчатки* представлены переслаиванием кремнистых пород (туфодиатомитов, туфоопок, туфосилицитов) с биохемогенными карбонатными и терригенно-туфогенными (туфами и туффитами) разновидностями. В Тигильском, Ичинском, Колпаковском и Голыгинском районах они известны в неогеновых морских отложениях кавранской и воямпольской серий. Реже они встречаются в палеогеновых отложениях Центральной Камчатки [11]. Суммарная мощность этих отложений до 4000 м.

Японскими исследователями сопряженность биогенных карбонатных и кремнистых пород отмечена на п-ове Ога (на севере о. Хонсю) в бассейне р. Акита в разрезе туфогенно-терригенных отложений мощностью 80—340 м. Последние, как и неогеновые отложения на Камчатке, Сахалине и Курилах, являются составной частью неогеновых диатомовых образований Тихоокеанского пояса, распространенных от северных районов Японии до побережья Северной Америки [16].

Специфическая кремнисто-карбонатная формация выделена И. А. Вылданом в отложениях верхнего протерозоя Горного Алтая, где в ней определены три типа разрезов: карбонатный и кремнисто-карбонатный, терригенно-карбонатный и терригенно-эфузивно-карбонатный. Образование этой формации связано с Катунской островной дугой раннерифейского времени [4]. Выявляется определенная аналогия этой фор-

мации островодужного типа и выделенных в ней типов разрезов с отложениями, рассматриваемыми авторами.

Итак, карбонатно-кремнистые породы фанерозоя в ряде районов Дальнего Востока образовались главным образом за счет жизнедеятельности организмов. Карбонатные отложения представлены рифогенными (водорослевыми, криноидными, коралловыми, фораминиферовыми) и другими органогенно-обломочными известняками, иногда биохемогенными. Кремнистые породы содержат до 75—90% остатков радиолярий, конодонтов, диатомовых водорослей и др. Анализ современного карбонатонакопления и кремненакопления в донных осадках Тихого океана и сопоставление этих процессов с аналогичными в древних бассейнах подтверждают сделанный вывод о генезисе описываемых толщ [1, 2]. Латеральная сопряженность карбонатных отложений с кремнистыми характеризует обстановки последовательной смены фаций — от мелководных шельфовых до условий континентального склона. При этом выделяются фации, характерные для бассейнов островных дуг, достаточно глубоких для вертикальной циркуляции вод и течений, но изобилующих также островами, мелями, рифами, что создавало большое разнообразие экологических ниш, благоприятных для развития фауны и флоры. Подчиненную роль играли отложения фаций окраинных морей и самых глубоководных [7].

Анализ распределения карбонатно-кремнистых формаций Дальнего Востока позволил выявить основные этапы их накопления, обусловленные развитием органического мира: ранне-среднепалеозойский, позднепалеозойско-раннемезозойский (карбон — пермь, поздний триас — ранняя юра), позднемезозойский

(поздняя юра — мел) и кайнозойский (неоген-четвертичный). Субширотное и субмеридиональное размещение бассейнов карбонато- и кремненакопления определяется расположением геосинклинальных систем и глубинными разломами.

Отмечаются продольная, часто направленная, миграция бассейнов карбонато- и кремненакопления в позднем палеозое, раннем мезозое и неогене как следствие геотектонического развития региона, их постепенное перемещение в целом с запада на восток, а в Корякско-Камчатско-Курильской области и с северо-запада на юго-восток соответственно развитию тыловых прогибов.

Присутствие среди карбонатно-кремнистых толщ спилитов, лав диабазов, диабазовых порфиритов, туфов, туффитов указывает на их формирование в обстановках интенсивного подводного и наземного вулканизма. Линейная вытянутость карбонатно-кремнистых отложений на многие десятки, порой сотни километров, приуроченность к ним выходов термальных вод дают основание подчеркнуть их тесную связь с глубинными, длительно развивавшимися разломами и шовными зонами, позволяют видеть в этих толщах особый формационный тип, присущий главным образом геосинклиналям на всех этапах развития северо-западной части Тихоокеанского региона [12].

Своеобразие геотектонической позиции и состава карбонатно-кремнистых толщ Дальнего Востока обуславливает определенную специфику их минерагении [8, 9, 14], указывает на их возможную нефтегазоносность. Дальнейшее изучение особенностей состава и условий их формирования имеет поэтому определенный практический интерес.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богданов Ю. А., Гуревич Е. Г., Лисицын А. П. Модель накопления аморфного кремнезема в донных осадках Тихого океана.— Геохимия, 1980, № 1.
 2. Богданов Ю. А., Гуревич Е. Г., Лисицын А. П. Модель накопления карбоната кальция в донных осадках Тихого океана.— Геохимия, 1980, № 4.
 3. Волохин Ю. Г., Михайлов М. А. Источники кремнезема кремнистых пород восточной части Монголо-Охотской складчатой области.— В кн.: Геохимия и минералогия осадочных комплексов Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979.
 4. Вылцан И. А. Кремнисто-карбонатная формация верхнего протерозоя Горного Алтая.— В кн.: Геологические формации Сибири и их рудоносность. Томск: Томский ун-т, 1981.
 5. Геология СССР. Т. 19. Харабровский край и Амурская область. Ч. 1.— М.: Недра, 1966.
 6. Геология СССР. Т. 30. Северо-Восток СССР. Геологическое описание. Кн. 2.— М.: Недра, 1970.
 7. Жамбай А. И. Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ Востока СССР (на основе изучения рапи-диолярий). Л.: Недра, 1972. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 183.).
 8. Киреева Е. А., Бурилина Л. В., Афанасьева В. М. Основные особенности геологического развития Южного Сихотэ-Алиня в позднем палеозое.— В кн.: Геологические и палеонтологические аспекты развития Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1967.
 9. Колясников Ю. А. Вулканогенно-кремнистые образования Корякского нагорья.— Вулканология и сейсмология, 1982, № 1.
 10. Косыгин Ю. А., Коноваленко А. А. и др. Шовные зоны как особый тип глубинных разломов (на примере Карагинско-Пахачинской шовной зоны Восточной Камчатки).— Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 3.
 11. Крапивенцева В. В., Берсенев В. П., Васильева В. В. Сравнительная характеристика и нефтегазоносность отложений Охотско-Западно-Камчатского и Пограничного (Восточный Сахалин) прогибов.— В кн.:

- Осадочные бассейны и их нефтегазоносность: Тез. докл. IV Всесоюзного семинара. М.: МГУ, 1981.
12. Крапивенцева В. В., Краснов Е. В. Фациальные и палеогеографические условия формирования карбонатно-кремнистых толщ фанерозоя Дальнего Востока.— В кн.: 27-й Международный геол. конгресс. Т. 2. М.: Наука, 1984.
13. Краснов Е. В., Преображенский Б. В., Савицкий Б. О. Основные этапы развития рифостроящих организмов в геологической истории Дальневосточных морей.— В кн.: Палеобиология донных беспозвоночных прибрежных зон моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975.
14. Красный Л. И., Михайлов А. Ф. Кремнисто-вулканогенная груша формаций северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.— Л.: Недра, 1966. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 128.)
15. Тектоническая карта Дальнего Востока и сопредельных районов (на формационной основе). М-б 1 : 2 000 000/Под ред. Ю. А. Косыгина, Л. М. Парфенова. Л.: ВСЕГЕИ, 1978.
16. Aoyagi Koichi, Kazamata Toshie, Akiba Fumio. Neogene siliceous sediments and their relation to origin of the carbonate rocks in Akita, Japan.— Сэкию кайханду гидзюцу сэнта кэнку хокку, Rept. Technol. Res. Cent., 1938, N 18.

ИТИГ ДВНЦ АН СССР, Хабаровск
ДВГИ ДВНЦ АН СССР, Владивосток

Поступила в редакцию
1 ноября 1984 г.

УДК 550.38 : 552.1+550.838.5(571.6)

Н. П. Михайлова, С. И. Кравченко, Е. А. Панских

О ПАЛЕОМАГНИТНОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ АНОРТОЗИТОВЫХ МАССИВОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Обсуждаются данные о намагниченности и плотности пород габбро-анортозитовой формации архейского возраста Баладекского, Джугджурского, Каларского и Сехтагского массивов, расположенных на юге Алданского щита и в обрамляющей его складчатой зоне. Впервые приводятся данные о направлении древней намагниченности анортозитов Джугджурского и Сехтагского массивов. Установлено, что анортозиты этих массивов преимущественно характеризуются однокомпонентной намагниченностью термоостаточного происхождения, синхронной этапу становления породы. В естественной остаточной намагниченности анортозитов Баладекского массива присутствуют вязкая и мета-

хронная компоненты; двухкомпонентная намагниченность наблюдается также у некоторых анортозитов Сехтагского массива. Многокомпонентность естественной остаточной намагниченности является следствием метаморфизма, структурно и химически изменившего первичные ферромагнитные минералы.

Синхронные палеополюса анортозитов имеют координаты: $\Phi^o = 16^o$ с. ш., $\lambda^o = 214^o$ в. д. и $\Phi^o = 2^o$ с. ш., $\lambda^o = 228^o$ в. д. (Джугджурский массив); $\Phi^o = 4^o$ с. ш., $\lambda^o = 247^o$ в. д. и $\Phi^o = 38^o$ ю. ш., $\lambda^o = 198^o$ в. д. (Сехтагский массив). На основе анализа полюсов высказываются предположения о времени и влиянии наложенного метаморфизма.

анортозитового комплекса перечисленных массивов.

Объект исследований — коллекция образцов анортозитов, габбро-анортозитов, габбро и вмещающих пород — отобрана в 1978—1981 гг.

Е. А. Панских (ДВИМС, Хабаровск). Магнитные параметры и плотность измерены в Институте геофизики им. С. И. Субботина АН УССР (Киев); здесь же изучалась палеомагнитная характеристика пород. Ввиду ограниченности коллекции и рекогносцировочного характера исследований обсуждаемые в статье результаты рассматриваются как предварительные.

Представление о магнитных свойствах и плотности пород габбро-анортозитового комплекса дает таблица. Как следует из таблицы, плотностная дифференциация пород комплекса значительная (от 2,60 до $4,69 \cdot 10^3$ кг/м³), но в целом для петрографически однотипных пород плотность — параметр достаточно выдержаный, и тенденция ее роста с увеличением основности породы четко прослеживается для каждого массива. Вместе с тем пределы изменения плотности у анортозитов и габбро-анортозитов из разных массивов взаимно перекрываются. Не исключено, что на приведенные в таблице особенности влияют ограниченность выборок, а также неуверенное в отдельных случаях отнесение образцов к анортозитам или габбро-анортозитам, но это не может иметь решающего значения для характеристики поро-

дий, как правило, встречаются в наиболее глубинных горизонтах земной коры, выведенных в приповерхностную область в приподнятых блоках щитов, и нередко рассматриваются как фрагмент верхней мантии [2]. В последние годы анортозиты обнаружены на Луне; по возрасту они сопоставляются с древнейшими образованиями габбро-анортозитовой формации Земли. Несмотря на неослабевающий интерес исследователей к изучению этих пород [1, 3—5, 7, 9], пока остаются нерешиными такие существенные вопросы, как генезис, температура кристаллизации, состав рудных компонентов, закономерности глобального проявления анортозитового магматизма и др. Всестороннее решение проблемы анортозитов возможно лишь на основе комплексного изучения пород формации с привлечением новых данных, в частности о физических свойствах, в том числе о магнитной и палеомагнитной характеристиках.

Сведения о магнитной и особенно палеомагнитной характеристиках анортозитов СССР пока ограничены [8, 11], а для некоторых районов вообще отсутствуют. К последним относится и советский Дальний Восток, где известны крупные массивы габбро-анортозитов Алданского щита и его складчатого обрамления — Джугджурский, Сехтагский, Баладекский, Каларский и др. (рис. 1). Цель настоящей статьи — осветить результаты изучения магнитной и палеомагнитной характеристик пород габбро-

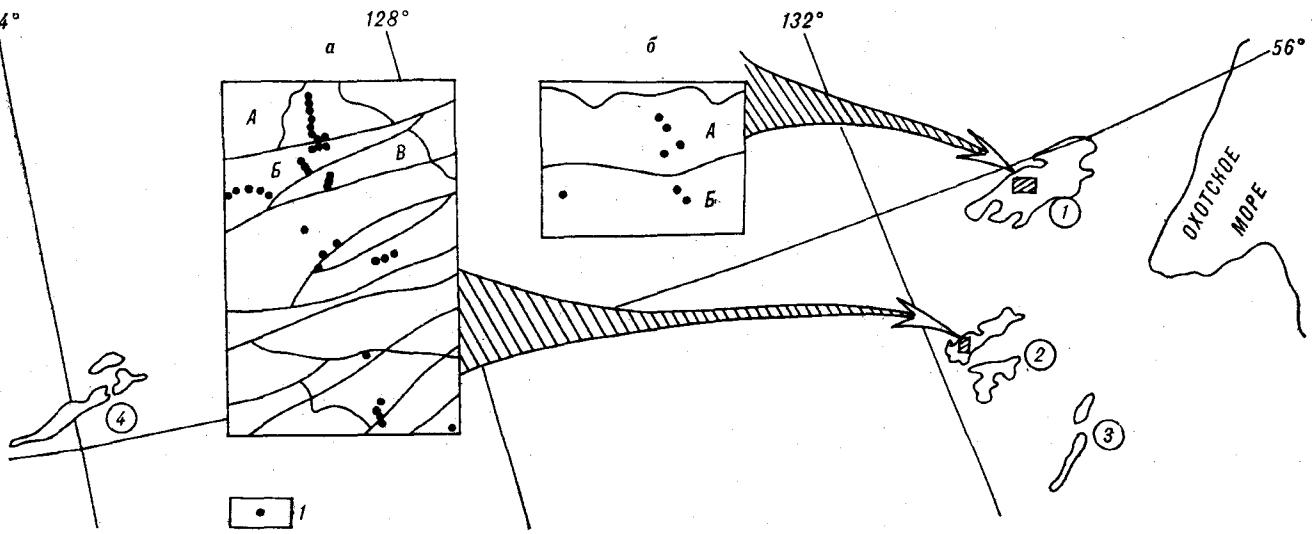


Рис. 1. Схема расположения анортозитовых массивов Алданского щита.

Массивы: 1 — Джугджурский (Геранская часть), 2 — Сехтагский, 3 — Баладекский, 4 — Каларский. 1 — пункты отбора образцов; А, Б, В — блоки массива.

ды в целом. Повышенную плотность (до $3,0 \cdot 10^3$ кг/м³) имеют пироксениты и перидотиты Джугджурского и Баладекского массивов (на основе измерений единичных образцов). Плотностью выше $4,0 \cdot 10^3$ кг/м³ характеризуются титаномагнетитовые и гематитильменитовые руды Джугджурского и Каларского массивов. У них же зафиксированы максимальные значения I_n (до $760000 \cdot 10^{-3}$ А/м) и высокие Q_n (до 23,0).

Естественные магнитные параметры пород анортозитовых массивов разнообразны и отличаются большим размахом I_n , χ , Q_n^* (см. таблицу). Несмотря на малые выборки, во всех массивах наблюдается отчетливая тенденция увеличения χ от анортозитов к габбро, согласующаяся с известной закономерностью роста χ с повышением основности породы. Эта тенденция особенно заметна для χ_{cp} , при подсчете которой из выборок исключались экстремальные значения. Вместе с тем нельзя не отметить, что для ряда анортозит — габбро-анортозит она не столь очевидна. Так, анортозиты и габбро-анортозиты Баладекского массива по магнитной восприимчивости не различаются, близкие значения χ имеют габбро-анортозиты Каларского и анортозиты Джугджурского и Сехтагского массивов.

В целом среди исследованных пород наименее магнитны анортозиты, хотя они, в свою

* I_n и χ измерялись на астатических магнитометрах МА-21 (штуфы) с пороговой чувствительностью для I_n $2 \cdot 10^{-3}$ А/м, для χ $0,25 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, МГ-2 (кубики) с пороговой чувствительностью для I_n $1 \cdot 10^{-3}$ А/м, для χ $0,06 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, а также на измерителе остаточной намагниченности (ИОН-1) с пороговой чувствительностью для I_n $0,06 \cdot 10^{-3}$ А/м.

очередь, дифференцируются на магнитные с $\chi_{cp} \sim 4,4 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ (Джугджурский и Сехтагский массивы) и практически немагнитные с $\chi_{cp} \sim 0,4 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. Вариации значений χ у анортозитов из отдельно взятых массивов связаны с более тонкой петрохимической характеристикой породы. Так, отмечено, что высокой χ характеризуются лабрадориты, андезиты менее магнитны, а олигоклазиты практически немагнитны, но имеют повышенную плотность. Намагниченность анортозитов, пород существенно плагиоклазовых, связана с субмикроскопическими вростками рудных минералов в плагиоклазах, что установлено для аналогичных пород Украинского щита [6]. Этим объясняется и высокая магнитная стабильность анортозитов: фактор Q_n у них превышает первые единицы.

Низкие значения I_n , χ и Q_n и повышенная плотность баладекских анортозитов позволяют предполагать, что ведущую роль среди них играют олигоклазиты. Их появление связывается с метаморфизмом: в зонах рассланцевания основной и средний плагиоклаз замещается парагенезисом высокого давления — олигоклаз + клиноцизит + рудные минералы. Последние в процессе метаморфизма разлагаются, замещаясь сфеном, лейкоксеном, хлоритом.

Магнитная восприимчивость габбро-анортозитов, сохраняя тенденцию в пределах массива (исключение составляет Баладекский массив) быть более высокой по сравнению с χ анортозитов, в разных массивах несколько различна. Наряду с магнитными (Джугджурский и Каларский массивы) среди них встречены сильномагнитные образцы (Сехтагский массив), сравнимые по величине χ с габбро. Ва-

Порода	Массив	Кол-во разцов	$I_n \cdot 10^{-3}$, А/м		$\chi \cdot 10^{-3}$, ед. СИ		Q_n		$\sigma \cdot 10^3$, кг/м ³	
			Размах значений	Среднее	Размах значений	Среднее	Размах значений	Среднее	Размах значений	Среднее
Анортозит	Джугджурский	24	86590—н/м	1 628	95,3—н/м	1,5	240,5—н/м	53,45	2,88—2,63	2,70
	Сехтагский	26	19908—9	1 800	35,9—0,06	4,4	109,3—0,25	9,78	2,88—2,60	2,71
	Каларский	10(56)	4050—н/м	823	17,9—н/м	2,6	40,6—н/м	11,85	2,97—2,61	2,77
	Баладекский	16(54)	52—н/м	6	4,3—н/м	0,4	0,3—н/м	0,04	3,15—2,63	2,82
Габбро-анортозит	Джугджурский	9	14483—н/м	2 472	34,7—н/м	8,3	31,9—н/м	11,01	2,88—2,72	2,78
	Сехтагский	7	6149—н/м	405	82,3—н/м	28,0	159,0—н/м	1,45	2,86—2,61	2,72
	Каларский	6	1578—н/м	445	17,5—н/м	6,2	4,1—н/м	1,05	2,85—2,76	2,82
	Баладекский	3	21—н/м	7	0,5—н/м	0,2	0,1—н/м	0,03	3,23—2,66	2,89
Габбро	Джугджурский	9	18756—10	4 781	46,0—0,42	17,7	19,3—0,63	6,64	3,00—2,70	2,87
	Сехтагский	11	12212—0,7	4 334	652,3—0,30	367,6	16,3—0,04	2,73	3,44—2,74	3,31
Пироксенит	Каларский	5 *	—	—	—	25,2	—	0,72	—	2,91
	Баладекский	4	4582—315	2 808	83,7—1,69	25,9	52,8—0,8	16,0	2,88—2,69	2,83
	Джугджурский	11	5766—4	1 247	72,1—0,74	28,1	3,7—0,1	0,86	3,45—2,85	3,09
	Каларский	6	27349—32	11 268	107,6—1,7	49,0	120,4—0,47	2,73	3,52—3,10	3,26
Перидотит	Баладекский	1	—	378	—	1,6	—	6,0	—	2,90
	Каларский	2	348; 10	—	13,7; 0,98	—	0,6; 0,3	—	3,38; 3,10	—
Сплошные руды	Баладекский	1	—	3 339	—	87,6	—	1,0	—	3,04
	Джугджурский	3	936—0,97	320	19,3—0,68	6,9	1,2—0,04	0,64	3,28—3,02	3,15
	Каларский	9	763058—1811	155 901	1243,0—55,6	575,0	22,8—0,82	6,18	4,75—3,47	4,09
	Каларский	1	—	552 514	—	1965,0	—	6,7	—	4,69

Причесание. I_n — естественная остаточная намагниченность горной породы; χ — магнитная восприимчивость породы; σ — плотность горной породы; $Q_n = \frac{I_n}{H \cdot \chi}$; н/м — немагнитные образцы. В скобках — количество образцов, использованных для подсчета средней величины магнитной восприимчивости.

* Средние значения χ , Q_n , и σ по пяти образцам.

риации значения χ габбро-анортозитов связаны с разной концентрацией темноцветных минералов в породе. В целом следует отметить существование определенных различий в намагниченности габбро-анортозитов разных массивов, что, по-видимому, имеет генетический смысл.

Габбро всех исследованных массивов, в том числе и Баладекского, магнитно. Примечателен тот факт, что значения χ_{cp} этих пород из разных массивов практически близки. Экстремальные значения χ получены у оруденелых разновидностей габбро Сехтагского массива, у которых и плотность больше, чем у других аналогичных пород.

Более информативными с точки зрения термической истории породы являются естественная остаточная намагниченность и тесно связанный с ней фактор Q_n , хотя данных об этих параметрах пока, к сожалению, гораздо меньше. Как отмечалось, величина I_n у исследованных пород изменяется в широком диапазоне, но у однотипных пород из разных массивов она часто обладает некоторой специфичностью. Так, четко выделяются пониженными I_n и Q_n все имеющиеся в коллекции образцы Баладекского массива, а все породы Джугджурского массива (Геранская часть) характеризу-

ются повышенными значениями Q_n (см. таблицу). Высокими значениями Q_n , достигающими десятки единиц, характеризуются моноплагиоклазовые породы; $Q_n > 1$ отмечается также у руды, пироксенитов и гранитов Джугджурского массива; значения Q_n у габбро и норитов со всеми переходными разностями гораздо ниже.

Фактор Q_n обычно рассматривается как показатель магнитной стабильности, и поэтому в отношении анортозитов (кроме Баладекского массива) можно сказать, что они магнитно стабильны и в своем большинстве палеомагнитно информативны; в отношении габбро-анортозитов и габбро этот вопрос может быть решен только после специальных лабораторных испытаний.

Таким образом, несмотря на сходство магнитной восприимчивости, величина I_n у однотипных пород из разных массивов чаще всего различна, что косвенно указывает на различия в генезисе или в постмагматическом существовании породы. В этом отношении важны также данные о направлении остаточной намагниченности I_n^0 в первую очередь у магнитно стабильных анортозитов, судить о которой можно лишь на основе ориентированных образцов.

Ориентированные штуфы отобраны только в Джугджурском и Сехтагском массивах. В первом из них взят 21 образец (13 аортозитов из центральной части и 8 габброидов из краевой зоны, см. рис. 1, б), во втором взято 47 образцов (26 аортозитов, 7 габбро-аортозитов, остальные габбро и вмещающие породы).

Направления I_n характеризуются довольно большим рассеянием, поэтому породы были подвергнуты лабораторным испытаниям с целью определения магнитной стабильности и (в отдельных случаях) происхождения I_n . Выполнено ступенчатое размагничивание образцов в скомпенсированном геомагнитном поле переменным магнитным полем амплитудой до 60 мТл с шагом в 10 мТл и нагревом от 50—100 до 650°C. Некоторые образцы исследовались по методике Телье, для части образцов получены термопарциальные намагниченности при T^o 350 и 500°C и др. Все эксперименты выполнялись по стандартной методике [10, 13]. Размагничивание пород переменным полем оказалось неэффективным, так как уже в полях напряженностью 15—21 мТл разрушается более 60% начальной намагниченности, направление I_n изменяется незакономерно. Информативно размагничивание нагревами в пульевом поле: кривые $I_n(T)$ имеют определенные различия, обусловленные особенностями размагничивания породы в естественных условиях.

Для аортозитов Джугджурского и большей части Сехтагского массивов кривые $I_n(T)$ относятся к типу «коленообразных» с узким спектром блокирующих температур в диапазоне 500—650°C (рис. 2, а). Различия в кривых $I_n(T)$ индивидуальных образцов невелики и касаются главным образом скорости разрушения I_n при 100—400°C (заштрихованная область на рис. 2, а). Направления I_n в процессе нагрева меняются незначительно, и поэтому для палеомагнитных целей может быть использован параметр I_n . Такой тип кривых $I_n(T)$ однозначно указывает на однокомпонентность естественной остаточной намагниченности породы. О происхождении I_n этих пород можно судить по данным нагрева по методике Телье (см. рис. 2, в), результаты которых свидетельствуют в пользу термоостаточной природы I_n . Анализ результатов нагрева, микроскопических исследований и данных о точках Кюри позволяет считать, что I_n (или ее стабильная часть) аортозитов синхронна моменту становления породы. «Коленообразные» кривые $I_n(T)$ наблюдались также у аортозитов Каларского массива, но здесь исследовались неориентированные образцы. Подобные кривые $I_n(T)$ характерны не только для аортозитов

указанных массивов, они отмечены и для других массивов мира [8, 14].

У аортозитов Дальнего Востока наблюдалась и другие температурные зависимости I_n . Так, аортозиты Баладекского массива в основном характеризуются сложными кривыми $I_n(T)$. В естественной остаточной намагниченности обычно присутствует существенная доля вязкой намагниченности или другой нестабильной намагниченности, разрушающейся при T^o 200—250°C и в переменных магнитных полях напряженностью 10—20 мТл. Направление стабильной компоненты не всегда выделяется четко (см. рис. 2, б). Двухкомпонентная естественная остаточная намагниченность выявляется также у аортозитов некоторых блоков Сехтагского массива, стабильная компонента фиксируется после нагрева до 200°C, но направление I_n у них изменяется мало.

Таким образом, можно заключить, что в целом аортозиты относятся к магнитно стабильным породам и их параметр I_n может быть использован для реконструкций на палеомагнитной основе. О носителях стабильной намагниченности этих пород было сказано выше. Различия в температурной зависимости I_n аортозитов из разных массивов или блоков одного массива (как это наблюдалось в Сехтагском массиве), указывая на разную сохранность I_n , являются косвенным свидетельством отличий в термической истории, в частности Джугджурского и Каларского массивов, с одной стороны, и Баладекского — с другой. Данные по Сехтагскому массиву в этом отношении неоднозначны.

Магнитный параметр габбро и габбро-аортозитов менее стабилен. Эти породы характеризуются, как правило, быстрым снижением I_n при нагревах и воздействиях переменным током, хотя стабильный остаток у них часто составляет 40—50% I_n^0 и сохраняется вплоть до 600°C. Стабилизация направления I_n наступает при ~ 400 —500°C. Для четкого выделения древнего направления намагниченности у габбро и габбро-аортозитов необходима комплексная магнитная чистка на статистически значимых выборках. Но различия в температурной зависимости I_n этих пород указывают на возможность привлечения палеомагнитных и некоторых других специфических магнитных характеристик для дифференциации пород и выявления особенностей их генезиса. Векторы I_n габбро Сехтагского массива группируются вблизи направления современного геомагнитного поля. Низкие Q_n и тип кривых $I_n(T)$ (см. рис. 2, г) указывают на большую величину вязкой намагниченности этих пород и на необходимость магнитной или температурной чистки. Образцы габбро-аортозитов занимают по магнитной стабильности промежуточное по-

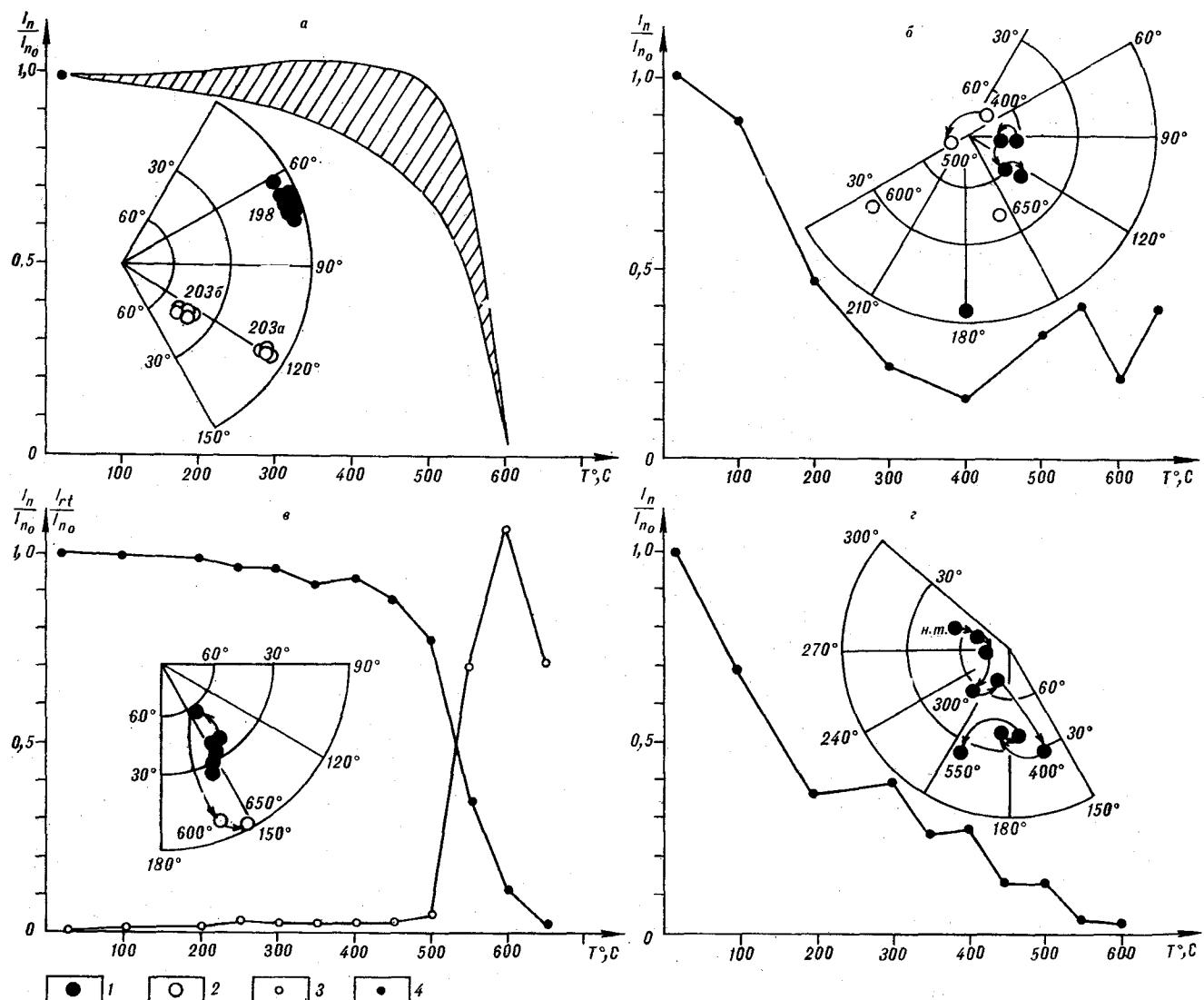


Рис. 2. Термомагнитные исследования пород габбро-анортозитового комплекса Алданского щита.

1 — прямо намагниченные породы; 2 — обратно намагниченные породы; 3 — лабораторная термоостаточная намагниченность (I_{rt}); 4 — естественная остаточная намагниченность (I_n). Заштрихованная область — поле, в которое попадают кривые I_n единичных образцов с однокомпонентной естественной остаточной намагниченностью.

ложение между анортозитами и габбро. Среди них есть как стабильные, так и нестабильные образцы.

По палеомагнитно стабильным образцам анортозитов рассчитаны виртуальные геомагнитные полюса (VGP). Ориентированные образцы анортозитов Джугджурского массива отобраны из двух различных тектонических блоков (см. рис. 1, б), они существенно различаются наклонением. Координаты виртуального полюса составляют для образцов из блока А 16° с. ш. и 214° в. д., из блока Б — 2° с. ш. и 228° в. д. У магнитно стабильных образцов Сехтагского массива наряду с направлениями I_n^0 , сходными с отмеченными для анортозитов Джугджурского массива, выявлены также и

другие. Ориентировка I_n^0 в восточных румбах с низкими наклонениями более характерна для северной части анортозитового тела (см. рис. 1, а, участок А). Виртуальный геомагнитный полюс, рассчитанный по этим образцам, имеет координаты 4° ю. ш. и 247° в. д. (рис. 3). Обратно намагниченные образцы, стабильные по принятым критериям, встречены в блоке Б, расположенном южнее. Они характеризуются относительно низкими χ и высокими Q_n (координаты VGP 38° ю. ш. и 198° в. д.). Этот полюс близок к нижнекембрийским полюсам Алданского щита, определенным по стратифицированным осадочным породам [12]. Предполагается, что намагниченность анортозитов указанного участка массива приобретена в резуль-

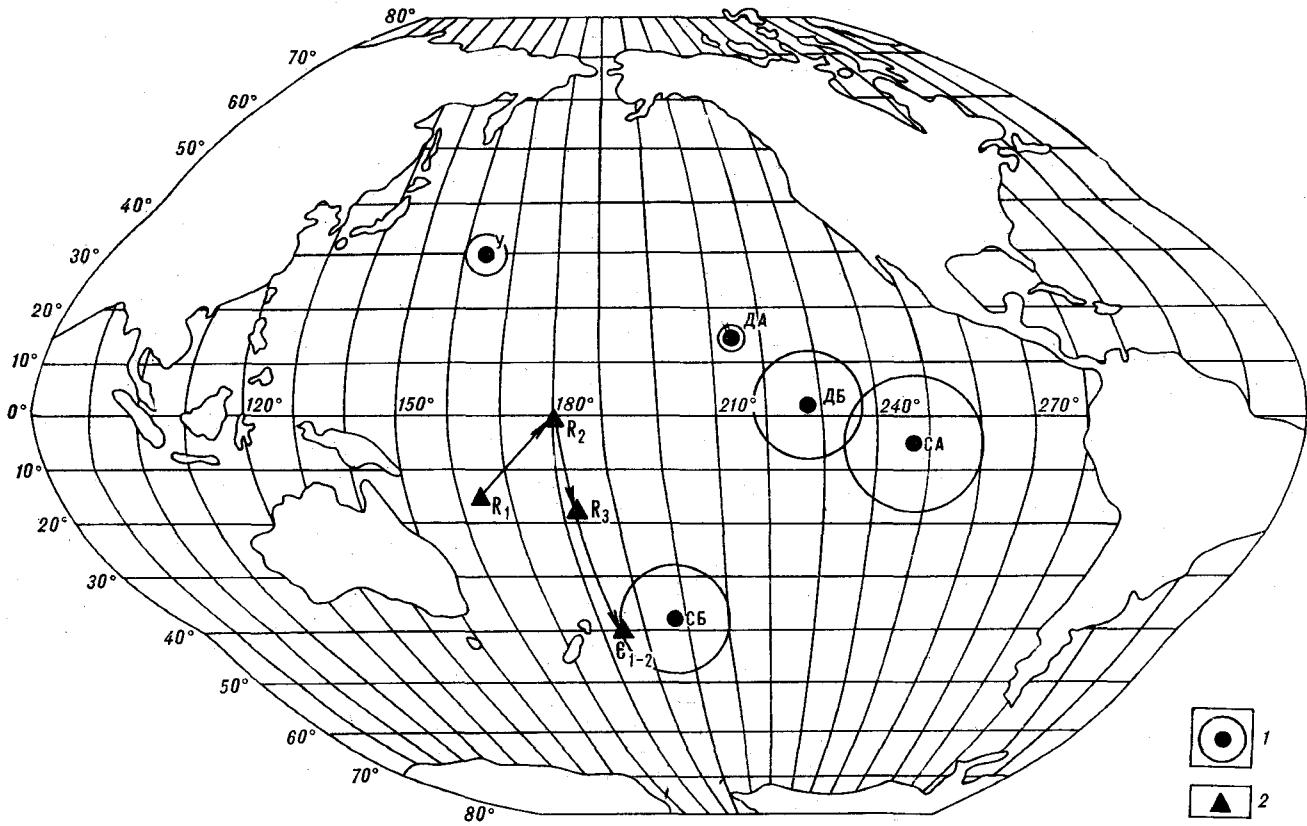


Рис. 3. Палеомагнитные полюса аортозитов Советского Союза.

Джугдужурский массив: ДА, ДВ — блоки А, В; Сехтагский массив: СА, СВ — блоки А, Б. У — Украинский щит. 1 — проекция северного геомагнитного полюса с доверительным интервалом α_{95} ; 2 — кажущаяся миграция палеомагнитного полюса, полученного по осадочным породам венда — рифея Алданского щита [12].

тате метаморфизма, прошедшего в раннем кембрии.

Полюсы, полученные по аортозитам Джугдужурского и Сехтагского массивов, попадают в экваториальную область Тихого океана (см. рис. 3) и близки к местоположению раннепротерозойских полюсов, известных для Восточной Сибири [12]. От полюсов аортозитов Украинского щита они существенно отличаются, подтверждая тем самым концепцию о разобщенности в протерозое плит, в которые входили Украинский и Алданский щиты. На положение полюсов, возможно, влияет различие в возрасте аортозитов щитов, но учесть его пока невозможно из-за малого количества палеомагнитных определений на Алданском щите. Диспер-

сия полюсов Джугдужурского и Сехтагского массивов может быть интерпретирована как проявление несинхронности этапов аортозитового магматизма и последовавшего затем метаморфизма.

Ограниченнность объема использованной коллекции не дает возможности на данном этапе исследований делать окончательные выводы. Цель настоящей статьи — показать, что аортозиты и другие разновидности аортозитовых массивов Дальнего Востока являются палеомагнитно пригодными породами и содержащаяся в них палеомагнитная информация может быть полезной для выяснения истории становления и развития основных тектонических структур Востока СССР.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аортозиты СССР.— М.: Наука, 1974.
2. Биркис А. П., Пуура В. А. Аортозиты и рапакивигранитные комплексы европейской части СССР (происхождение и тектоническое положение).— В кн.: Геология, петрология и корреляция кристаллических комплексов европейской части СССР. Л.: Недра, 1982.
3. Богатиков О. А. Аортозиты СССР: Автореф. докт. дис. М., 1974.
4. Бухарев В. П. Структурно-петрологические особенности и некоторые вопросы металлогении юго-западной части Коростенского plutона: Автореф. канд. дис. Киев, 1969.

5. Великославинский Д. А., Биркис А. П. и др. Аиортозит-рапакивигранитная формация Восточно-Европейской платформы.—Л.: Наука, 1978.
6. Глевасская А. М., Кравченко С. Н. Минералогическое обоснование намагниченности пород габбро-аиортозитового комплекса сложного Коростенского plutона.—Геофизический журнал, 1979, т. 1, № 2.
7. Грин Т. Х. Экспериментальные исследования генезиса аиортозитов при высоких давлениях.—В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968.
8. Кравченко С. Н., Михайлова Н. П. Происхождение естественной остаточной намагниченности пород габбро-аиортозитового комплекса Коростенского plutона (Украинский щит).—Геофизический сборник, 1978, вып. 85.
9. Леников А. М. Аиортозиты юга Алданского щита

Институт геофизики АН УССР, Киев
ДВИМС, Хабаровск

- и его складчатого обрамления.—М.: Наука, 1979.
10. Михайлова Н. П., Глевасская А. М., Цыкора В. Н. Палеомагнетизм вулканогенных пород и реконструкция геомагнитного поля неогена.—Киев: Наук. думка, 1974.
11. Михайлова Н. П., Глевасская А. М. Намагниченность основных пород Украинского щита.—Киев: Наук. думка, 1965.
12. Палеомагнитология/Под ред. А. Н. Храмова.—Л.: Недра, 1982.
13. Храмов А. Н., Шолло Л. Е. Палеомагнетизм.—Л.: Недра, 1967.
14. Murthy G. S., Rao K. V. Paleomagnetism of Steel Mountain and Indian Head Anortosites from Western Newfoundland.—Canad. J. Earth Sci., 1976, v. 13.

Поступила в редакцию
13 декабря 1983 г.

УДК 552.11.553.2

M. Г. Руб, А. К. Руб

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ПРИХАНКАЙСКОГО РАЙОНА

Приведенные материалы свидетельствуют о том, что в Приханкайском районе широко развиты полигенные и полихронные магматические образования, связанные с разноглубинными источниками. Выделяются четыре интрузивных комплекса: раннепалеозойский габбро-пироксенитовый, ранне-среднепалеозойский гранитный (вознесенский), среднепалеозойский диорит-монацит-сиенитовый и среднепалеозойский гранитный. Наиболее продуктивный ранне-среднепалеозойский гранитный

комплекс, формирование которого связано с процессами тектономагматической активизации, сопровождается межрудными дайками пикрололеритов, имеющих мантийный источник. Сами граниты являются гетерогенными образованиями, формирование которых связано как с коровым, так и с глубинным источником. С ранне-среднепалеозойским гранитным комплексом связаны tantalовая, оловянная и флюоритовая минерализации.

Наличие в отдельных регионах полигенных и полихронных магматических образований и геохимических аномалий рассматривается рядом исследователей [2, 13] как один из признаков их возможной рудоносности. Ярким примером, подтверждающим это положение, является Приханкайский район.

Рассматриваемый район находится в юго-восточной части Ханкайского массива в пределах Вознесенского блока, который, по данным ряда исследователей, уже в конце раннего кембрия обособился как крупное геоантеклинальное поднятие, возникшее при дифференциации существовавшего здесь ошбирного геосинклинального прогиба. На протяжении второй половины кембрия и почти всего ордовика Вознесенский блок был относительно стабильным. На границе ордовика и силура произошла активизация этого блока, сопровождающаяся дальнейшей дифференциацией прогиба, базитовым магmatизмом и замыканием окружающих блок интрагеосинклинальных прогибов. Отмеченный процесс выразился в проявлении в контурах блока интенсивной разломной тектоники и в развитии полигенного и полихронного магматизма, сопровождающегося разнообразным оруденением.

Вознесенский район сложен рифейскими и кембрийскими отложениями, представленными терригенными, карбонатно-терригенными и карбонатными породами. Мощность этих отложений 7600 м. В составе осадочных пород наиболее важное рудоконтролирующее значение имеют известняки волкушинской свиты, по которым образуются слюдисто-флюоритовые руды. Осадочные толщи в рассматриваемом рай-

оне смяты в узкие линейные складки северо-западного простирания.

А. А. Рязанцевым в жестком дорифейском основании района установлены скрытые разломы глубокого заложения, отражением которых в вышележащих структурах, находящихся на уровне современного эрозионного среза, являются мощные зоны интенсивной тектонической трещиноватости.

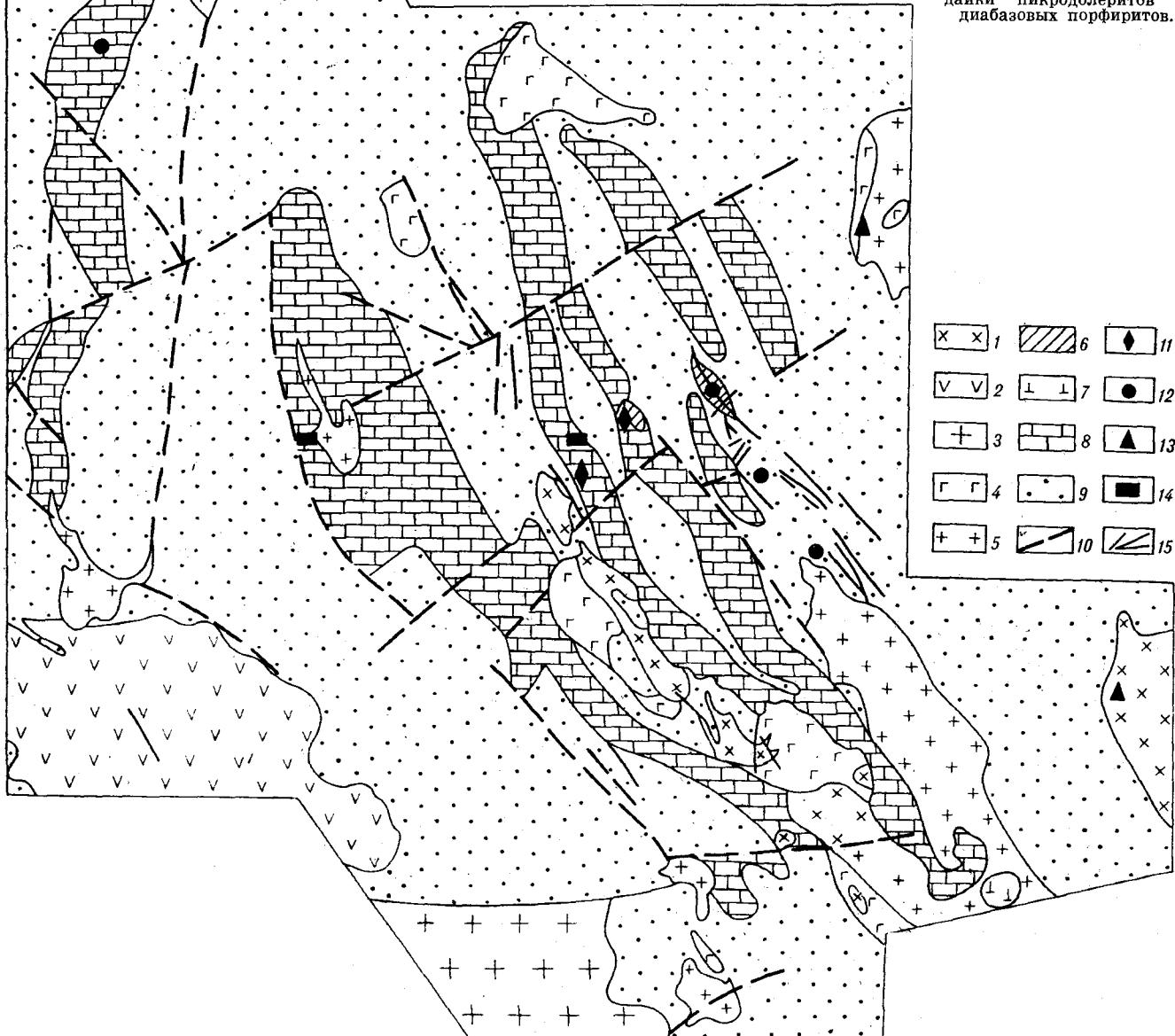
Скрытые разломы глубокого заложения играли большую роль в развитии магматизма и рудообразования, контролируя размещение рудоносных интрузий, рудных полей и месторождений.

Магматические и постмагматические образования исследованного района изучались И. Н. Говоровым, Н. П. Заболотной, Ю. Г. Ивановым, Г. П. Луговским, М. П. Материковым, Р. И. Полевских, А. К. Рубом, М. Г. Руб, А. А. Рязанцевым, М. Д. Рязанцевой, Э. И. Шкурко и др.

В ранних работах М. Г. Руб [9] относила интрузивные образования, развитые в исследованном районе, к одному позднепалеозойскому интрузивному комплексу. М. П. Материкову совместно с М. Г. Руб удалось показать, что для Ханкайского массива характерно широкое развитие палеозойского магматизма со своеобразной металлогенией, отличающейся от металлогении других районов Приморья как по возрасту, так и по геохимическим особенностям. До этих исследований считалось, что рудоносными в Приморье являются только позднемеловые гранитоиды, широко развитые на восточном склоне Сихотэ-Алиня. Западная часть Приморья считалась неперспективной на

Рис. 1. Схема размещения магматических пород в Вознесенском рудном районе. Составлена по данным А. А. Рязанцева и М. Д. Рязанцевой с дополнениями авторов настоящей статьи.

1 — гранит-порфиры, граносиенит-порфиры, сферолитовые микрогоранофиры (Pz_2-3); 2 — риолитовые порфиры и их туфолавы (Pz_2-3); 3 — крупнозернистые биотитовые граниты (Pz_2); 4 — породы диорит-монцонит-сиенитового комплекса (Pz_2); 5, 6 — среднезернистые биотитовые и протолитионитовые граниты ($Pz_1 + Pz_2$); 5 — среднезернистые порфировидные граниты первой фазы, 6 — протолитионитовые граниты заключительной фазы; 7 — габбро-пироксенитовый комплекс (Pz_1); 8 — известняки; 9 — сланцы, алевролиты, песчаники ($Rf + Cm_1$); 10 — текtonические нарушения; 11—14 — минерализации; 11 — слюдисто-флюоритовая, 12 — оловянная касситерит-силикатной формации, 13 — оловянная касситерит-кварцевая формация, 14 — полиметаллическая; 15 — дайки пикродолеритов и диабазовых порфиритов.



оловянное и редкометалльное оруденение. Новые данные по геологии Вознесенского района и дополнительные материалы по абсолютному возрасту позволили М. Д. Рязанцевой и А. А. Рязанцеву [12] более детально расчленить интрузивные образования этого района. Эти авторы выделили в пределах Вознесенско-

го района следующие комплексы: раннепалеозойский, представленный биотитовыми и турмалинодержащими гранитами (вознесенскими); ранне-среднепалеозойский габбро-монцонит-сиенитовый; среднепалеозойский, представленный крупнозернистыми биотитовыми гранитами (гродековскими). Полученные нами но-

Таблица 1

Минеральный состав магматических пород, об. %*

Порода	Калиевый полевой шпат	Кварц	Плагиоклаз	Пироксен	Роговая обманка	Оливин	Биотит	Протолито-нит	Топаз	Акцессорные минералы	Состав акцессорных минералов
<i>Габбро-пироксенитовый комплекс (Рz₁)</i>											
<i>Гранит-нейкозраничный комплекс (Рz₁₋₂)</i>											
Пироксениты (2)*	—	—	5—15	45—55,5	47—53	0—3	—	—	—	3,5	Магнетит, хромит, апатит
Габбро (8)	—	—	49,6	8,1	40,0	—	—	—	—	2,3	Апатит, магнетит, сфен и др.
Габбро-диориты (6)	0—4,7	0—2,7	32,6—60,6 44,3 31,8—55,2	2,1—24,5 5,0 2,9—8,8	18,5—63,8 39,9 30,2—55,7	—	1,8 0—4,8	—	—	3,4 1,5—5,6	Апатит, сфен, магнетиты, граниты
Биотитовые граниты (12)	46,2	32,2	19,1	12,4—24,0	—	—	2,9 1,8—3,8	—	—	0,5 0,3—0,8	Циркон, магнетит, ильменит, апатит, орцит, турмалин, флюорит, кассiterит и др.
Протолитонитовые граниты (6)	33,2	30,8	34,4	—	—	—	—	4,1	0,7	0,2	Циркон, флюорит, рутил, ильменит, колумбит и др.
Грейзенизированные граниты (15)	36,0	32,5	15,0	8,4—22,0	—	—	1,2 0,6—2,2	Мусковит, 0—5	0,8—4	0,8—4	Циркон, флюорит, турмалин, ильменит, рутил, стрюверит, колумбит, кассiterит
<i>Диорит-монцонит-сиенитовый комплекс (Рz₂)</i>											
Монцониты (5)	30,6	—	46,2	18,2 34,4—55,0 28,8 20,5—30,7	12,3—26,5 10,3 3,6—18,5	—	1,6 0,5—2,9 2,1 0,8—3,0	—	—	3,4 2,6—4,2	Ильменит, апатит, гранаты, циркон и др.
Сиениты (8)	20,6—39,0 55,7 47,2—60,5	0—5 0,7—1	—	—	—	—	—	—	—	3,1 2,3—39	Ильменит, апатит, гранаты и др.

* В числителе — средние содержания; в знаменателе — пределы колебаний; ** в скобках — количество анализов.

вые материалы и анализ существующих литературных данных позволили в общем принять это расчленение с некоторыми изменениями. В настоящее время мы выделяем в Вознесенском районе четыре комплекса: 1) ранне-палеозойский габбро-пироксенитовый; 2) ранне-среднепалеозойский гранитный; 3) среднепалеозойский диорит-монцонит-сиенитовый и 4) среднепалеозойский гранитный (рис. 1).

Первый из названных комплексов, вероятно, самый древний, его формирование близко по времени главным складчатым структурам. Возраст пород, входящих в состав этого комплекса, точно не установлен. Известно, что они прорывают рифейские и кембрийские отложения и, в свою очередь, прорываются среднепалеозойскими гранитами. Непосредственный контакт габбро с гранитами вскрыт нами в юго-восточной части района, к северо-западу от колхоза им. Чапаева. Петрографическое изучение контакта показало, что габбро под влиянием гранитов испытывает ряд изменений, которые проявляются в образовании кварца и микроклина, замещающих плагиоклазы, в альбитизации основного плагиоклаза, в замещении пироксена и роговой обманки биотитом и хлоритом. Степень изменения уменьшается по мере удаления от контакта с гранитами. Мощность измененных пород колеблется от 30 до 50 см. Габбро (табл. 1), подробно описанное ранее [9], слагает небольшой массив (площадью 3 км²) в юго-восточной части рассматриваемого

Таблица 2

Средний химический состав гранитов вознесенского комплекса, вес. %

Оксид, элемент	Порфировидные биотитовые граниты			Турмалиново-пержиковые граниты (3)	Протолитионитовые граниты	
	по И. Н. Говорову [4]* (5)	по М. Г. Руб [6] (4)	по А. А. Рязанцеву (4)		по И. Н. Говорову [4] (3)	по А. К. Рубу и Л. Г. П. Луговскому [6]
SiO ₂	70,85	73,2	73,63	71,57	70,26	74,74
TiO ₂	0,19	0,14	0,10	0,17	0,03	0,14
Al ₂ O ₃	14,42	14,30	14,20	14,78	15,88	14,06
Fe ₂ O ₃	0,18	1,01	0,48	1,26	0,34	0,01
FeO	2,30	0,54	0,76	0,81	0,78	1,12
MnO	0,15	0,02	0,03	0,04	0,03	0,02
MgO	0,67	0,38	0,20	0,45	0,19	0,12
CaO	0,96	0,81	0,61	0,85	0,95	0,17
Na ₂ O	3,95	3,20	3,72	3,48	3,99	4,49
K ₂ O	5,13	5,00	5,66	5,14	5,87	4,22
Li ₂ O	Не опр.	0,02	0,03	0,02	Не опр.	> 0,04
Rb ₂ O	»	0,05	Не опр.	0,06	»	0,12
Cs ₂ O	»	0,004	Не опр.	0,005	»	0,002
H ₂ O ⁺	0,74	0,64	0,55	0,89	0,18	0,66
H ₂ O ⁻	0,05	0,19	Не опр.	0,19	0,03	0,09
F	0,04	0,12	0,08	0,14	0,96	0,45
P ₂ O ₅	0,11	0,07	0,03	0,20	0,05	0,02
Сумма	99,74	99,72	100,08	99,75	99,54	100,05
—O=F	0,02	0,05	0,04	0,06	0,40	0,18
Сумма	99,72	99,67	100,04	99,69	99,14	99,87

* В скобках — количество анализов.

тальных гранитов рассмотрены ранее [5, 8–11]. Здесь отметим только, что эти граниты характеризуются повышенным содержанием кремнезема, щелочей (в том числе и редких) и фтора, а также относительно небольшим количеством кальция, магния и железа (табл. 2). Количество щелочей, особенно натрия, редких щелочей и фтора резко повышается в протолитионитовых гранитах заключительной фазы.

Рассматриваемый гранитный комплекс сопровождается дайками кислых жильных пород (аплитовидные граниты, мелкозернистые биотитовые граниты, гранит-порфиры) и большим количеством даек меланократовых пород. Среди последних мы выделяем три группы: 1) субщелочные пикродолериты, 2) диабазовые порфиры, 3) диоритовые порфиры, баркевитовые порфиры, граносиенит-порфиры. Отмеченные дайки наблюдаются в пределах гранитных массивов и в их экзоконтактовых зонах, но особенно широко распространены они в пределах различных месторождений. Мощность этих даек колеблется от 20 см до нескольких десятков, реже сотен метров. Простижение даек северо-западное (310–335°) и северо-восто-

района. Габбро прорывает рифейские известняки, которые на контакте превращены в пироксен-гранатовые скарны или мраморизованы, причем степень мраморизации или скарнирования постепенно убывает по мере удаления от массива. Габбро, по данным И. Н. Говорова [4], характеризуется резко повышенным содержанием (в г/т) хрома (до 230); (в %) — кобальта (до 37) и ванадия (до 193).

Аксессорные минералы габбро представлены апатитом, хромитом и магнетитом, содержащим повышенное количество (в %) хрома (0,45) и ванадия (1,38). Среди габбро М. Д. Рязанцева обнаружила пироксениты (см. табл. 1). Взаимоотношения габбро и пироксенитов, к сожалению, не установлены. Интересно, что как пироксениты, так и габбро характеризуются резко повышенным количеством фтора, содержание которого колеблется от 0,05 до 0,27 %, что во много раз превышает содержание этого элемента в средних и основных типах пород [3].

Геолого-петрографические и петрогохимические особенности рассматриваемых пород позволяют выделить их в самостоятельный комплекс, имеющий глубинный, вероятно мантийный, источник. К ранне-среднепалеозойскому гранитному комплексу, получившему название вознесенского, мы относим среднезернистые порфировидные биотитовые граниты, слагающие ряд относительно крупных массивов (первая фаза), и лейкократовые и протолитионитовые граниты, слагающие мелкие штоки (заключительная фаза).

Взаимоотношений порфировидных биотитовых гранитов с лейкократовыми и протолитионитовыми мы не наблюдали. Однако ряд общих черт, в частности повышенное содержание редких щелочей, фтора, tantala и олова, количество которых резко увеличивается в лейкократовых и протолитионитовых гранитах, позволяет относить их к одному комплексу и считать заключительной фазой. Различие радиологического возраста порфировидных биотитовых (384–394 млн. лет) и протолитионитовых гранитов (440–460 млн. лет) объясняется, вероятно, тем, что по протолитиониту и мусковиту мы получаем завышенный возраст. Определение радиологического возраста грейзенизованных гранитов первой фазы, слагающих Ярославский массив, по мусковиту составляет 462, а по биотиту — 384–394 млн. лет.

Возможно, обособление лейкократового гранитного расплава, обогащенного летучими редкими щелочами и редкими элементами, происходило, как предположил И. Н. Говоров [4], в зонах интенсивного подтока фтористых мантийных растворов.

Особенности состава ранне-среднепалеозойских рудоносных биотитовых и протолитиони-

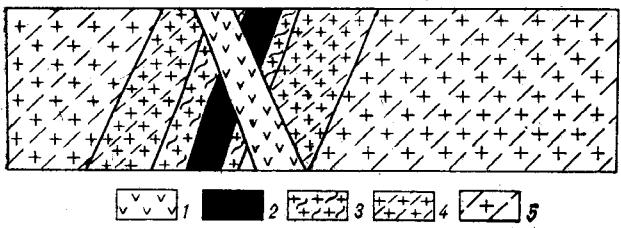


Рис. 2. Пересечение кварцевой жилы с касситеритом и вольфрамитом межрудной дайкой диабазовых порфиритов.

1 — диабазовые порфириты; 2 — кварцевые жилы с касситеритом и вольфрамитом; 3 — кварцево-слюдистые грейзены по аплитам; 4 — грейзенизированные аплиты; 5 — грейзенизированные граниты.

точное ($15-30^\circ$), реже близкое к широтному ($70-85^\circ$). Дайки меланократовых пород прослежены по простирианию на расстоянии от нескольких десятков метров до 1,5, иногда 2,5 км.

На поверхности рассматриваемые дайки сильно изменены, и их расчленение крайне затруднено. Большинство меланократовых даек сечет граниты, на контакте с которыми в дайках наблюдаются зоны закалки мощностью от 2—3 до 10—12 см, а в мощных дайках — до нескольких десятков сантиметров. В пределах этих зон породы слабо раскристаллизованы с плотной афанитовой массой, на фоне которой наблюдаются вкраепленники авгита и плагиоклазов. В центральных частях даек породы хорошо раскристаллизованы. Пикродолериты и диабазовые порфириты секут автометасоматически измененные граниты, ранние грейзены и касситерит-кварцевые жилы (рис. 2) и, в свою очередь, замещаются и секутся слюдисто-флюоритовыми и турмалин-флюоритовыми рудными телами. Таким образом, эти дайки образовались после гранитов, автометасоматических грейзенов (гнейзы первого типа) и касситерит-кварцевых жил, но до формирования слюдисто-флюоритовых руд. В рассматриваемом районе есть и догранитные дайки основных пород, связанные, вероятно, с габбро-пироксенитовым комплексом.

Количество вкраепленников, впервые обнаруженных нами в субщелочных пикродолеритах, колеблется от 10 до 30%. Они представлены битовником или лабрадором № 66—68 и авгитом, реже оливином. Иногда наблюдаются зональные кристаллы, у которых ядро сложено битовником, а оболочки лабрадором. Основная масса состоит из лабрадора, авгита и биотита, реже оливина. Иногда как в основной массе, так и во вкраепленниках присутствует роговая обманка, представленная керситом или баркевикитом. Среди акцессорных минералов пикродолеритов установлены хромит, магнетит, обогащенный хромом, никелем и кобальтом,

гранат пироп-альмандинового состава, апатит. Вторичные минералы представлены хлоритом, актинолитом, скаполитом, мусковитом, серицитом, флюоритом, эпидотом и карбонатами. Вторичные процессы проявляются в замещении плагиоклазов тонким агрегатом серицита, эпидота и кальцита, в хлоритизации цветных минералов и карбонатизации пород. В некоторых участках пикродолериты секутся и замещаются слюдисто-флюоритовыми рудами. Флюорит и мусковит развиваются по плагиоклазам как вкраепленников, так и основной массы. Последним проявлением гидротермальных растворов было выделение карбонатных и сульфидных прожилков и замещение породы карбонатами.

Субщелочные пикродолериты (табл. 3) характеризуются низким содержанием кремнезема (40—44%) и глиноzemа (8—12%), высоким содержанием окиси магния (9—12%), калия (до 2,88%), фтора (до 0,1%) и хрома (до 1800 г/т). Кроме того, в них установлено повышенное по отношению к кларку [3] количество олова и вольфрама.

По классификации Е. Д. Андреевой, О. А. Богатикова и др. [1], рассмотренные породы попадают в поле щелочных пикритов или занимают промежуточное положение между последними и субщелочными базальтами (рис. 3). Наличие даек субщелочных пикродолеритов свидетельствует о существовании глубинного, вероятно, мантийного источника. Третья группа меланократовых даек, представленных диоритовыми порфиритами, баркевикитовыми порфиритами и граносиенит-порфирами, сечет граниты и все типы руд. Возможно, эти дайки связаны со среднепалеозойским диорит-монцонит-сиенитовым комплексом.

Породы диорит-монцонит-сиенитового комплекса слагают ряд мелких массивов, приуроченных к зоне глубинного разлома в центральной части района. Они прорывают и метаморфизуют отложения верхнего протерозоя и нижнего кембрия и, в свою очередь, секутся гранит-порфирами и сферолитовыми микрогранофирами позднего палеозоя. Радиологический возраст пород диорит-монцонит-сиенитового комплекса 340—360 млн. лет. Рассматриваемые породы отличаются от средних типов соответствующих пород, по Дэли, более низким содержанием кремнезема и более высоким — щелочей, особенно калия и фтора. Формирование их связано, вероятно, с самостоятельным магматическим очагом, локализованным в нижнем базальтовом слое. Повышенное содержание фтора в породах диорит-монцонит-сиенитового комплекса связано, по-видимому, с привносом этого элемента глубинными растворами, вызвавшими селективное плавление базитового субстрата, который, по геофизическим данным,

Таблица 3

Химический состав даек меланократовых пород и содержание в них Cr, Ni, V, Sn, W и Pb

Наименование пород	Номер образца	Вес. %										
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O+
Субщелочные пикро-долериты (межрудные)	2 130 *	40,36	0,55	10,73	0,74	6,17	0,39	13,12	9,41	0,90	1,41	3,59
	10 098	45,70	0,65	11,90	1,17	6,43	0,39	9,93	7,84	1,64	2,66	5,35
	10 517	40,76	0,81	8,92	0,37	5,39	0,33	12,93	9,47	1,43	2,64	3,42
	2 505	41,80	0,71	12,70	1,70	8,20	0,16	11,36	7,35	1,70	2,21	2,82
	6 889	46,76	0,60	13,26	0,74	7,54	0,35	12,20	10,25	1,73	2,08	3,82
Субщелочные диабазовые порфиры (догранитные)	6 688	48,68	1,40	16,07	0,73	5,40	0,20	4,97	7,84	0,90	3,72	4,17
Диабазовые порфиры (последогранитные, межрудные)	587	44,56	0,80	13,64	0,45	6,83	0,33	8,48	10,20	1,65	2,01	4,36
	2-78	50,48	1,10	13,20	6,10	4,30	0,18	8,75	8,07	0,67	2,46	3,23
	2-441	47,08	1,80	17,46	0,42	9,20	0,37	7,05	9,63	1,29	2,85	1,31
	4 677	48,39	0,95	16,75	0,93	7,64	0,18	10,31	6,30	2,86	1,80	2,86
	2 018	45,12	1,02	15,64	1,30	6,94	0,16	7,79	10,30	2,43	1,41	2,25
Диоритовые порфиры (послерудные)	5 083	44,08	0,89	16,52	1,03	8,63	0,17	9,63	8,13	1,15	1,30	3,85
	79	56,74	1,28	15,50	1,70	1,94	0,11	1,70	1,67	3,00	1,94	4,03
	6 550	53,63	0,94	18,98	5,30	2,25	0,13	5,30	3,40	3,40	2,25	1,60

Окончание таблицы

Наименование пород	Вес. %							г/т					
	H ₂ O-	F	P ₂ O ₅	CO ₂	Сумма	-O=F	Сумма	Cr	Ni	V	Sn	W	Pb
Субщелочные пикро-долериты (межрудные)	0,50	0,05	0,13	12,69	100,74	0,02	100,72	630	100	100	3,8	0,8	3,9
	0,32	0,09	0,18	6,00	100,19	0,04	100,15	680	12	85	4,8	2,4	2,7
	0,08	0,10	0,69	12,54	99,87	0,04	99,83	1800	34	79	5,4	1,2	7,0
	0,54	0,14	Не опр.	3,75	100,24	0,06	110,18	Не опр.	22	89	3,0	1,6	1,5
	0,18	0,03	0,28	0,18	100,03	0,01	100,02	440	—	—	—	—	—
Субщелочные диабазовые порфиры (догранитные)	0,24	0,60	0,32	5,46	100,10	0,25	99,85	107	12	95	27	3,2	1,3
Диабазовые порфиры (последогранитные, межрудные)	0,30	0,04	0,21	6,33	100,27	0,02	100,25	630	18	100	20	2,4	8,3
	—	0,59	0,32	3,39	99,13	0,25	98,88	400	25	45	3,0	2,0	5,0
	0,24	0,13	0,35	Не опр.	99,18	0,05	99,13	630	30	60	1,9	2,4	7,1
	0,30	0,02	0,34	То же	99,64	—	99,64	Не опр.	—	—	—	—	—
	0,14	0,10	0,13	5,27	100,00	0,04	99,96	—	—	—	—	—	—
Диоритовые порфиры (послерудные)	0,48	0,14	Не опр.	3,95	99,75	0,05	99,70	—	—	—	—	—	—
	2,69	0,02	0,42	Не опр.	98,79	0,01	99,78	10	18	45	2,4	2,5	4,2
	0,82	0,27	0,35	Не опр.	99,77	0,18	99,59	Не опр.	—	—	—	—	—

* Обр. 2130, 10098, 10517, 6889, 6688, 587, 2-78, 2-441 заимствованы у И. Н. Говорова [4].

подстилает протерозойские метаморфические толщи Ханкайского массива.

Помимо отмеченных магматических образований в исследованном районе развиты среднепалеозойские граниты, вскрытые в западной и юго-западной частях района. Эти граниты прорывают и метаморфизуют рифейские и кембрийские отложения, а также породы габбро-пироксенитового комплекса и секутся дайками и мелкими субвулканическими телами фельзитов и граносиенит-порфиров пермского возраста. Радиологический возраст гранитов колеблется в пределах 320—370 млн. лет. К позднепалеозойскому комплексу (радиологический

возраст 230—260 млн. лет) мы относим небольшие тела гранит-порфиров, граносиенит-порфиров и розовых аляскитовых гранитов. Они прорывают среднепалеозойские граниты и пермские кислые эфузивы. Среди эфузивных пород в рассматриваемом районе выделяются две возрастные группы: среднепалеозойская (330—378 млн. лет) и позднепалеозойская (230—300 млн. лет). Обе представлены риолитовыми порфираторами, фельзитами и их туфоловами и туфобреекциями, а субвулканические образования — гранит-порфираторами и сферолитовыми микрогранофираторами.

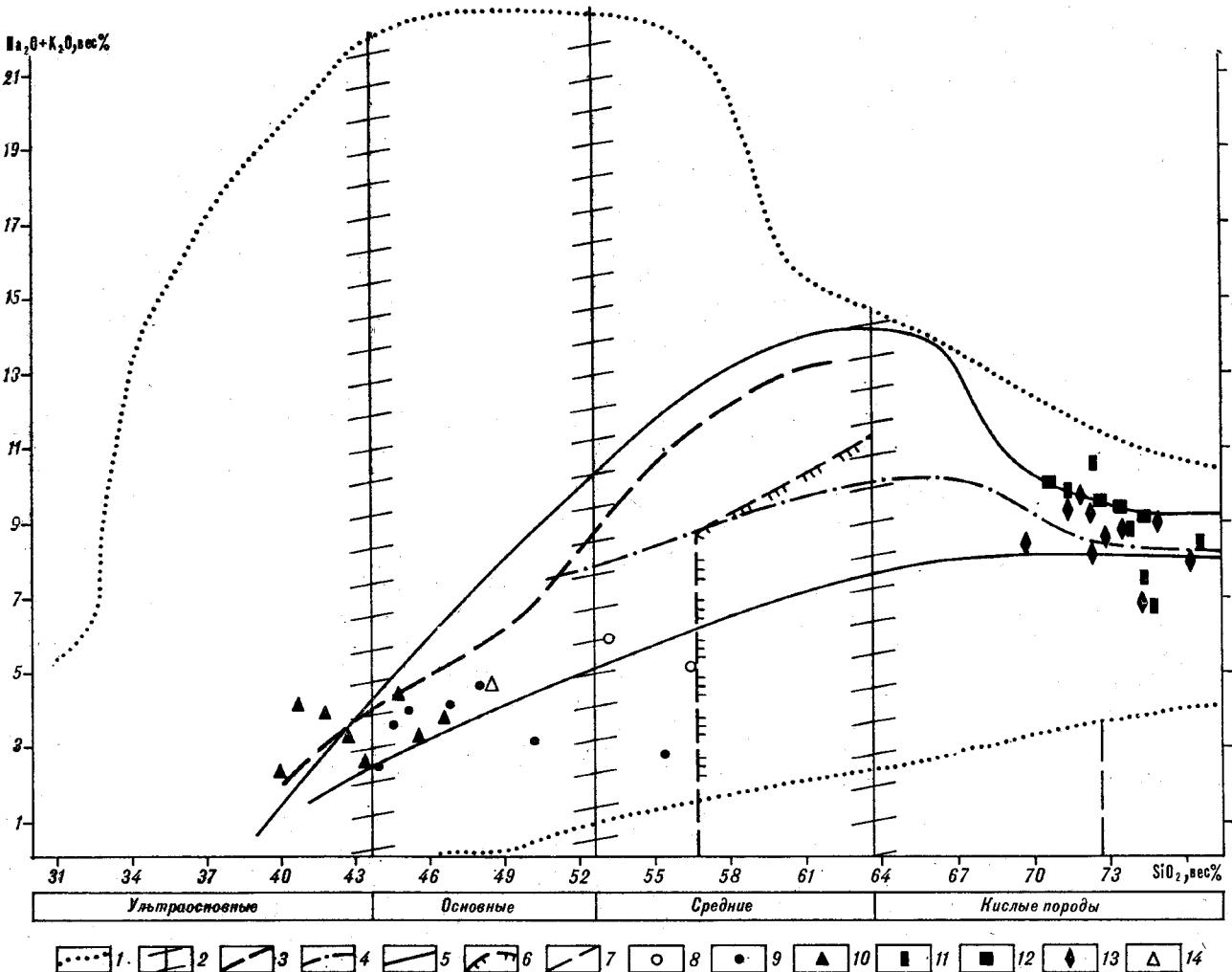


Рис. 3. Положение магматических пород рассматриваемого района на диаграмме, построенной в координатах $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$.

1 — поле фигуративных точек химических составов магматических горных пород; 2 — границы разделения магматических горных пород на группы по содержанию кремнезема с полями неопределенности; 3 — нижняя граница щелочных пород, содержащих фельдшпатоиды; 4 — нижняя граница поля распространения бесфельдшпатоидных щелочных пород, содержащих щелочные пироксены и амфиболы; 5 — область распространения субщелочных пород; 6 — граница составов магматических пород, содержащих кварца > 5%; 7 — границы разделения подгрупп; 8 — послерудные дайки диоритовых порфиритов; 9, 10 — послегранитные межрудные дайки диабазовых порфиритов и пикродолеритов соответственно; 11 — кислые жильные породы; 12 — протолитионитовые граниты заключительной фазы; 13 — биотитовые граниты первой фазы; 14 — диабазовые порфириты дограмматитовые.

Палеозойские вулканические и субвулканические образования обогащены фтором, максимальное количество которого (7—8%) установлено в флюоритсодержащих шаровых лавах (М. Г. Руб, 1969 г.).

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ ЩЕЛОЧЕЙ, СТРОНЦИЯ, КАЛЬЦИЯ И ФТОРА В МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Проведенное нами специальное изучение распределения редких щелочей, стронция, кальция и фтора в магматических породах Приханкайского района (табл. 4) показало, что для всех пород характерно повышенное содержание

редких щелочей и фтора. Даже в породах габбро-пироксенитового комплекса отмечается повышенное содержание редких щелочей, особенно лития, и фтора. Так, в габбро среднее содержание лития превышает таковое в основных породах [3] в 3—4 раза, а фтора — в 4 раза. В габбро установлена также повышенная концентрация стронция (см. табл. 4). В породах рассматриваемого региона стронций не всегда коррелируется с кальцием. Как видно из таблицы 4, в пикродолеритах, содержащих в среднем 9,6% CaO, средняя концентрация стронция составляет 845 г/т, в то время как в габбро, содержащем 16,2% CaO, она равна 660 г/т. В диорит-монцонитах, содержащих 6,9% CaO, концентрация стронция значительно

Таблица 4

Содержание редких щелочей, стронция, кальция и фтора в магматических породах Приханкайского района *

Наименование пород	г/т				Вес. %	
	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	SrO	CaO	F
Габбро-пироксенитовый комплекс (Pz ₁)	53 33—74	35 25—71	4 3—5	660 570—760	16,2 14,1—17,8	0,12 0,05—0,29
Габбро (5)**						
Гранитный комплекс (Pz ₁ + Pz ₂ , Вознесенский)	150 100—300	315 280—350	15 10—20	115 66—188	0,78 0,61—0,96	0,12 0,08—0,25
Среднезернистые порфировидные биотитовые граниты (5), первая фаза						
Протолитионитовые граниты (5), заключительная фаза	400 300—500	1195 1045—1421	13 8—16	29 18—68	0,36 0,17—0,61	0,45 0,28—0,75
Межрудные дайки (Pz ₁ + Pz ₂) пикрололеритов (5)	280 220—380	81 70—110	5 3—10	845 740—1200	9,6 7,8—11,3	0,056 0,01—0,10
Диабазовых порфиритов						
Диорит-монцонит-сиенитовый комплекс (Pz ₂)	73 44—95	75 70—80	5 3—10	745 680—810	6,95 5,12—7,55	0,10 0,06—0,12
Диорит-монцониты (5)						
Гранитный комплекс (Pz ₂ , гродековский)	74 49—100	170 90—230	4 2—6	83 60—105	1,85 1,36—2,41	0,08 0,04—0,1
Крупнозернистые биотитовые граниты (5)						

* В числителе — средние содержания, в знаменателе — пределы колебаний; ** в скобках — пределы колебаний.

больше, чем в габбро, содержащих 16,2% CaO (см. табл. 4). В Вознесенских гранитах первой фазы (Pz₁ + Pz₂) кальция в два раза меньше, чем в среднепалеозойских гродековских гранитах, а стронция значительно больше. Количество натрия, редких щелочей и фтора резко повышается в протолитионитовых гранитах заключительной фазы ранне-среднепалеозойского комплекса (см. табл. 4).

Специальное изучение содержания редких щелочей и стронция в рассматриваемых гранитах ранне-среднепалеозойского комплекса и слагающих их порообразующих минералах показало, что в гранитах заключительной фазы концентрация лития резко увеличивается, а стронция — снижается (см. табл. 4). Одновременно уменьшается отношение K/Rb от 113,1 в гранитах первой фазы до 33,4 в гранитах заключительной фазы. Rb/Sr-отношение, наоборот, увеличивается от гранитов первой фазы (4,4) к гранитам заключительной фазы (38,1) (рис. 4). Еще более эффективно эта закономерность видна при сравнении K/Rb- и Rb/Sr-отношений в слюдах гранитов первой и заключительной фаз. На рис. 4 хорошо видно, что редкометалльные граниты характеризуются высокими Rb/Sr-отношениями. Сравнение содержания редких щелочей и стронция, а также

K/Rb- и Rb/Sr-отношений в ранне-среднепалеозойских рудоносных гранитах (вознесенских) с таковыми в среднепалеозойских нерудоносных гранитах (гродековских) показало, что последние содержат значительно меньше редких щелочей. Они характеризуются также более высокими K/Rb- и более низкими Rb/Sr-отношениями (см. табл. 4).

Изучение распределения хрома в биотитах ранне-среднепалеозойских (вознесенских) и среднепалеозойских (гродековских) гранитов, развитых к западу и югу от Вознесенского рудного узла, показало, что первые отличаются повышенным содержанием хрома, количество которого колеблется от 46 до 120 г/т, в то время как во вторых оно не превышает 11 г/т (табл. 5). Сравнение содержаний хрома в биотитах Вознесенских гранитов и других оловянно-вольфрамоносных гранитоидов (табл. 6) показало, что они приближаются к биотитам гранитоидов, являющимся дифференциатами оловянно-вольфрамоносных магматических ассоциаций второго генетического типа, связанных с глубинным магматическим источником [10].

Из табл. 6 видно, что содержание хрома в биотитах сиалических палингенных гранитоидов обычно колеблется в пределах 3—18 г/т,

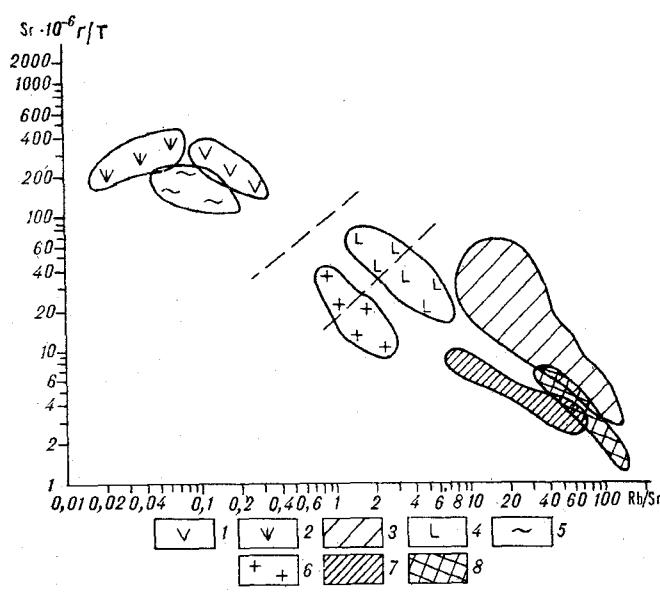


Рис. 4. Корреляция Sr и Rb/Sr-отношений в магматических породах исследованного района.

1 — поле пород диорит-монцит-сиенитового комплекса; 2 — поле пиродолеритов; 3 — поле редкометалльных гранитов Приханкайского района; 4 — поле порфировидных биотитовых гранитов первой фазы (вознесенских); 5 — поле пород габбропироксенитового комплекса (гродековских); 6 — поле гранитов среднепалеозойского комплекса (Северного Приладожья); 7 — поле редкометалльных гранитов Северного Приладожья; 8 — поле редкометалльных гранитов Рудных гор (ЧССР).

в единичных случаях достигая 38 г/т, в то время как в гранитоидах, являющихся дифференциатами магматических ассоциаций второго генетического типа, оно колеблется от 60 до 313 г/т.

Полученные нами новые данные по содержанию в рассматриваемых рудоносных гранитах и слагающих их слюдах ряда рудных элементов, в частности Ta, Nb, Sn и др., подтвердили сделанные ранее выводы о том, что они характеризуются повышенными содержаниями этих элементов (см. табл. 5), количество которых резко повышается в гранитах заключительной фазы, где среди акцессорных минералов присутствуют кассiterит, колумбит, стюверит. Указанные минералы наблюдаются, как показали исследования, на электрозондовом микронализаторе в виде микровключений в биотитах рудоносных гранитов первой фазы. Таким образом, выделение олова и tantalа, как и фтора, начинается в позднемагматическую стадию, а накопление происходит позднее в связи с деятельностью постмагматических растворов.

Сравнение рассматриваемых редкометалльных и оловоносных гранитов с оловоносными и редкометалльными гранитами ЧССР и ГДР показало, что по химическому составу и геохимическим особенностям они близки. Первые и вторые характеризуются повышенным содержанием щелочей, в том числе редких, кремнезема, фтора, олова, tantalа и ниобия и пониженным — кальция, магния и железа.

Интересно, что в Циновецком гранитном массиве (ЧССР), так же как и в Пограничном, на горизонтах от 500 м и глубже вскрыты протолитионитовые граниты, в которых протолитионит занимает позицию биотита.

Сравнение рассматриваемых гранитов с литий-фтористыми гранитами Монголии [7] по-

Таблица 5

Содержание акцессорных элементов в гранитах и слюдах, г/т

Наименование пород и минералов	Ta	Nb	Sn	Ge	Ga	Sc	Zr	Be	Mo	Pb	Zn	'Cr	Ni	Co	V
Ранне-среднепалеозойские порфировидные биотитовые граниты (вознесенские), первая фаза (10)*	4,3	33	40		27										
Биотиты (10)	23,9	306,0	127,3	3,5	97,0	77,0	18,6	60,1	13,7	7,4	127,0	2060	68,3	36,8	10,6
Протолитионитовые граниты заключительной фазы (6)	8,9	55,0	72,0	4,0	45,0		68								
Протолитиониты (6)	66,0	318,0	400,0	5,4	220,0	9,0									
Грейнезированные граниты с лепидолитом (4)	50,5	217,5	68	26	86		29								
Среднепалеозойские нерудоносные биотитовые граниты (гродековские) (10)	1,3	17,3	6,7	1,6	12,8	180									
Биотиты (10)	11,7	102,0	46,7	4,0	43,0	42,5	28,4	4,0	6,4	60,9	497,3	4,1	2,6	8,1	48,5

* В скобках — количество анализов.

Таблица 6

Содержание хрома в биотитах оловоносных и вольфрамоносных гранитоидов *

Район распространения	Название пород	Сг, г/т
Приханкайский	Ранне-среднепалеозойские граниты	46—120
Сарыджазский	Позднепалеозойские граниты (инильчекского комплекса)	6—8
Сарыджазский	Позднепалеозойские граниты (акшийракского комплекса)	3—8
Северное Приладожье ЧССР, район Циповца ЧССР, массив Гнилец	Биотитовые граниты 2-й фазы	2—5
Центральный Сихотэ-Алинь, Восток-2 Центральный Сихотэ-Алинь, Лермонтовка	Мелкозернистые биотитовые граниты	3—18
Западный Узбекистан, Ингичке	Среднезернистые биотитовые граниты	3—11
Комсомольский район Мяо-Чан, Силинская вулканоплутоническая ассоциация	Калиевые гранодиориты	65—200
	Граносиениты	67—123
	Граномонцониты	60—130
Комсомольский район, Чалбинская вулканоплутоническая ассоциация	Граномонцониты	70—200
	Пироксенсодержащие граниты	До 313
	Кварцевые диориты-гранодиориты	До 203
	Мелкозернистые лейкократовые граниты	До 73
	Крупнозернистые граниты	До 38

* Анализы выполнены в ДВГИ ДВНЦ АН СССР количественным спектральным методом Е. А. Лаговской, Т. В. Ланкоевой и Т. В. Сверкуновой.

казалось, что они близки последним и отличаются от них меньшим количеством натрия и соответственно большим — калия.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Резюмируя изложенное, можно отметить, что в Приханкайском районе широко развиты полигенные и полихронные магматические образования, связанные с разноглубинными магматическими источниками. Так, в рассматриваемом районе развиты четыре интрузивных комплекса: раннепалеозойский габбро-пироксенитовый, имеющий, вероятно, мантийный источник; ранне-среднепалеозойский гранитный (вознесенский); среднепалеозойский диорит-монцонит-сиенитовый, связанный, по-видимому, с самостоятельным магматическим очагом, локализованным в нижнем базальтовом слое; среднепалеозойский гранитный.

Наиболее продуктивным является ранне-среднепалеозойский гранитный комплекс, обра-

зовавшееся которого связано с процессами тектономагматической активизации. Формирование этого комплекса произошло в течение двух последовательных фаз. К первой мы относим образование порфировидных биотитовых гранитов, а ко второй — лейкократовых и протолитионитовых гранитов. Рассматриваемые граниты сопровождаются разнообразными жильными породами, представленными кислыми дайками, генетически связанными с гранитами и предшествующими оруденению, а также дайками основного и среднего состава. Среди последних выделяются межрудные дайки пикродолеритов, имеющие глубинный, возможно мантийный, источник. Кроме того, известны межрудные дайки диабазовых порфириров и пострудные дайки диоритовых порфириров, баркевикитовых порфириров и граносиенит-порфириров, связанные, вероятно, со среднепалеозойским диорит-монцонит-сиенитовым комплексом.

Имеющиеся геологические, петрологические и петрогохимические данные свидетельствуют о сиалической природе материнской гранитной магмы, образовавшейся за счет более или менее полного плавления среднепротерозойских метаморфических толщ [10]. В то же время упомянутые данные и полученные нами новые сведения по содержанию ряда элементов, в том числе редких щелочей, стронция, хрома, фтора, позволяют предполагать, что при образовании рассматриваемых гранитов из глубинного магматического источника вместе с тепловыми потоками привносились фтор и некоторые рудные элементы, которые в дальнейшем участвовали в дифференциации гранитной магмы, а бор попадал в магму во время ее продвижения за счет вовлечения в сферу магмообразования песчано-сланцевых отложений, богатых указанным элементом [10]. В связи с этим рудоносные граниты ранне-среднепалеозойского комплекса и сопровождающие их постмагматические образования обогащены как фтором, так и бором. Именно в данном районе развиты специфические турмалин-флюоритовые оловянные руды, где фтор и бор присутствуют примерно в равных количествах. Различие источников фтора и бора подтверждается специальным геохимическим изучением метаморфических комплексов Ханкайского массива. В этих породах установлены низкие содержания фтора (значительно ниже кларковых) и более высокие — бора, возрастающие в сланцах Кабаргинского комплекса [5].

Приведенные данные о повышенном количестве хрома в биотитах рассмотренных гранитов и изложенные ранее материалы о повышенном содержании магния в акцессорных гранатах, а также хрома и никеля в акцессор-

ных магнетитах по сравнению с содержанием этих элементов в слюдах и магнетитах рудноносных гранитов других регионов позволяют предполагать, что зарождение очагов гранитной магмы происходило на относительно большой глубине на границе амфиболитовой и гнейсогранулитовой фаций [10], на что указывает также И. Н. Говоров [4].

Массивы гранитов ранне-среднепалеозойского комплекса формировались на значительном удалении от магматического очага. Как видно из изложенного, они являются гетерогенными образованиями, формирование которых связано как с коровым, так и с глубинным источником. Вероятно, поэтому с указанными гранитами связана такая интересная и разнообразная минерализация.

Рассмотренный гранитный комплекс сопровождается tantalовой, оловянной и флюоритовой минерализацией. Имеющийся материал [10] свидетельствует о том, что tantalовая и

оловянная минерализация касситерит-кварцевой формации генетически связана с гранитами, в то время как слюдисто-флюоритовая минерализация и оловянное оруденение касситерит-кварцевой формации связаны, вероятно, с более глубинным магматическим очагом.

В Приханкайском районе, даже в пределах отдельных месторождений (например, Ярославского), проявлено два разновозрастных этапа оруденения. С первым связано tantalовое оруденение грейзеновой и касситерит-кварцевой формаций. Это оруденение образовалось после ранне-среднепалеозойских гранитов, но до даек пикролеритов и диабазовых порфиритов. Оруденение второго этапа формируется после субщелочных даек пикролеритов и диабазовых порфиритов. В течение этого этапа образуются слюдисто-флюоритовые руды и оловорудные месторождения касситерит-силикатной формации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреева Е. Д., Богатиков О. А. и др. Классификация и номенклатура магматических горных пород.— М.: Недра, 1981.
2. Баскина В. А. Магматизм рудоцентрирующих структур Приморья.— М.: Наука, 1982.
3. Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7.
4. Говоров И. Н. Геохимия рудных районов Приморья.— М.: Наука, 1977.
5. Говоров И. Н., Мишкин М. А. и др. Распределение акцессорных элементов в породах фундамента Приморской металлогенической области.— В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогенеза северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1970.
6. Иванов Ю. Г. Металлогенез олова Приморья.— М.: Наука, 1971.
7. Коваленко В. И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов.— Новосибирск: Наука, 1977.
8. Руб А. К. Типоморфные особенности минералов-

- спутников tantalового и оловянного оруденения.— М.: Недра, 1980.
9. Руб М. Г. Гранитоиды Приханкайского района и основные черты их металлоносности.— Тр. ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 33.
10. Руб М. Г., Павлов В. А. и др. Оловопосные и вольфрамоносные гранитоиды некоторых регионов СССР.— М.: Наука, 1982.
11. Рязанцева М. Д. Сравнительная характеристика Вознесенских и гродековских гранитов южной части Ханкайского массива.— В кн.: Изверженные породы Востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976.
12. Рязанцева М. Д., Рязанцев А. А. О возрастных взаимоотношениях интрузивных комплексов Вознесенского рудного района.— В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973.
13. Фаворская М. А. и др. Новые принципы металлогенических прогнозов на территории Приморья.— М.: Недра, 1977.

Поступила в редакцию
22 июня 1984 г.

ИГЕМ АН СССР,
Москва

УДК 553.22(571.5)

В. П. Показаньев, А. Н. Угрюмов

О ПРОЯВЛЕНИИ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ДЖАСПЕРОИДОВ НА ОМОЛОНСКОМ МАССИВЕ

Сопоставлены Омолонский массив и Алданский щит как родственные жесткие периплатформенные структуры в системе перехода континент — океан. В пределах массива выявлены геологические факторы, которые контролируют образование месторождений золотоджаспероидной формации. Благоприятные металлогенетические перспективы массива подтверждены находками проявлений металлоносных джаспероидов (гид-

В карбонатных породах Северо-Востока СССР, в том числе на Омолонском массиве, известны проявления рудной минерализации золотоуглеродной формации [9, 19]. В основу настоящей статьи положены данные В. П. Показаньева, полученные в 1966—1980 гг. при изучении геологии и металлоносности Омолонского массива. Использованы также наблюдения А. Н. Угрюмова в Алданской провинции и его обобщения по золотоносности карбонатных пород других регионов. Эти материалы позволили решить некоторые основные вопросы геологической позиции и формационной принадлежности известных проявлений рудной минерализации в карбонатных образованиях Омолонского массива и наметить пути их дальнейшего изучения.

Омолонский массив является общепризнанным тектонотипом срединных массивов на Северо-Востоке СССР. Большинством исследователей он рассматривается как элемент мезозойд Верхояно-Чукотской складчатой области, представляющий собой относительно жесткую догофейскую остаточную структуру с чертами платформенного строения [14].

В системе перехода Азия — Тихий океан Омолонский массив геологически сходен с Охотским срединным массивом и Алданским щитом Сибирской платформы. Эти кратоны обнаруживают одинаково тесные структурно-пространственные связи с окраинно-материковым глубинным разломом среднегофейского заложения, трассируемым Охотско-Чукотским вулканоплутоническим поясом (рис. 1).

Если на Охотском массиве возможность обнаружения рудных месторождений в карбонатных толщах дискуссионна [9, 18], то на Алданском щите они известны давно [2]. Тип минерализации соответствует золотоджаспероидной рудной формации [16], объединяющей метасо-

ротермально окваркованных карбонатных пород), связанных с эпохами средне-позднепалеозойской и позднемезозойской тектономагматической активизации. Даны характеристика металлоносных джаспероидов каждой возрастной группы, определены их структурная позиция и связи с рудопоявлениями золотосеребряной формации, проведены аналогии с известными месторождениями других регионов.

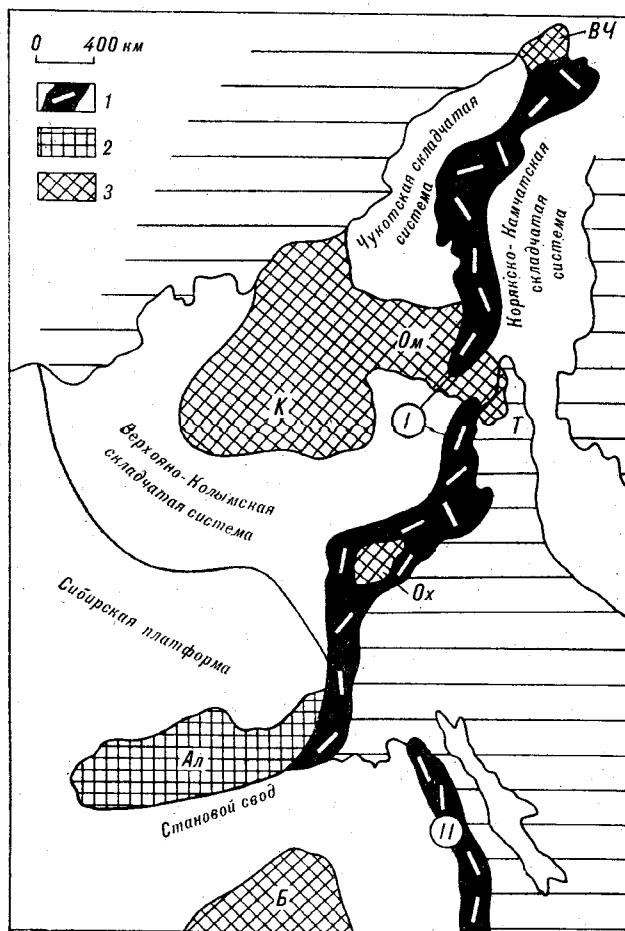


Рис. 1. Положение вулканоплутонических поясов и глыб докембрийского фундамента в системе перехода Азия — Тихий океан [8].

1 — окраинно-континентальные пояса позднемезозойского и палеогенового магматизма: Охотско-Чукотский (I) и Сихотэ-Алинский (II); 2 — Алданский щит (Ал); 3 — срединные и остаточные массивы (ВЧ — Восточно-Чукотский, К — Колымский, Ом — Омолонский, Т — Тайгоноцкий, Ох — Охотский, Б — Буреинский).

Сопоставление геологических обстановок и металлогенеза Алданского щита и Омоловского массива

Сходство	Различие	
	Омоловский массив	Алданский щит
Близкий стиль геотектонического развития: консолидация в дорибейское время с последующей тектономагматической активизацией. Заключительные стадии мезозойского этапа активизации сопровождаются наращиванием в чехле угленосных терригенных образований	Дополнительно выделяется средне-позднепалеозойский этап активизации	
Однаковая мощность земной коры — 35 км. Сводовое поднятие регионов. Наличие кольцеобразных депрессионных структур на сводах		
Наличие выступов кристаллического фундамента архея, сходного по вещественному составу	Фундамент обнажается на ограниченных площадях	Фундамент обнажается на больших площадях
Присутствие в разрезе чехла карбонатных отложений без признаков регионального метаморфизма	Мощность чехла увеличена. В разрезе представлен более широкий возрастной диапазон выдержаных по простиранию карбонатных толщ кембрийского, ордовикского, верхнепермского и триасового возрастов. Локально развиты карбонатные толщи и прослои среди вендских, девонских, каменноугольных, нижнепермских и юрских отложений	
Многократное проявление металлогенических эпох, развивавшихся унаследованно	Особенно ярко структурно-магматическая и металлогеническая унаследованность проявляется между средне-позднепалеозойской и позднемезозойской металлогеническими эпохами	Спектр фемической минерализации шире: характерны также хром и др.
Сквозной характер золотоносности: от архея (среднего протерозоя на Алданском щите) до позднего мезозоя		Не проявлена средне-позднепалеозойская металлогеническая эпоха
При развитии регионов в кратоническом режиме формируется эндогенная минерализация фемического профиля: железо, золото, серебро, свинец, цинк, медь, молибден		
Максимальные вспышки золотой и полиметаллической минерализации связаны с заключительными стадиями фанерозойских тектономагматических активаций		
Позднемезозойская металлогеническая эпоха синхронизируется наиболее четко		
Проявления золотой и полиметаллической минерализации связаны с вулкано-плутоническими ассоциациями, отдельные серии которых характеризуются повышенной калиевостью	Рудоносные магматические образования проявлены значительно интенсивнее	
Наличие мощных долгоживущих глубинных магмоконтролирующих разломов, которые определяют основные закономерности размещения золотой и полиметаллической минерализации		

Примечание. Таблица составлена авторами настоящей статьи с привлечением материалов [3—5, 13, 14].

матические залежи собственно золотых и золотосодержащих серебряно-полиметаллических руд, тесно связанных с гидротермально окварцованными карбонатными породами (джаспероидами).

Сопоставление геологических обстановок и металлогенеза Алданского щита и Омоловского массива (табл. 1, рис. 2) обнаруживает важные черты сходства строения и геологической истории этих двух крупнейших жестких блоков Северо-Востока Азии. В том числе сходными оказываются и те геологические факторы, ко-

торые на Алданском щите и в других регионах предопределяют образование месторождений золотоджаспероидной формации. Согласно данным [4, 15—17], к таким факторам относятся: наличие жесткого консолидированного фундамента, широкое развитие мощных карбонатных чехлов, проявление процессов тектономагматической активизации, сопровождавшихся особенно глубокопроникающими разломами и рудоносным субщелочным калиевым магматизмом.

Омолонский массив

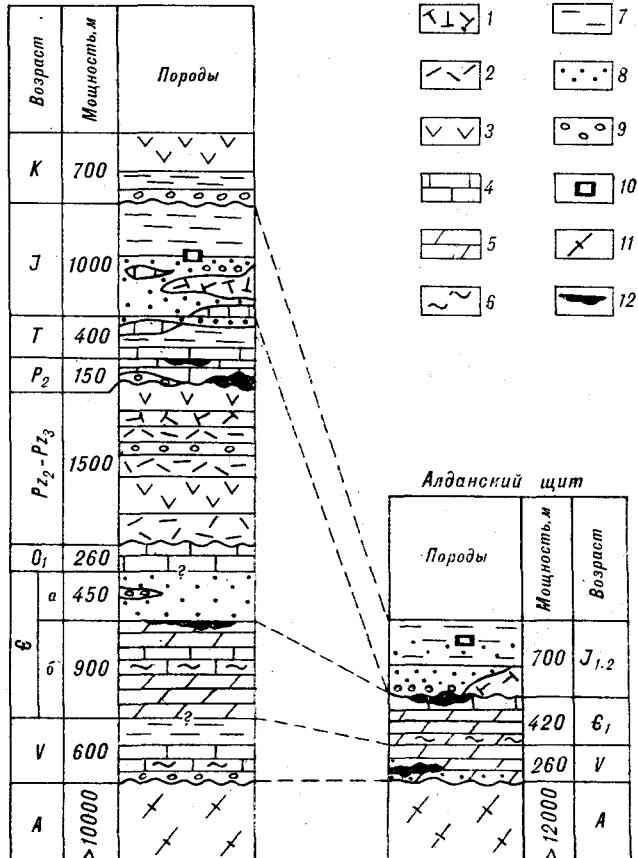


Рис. 2. Размещение джаспероидов в стратиграфических разрезах Омолонского массива и Алданского щита.

1 — трахиты; 2 — липариты, дациты и их туфы; 3 — андезиты, андезитобазальты и их туфы; 4 — известняки; 5 — доломиты, иногда с кремнистыми стяжениями; 6 — мергели; 7 — углисто-глинистые сланцы, аргиллиты и алевролиты; 8 — песчаники полимитовые и кварц-полевошпатовые; 9 — конгломераты; 10 — проявления угленосности; 11 — метаморфические образования архея; 12 — кварцевые метасоматиты джаспероиды. Толщи: а — гусаровская, б — нельганская.

В отличие от Алданского щита на Омолонском массиве в фанерозое проявлено не одна, а две эпохи тектономагматической активизации. Соответственно здесь отчетливо выделяются две группы металлоносных джаспероидов — средне-позднепалеозойская и позднемезозойская.

РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКОЙ ГРУППЫ

Рудопроявления данной группы приурочены к выходам кембрийской толщи в периферических участках Арыкимбинской вулканотектонической депрессии [10]. По вещественному составу выделяются два типа минерализованных доломитов.

В первом типе (рис. 3, 1) рудная минерализация приурочена к центральной части карбонатного блока, отторгнутого от фундамента палеозойской вулканической постройки. На

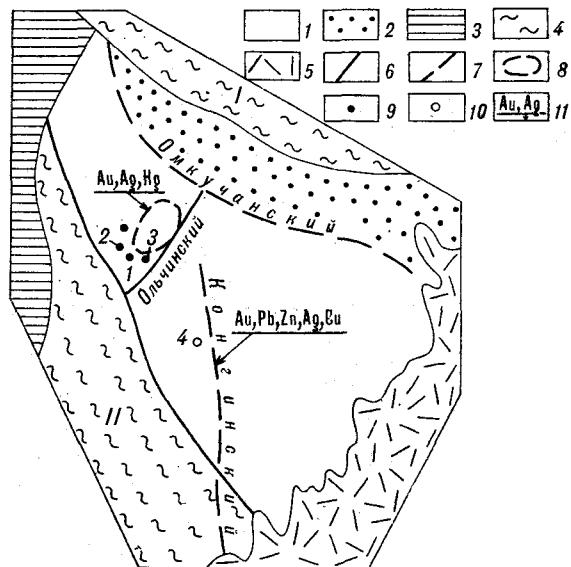


Рис. 3. Местоположение проявлений джаспероидов в Омолонском срединном массиве.

1, 2 — Омолонский массив: 1 — наиболее консолидированная Юкагирская глыба, 2 — несколько более подвижная Намындыканско-Моланджинская зона; 3 — структуры обрамления; 4 — Приколымское поднятие, 4 — Олойская (I) и Сугайская (II) складчатые зоны мезозоя, 5 — позднемезозойский — палеогеновый Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 6, 7 — крупнейшие долгоживущие глубинные магмоконтролирующие разломы, наиболее сильно активизированные в среднем-позднем палеозое (6) и в позднем мезозое (7); 8 — средне-позднепалеозойская Арыкимбинская вулканотектоническая депрессия; 9, 10 — проявления металлоносных карбонатных пород и джаспероидов; 9 — в кембрийских доломитах, 10 — в верхнепермских известняках (цифры около точек соответствуют порядковым номерам в табл. 2); 11 — металлогеническая специализация магмоконтролирующих структур.

современном эрозионном уровне блок окаймляется вулканогенными породами жерловых и прижерловых фаций, принадлежащих к так называемой кедонской магматической формации. С юга к блоку примыкают экструзивные брекчии андезитобазальтов с наложенным прошилитовыми (эпидот-альбит-хлоритовыми) парагенезисами. При удалении от блока последние сменяются более низкотемпературными хлорит-карбонатной и карбонат-цеолитовой минеральными ассоциациями. С востока блок окаймлен эруптивными жерловыми брекчиями с большим количеством ксенолитов округлой формы, представленных большей частью образованиями фундамента вулканической постройки — метаморфическими породами архея, кембрийскими доломитами и кварц-полевошпатовыми песчаниками. Цементирующая ксенолиты масса превращена в эпидотиты, местами — в куммингтонит-кварц-эпидотовые агрегаты. С севера и запада доломитовый блок ограничен полями вулканитов кислого состава, измененными до кварцитов, часто обильно пиритизированных. Предполагается, что поля метасоматических кварцитов связаны с невскрытыми

Таблица 2

Химический состав металлонесных карбонатных пород и джаспероидов, вес. %

Оксисел	1	2	3	4
SiO ₂	14,12	87,10	87,86	94,58
TiO ₂	0,20	0,02	0,02	0,04
Al ₂ O ₃	5,50	0,22	0,24	1,04
Fe ₂ O ₃	1,43	0,16	0,27	0,24
FeO	0,43	0,56	0,28	1,14
MnO	0,04	0,02	0,04	0,02
MgO	18,00	1,25	6,88	0,20
CaO	27,20	4,75	1,30	0,33
Na ₂ O	0,06	0,08	0,06	0,13
K ₂ O	0,24	0,05	0,05	0,07
P ₂ O ₅	0,090	0,036	0,011	0,018
CO ₂	28,32	4,50	0,50	0,20
H ₂ O ⁺	4,32	1,000	2,08	1,36
H ₂ O ⁻	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Σ	99,95	99,746	99,591	100,068

Причина. Пояснение к нумерации проб в тексте. Анализы выполнены в ИГПО Уралгеология, Свердловск, руководитель Г. Ф. Вьюнова.

кварц-полевошпатовыми песчаниками. Вдоль приконтактовых зон субвулканических тел и даек доломиты приобретают белесый цвет за счет интенсивного оталькования. Мощность оталькованных зон достигает 30 м и более. В этих зонах появляются признаки окварцевания, прослеживающегося за пределы оталькованных пород.

Выделения кварца в доломитах обособляются в весьма причудливые по конфигурации жилоподобные тела с очень характерной колломорфной текстурой, образованной чрезвычайно тонкой ритмичной зональностью халцедоновидного кварца. Такая зональность подчеркивается чередованием белых и серых или белых и нежно-розовых полосок кварца (рис. 4). Часто правильная полосчатость нарушается брекчевыми текстурами. Последние представляют собой агрегаты остроугольных осколков зонального кварца, скементированных таким же зональным, но более поздним халцедоновидным кварцем. Кроме того, встречаются прожилки гранобластового кварца без признаков зонального строения, который является самым поздним. При микроскопическом исследовании в отдельных полосках (зонках) колломорфного кварца выявляются мелкогребенчатые структуры, при этом кристаллики кварца ориентированы попереек текстурной полосчатости. Участками мелкогребенчатый кварц полностью перекристаллизован в крупнокристаллические шестоватые агрегаты, которые охватывают сразу несколько зон, однако поперечная ориентировка кристаллов шестоватого

тым плутоном монцонит-гранодиоритового состава кедонской магматической формации, ксенолиты которого отмечаются в жерловых и околовожерловых фациях вулканической постройки.

В андезитобазальтах и кварцитах в нескольких десятках метров от доломитового блока залегают кварцевые, кальцит-доломитовые, карбонат-кварцевые, гематит-кварцевые и адуляр-кварцевые жилы и прожилки, несущие золото-серебряную минерализацию. По характерным парагенезисам минералов в жилах (наличию адуляра, серпита, гидрослюд) и своеобразным текстурным рисункам жильных пород (колломорфным, брекчевидно-метаколлоидным и др.) эти проявления близки к вулканогенной золотосеребряной рудной формации. Однако присутствие в некоторых жилах турмалина и выделений золота [11], а также наличие в пределах жильного поля куммингтонит-кварц-эпидотовых метасоматитов свидетельствуют о несколько более высоком температурном режиме рудоотложения. Указанные признаки оруденения в отмеченных жилах отличают его от типичной мезо-кайнозойской золотосеребряной формации, широко развитой в Охотско-Чукотском поясе.

Доломиты, слагающие блок, имеют серую и зеленовато-серую окраску, как правило, интенсивно катаклизированы или трещиноваты. По трещинам и зонам катаклаза наблюдаются черные прожилки углеродистого вещества, обычно с тонкораспыленным пиритом и секущими тонкими проводниками белого кальцита. Углеродистое вещество и пиритовая сырьепроникают в массивную породу на расстояние до нескольких сантиметров от стенок трещин. По взаимным пересечениям прожилков насчитываются, по крайней мере, три стадии формирования пирит-углеродистого агрегата. Микроскопическим исследованием в доломитах выявляются новообразованные минералы — форстерит и тальк. Химический состав пород приведен в табл. 2 (проявление 1), спектральным и пробирным анализами в них выявляются также медь, свинец, цинк, мышьяк, молибден, барий, ванадий, никель, кобальт, хром.

Второй тип рудной минерализации в доломитах связан с окварцеванием (см. рис. 3, 2, 3), однако в отличие от предыдущего типа он отделен от золотосеребряных жил на несколько километров и расположен между вулканической постройкой, вмещающей эти жилы, и палеозойским гранодиоритовым Ольчинским плутоном. Проявления этого типа приурочены к зонам разломов, залеченным субвулканическими телами и дайками сиенит-порфиров, дацитов и трахидацитов, входящих в состав кедонской формации. Обнаруживается тяготение проявлений окварцевания к участкам сопряжения доломитовой толщи с кембрийскими

Таблица 3

Химические анализы (вес. %) средне-позднепалеозойских магматических пород кедонской вулканоплутонической формации, ассоциирующих с золотосеребряными жилами в вулканитах и минерализованными доломитами

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	69,36	76,01	56,77	54,67	56,37	66,54	65,40	64,52	64,00	60,62	51,98	54,87	65,25	61,57
TiO ₂	0,32	0,18	0,72	0,73	0,70	0,31	0,32	0,53	0,50	0,56	0,86	0,72	0,04	0,50
Al ₂ O ₃	13,57	11,65	17,32	16,40	15,62	13,97	15,50	15,00	15,60	16,25	16,35	18,68	15,95	16,64
Fe ₂ O ₃	1,17	0,50	5,90	7,25	1,78	1,05	3,17	2,43	2,47	2,93	3,34	4,54	2,11	3,63
FeO	1,70	0,93	1,43	1,86	5,14	2,31	1,49	4,02	2,31	2,98	5,13	3,21	3,09	3,61
MnO	0,13	0,13	0,11	0,11	0,15	0,08	0,12	0,11	0,12	0,15	0,38	0,20	0,10	0,12
MgO	1,72	1,04	2,76	1,93	3,31	4,10	1,02	2,00	1,72	2,28	4,14	3,24	1,82	1,99
CaO	2,40	0,99	2,79	5,09	4,61	3,56	2,09	1,06	3,17	2,21	5,15	3,94	3,98	5,12
Na ₂ O	1,19	1,53	3,04	3,18	2,74	2,87	3,35	4,09	3,96	5,25	2,74	5,24	3,69	3,66
K ₂ O	5,06	4,46	3,87	3,36	2,71	3,51	6,00	3,73	3,59	3,47	3,62	2,66	2,62	2,01
P ₂ O ₅	0,13	0,06	0,25	0,19	0,32	0,18	0,14	0,16	0,25	0,25	0,30	0,35	0,14	0,21
CO ₂	0,81	0,55	0,66	1,03	2,99	2,26	—	0,11	0,07	0,90	2,51	—	—	—
H ₂ O ⁺	1,73	1,26	2,39	3,32	2,86	1,58	—	1,42	1,50	1,87	2,95	2,05	—	0,97
H ₂ O ⁻	0,29	0,29	1,11	0,68	0,42	0,52	0,07	0,40	0,28	0,28	0,40	0,27	0,04	0,13
C _{орг}	—	—	0,40	0,18	0,30	0,12	—	—	0,34	—	—	—	—	—
Σ	99,58	99,58	99,52	99,98	100,02	99,96	99,70	99,58	99,88	100,00	99,85	99,97	99,64	100,16

П р и м е ч а н и е. Магматические фазы: предрудная (1, 2), синхронная с началом рудного процесса (3—5), синхронная рудному процессу (6—9), Ольчинский плутон (13, 14). Породы: 1 — итнимбрит липарита, 2 — брекчия липарита, 3, 4 — туфы андезитобазальта, 5 — брекчия андезитобазальта, 6 — дацит, 7—9 — трахиадиабиты, 10 — кварцевый диорит-порфир, 11 — андезитобазальт, 12 — монцонит, 13, 14 — гранодиориты. Анализы выполнены А.А. Осининой и Н.И. Булыменко в ПГО Севвостокгеология, Магадан.

кварца сохраняется. На контактах с кварцем вмещающие доломиты несут четкие следы перекристаллизации и укрупнения карбонатных зерен.

Оталькованные доломиты и кварцевые обособления в них содержат выделения тонкораспыленного пирита и сфалерит-галенитовые прожилки. Химический состав халцедоновидных выделений кварца, содержащих ксенолиты доломитов, приведен в табл. 2 (проявления 2, 3). Пробирный и химический анализы выявляют почти все те же элементы-спутники, которые отмечены в первом типе минерализованных доломитов, за исключением кобальта, мышьяка

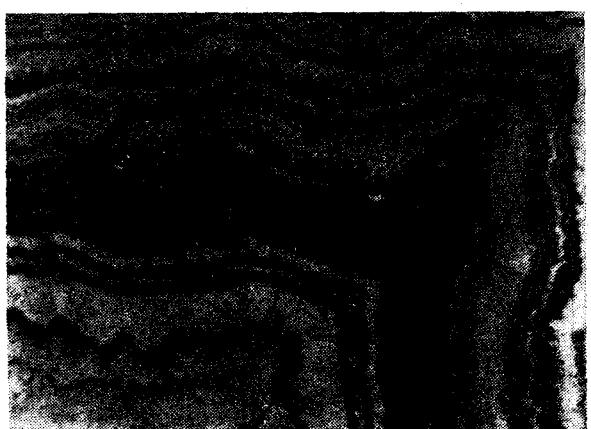


Рис. 4. Палеозойский джаспероид с колломорфной текстурой, $\times 50$.

и циркония. При этом в окварцованных породах появляются следы олова. По низкой величине светопропускания, повышенным потерям при прокаливании и составу микропримесей кварц рассматриваемых джаспероидов сопоставим с кварцем рудных джаспероидов Алдана.

На основании установленных в Арыкимбинской вулканотектонической структуре структурно-пространственных связей между минерализованными кембрийскими карбонатными образованиями и золотосеребряными жилами в вулканогенных породах кедонской формации высказано предположение, что процессы рудной минерализации в обоих случаях генетически взаимосвязаны [10]. Анализ фактического материала подтверждает эту точку зрения. Прежде всего важно отметить, что в обоих случаях проявления рудной минерализации контролируются одной и той же системой периферических магмоконтролирующих дуговых и оперяющих их разломов, с которыми связаны проявления магматизма повышенной щелочности с преобладанием калия над натрием (табл. 3). Примечательно, что породы магматических фаз, с которыми синхронизируется становление золотосеребряных жил в вулканитах, как правило, содержат органический углерод, в то время как в дорудных и пострудных образованиях его нет. Это обстоятельство наводит на мысль, что присутствие инъекций углеродистого вещества в рудоносных доломитах также причинно связано со становлением отмеченных сирудных магматических фаз.

Сравнение рудной специализации минерализованных доломитов с таковой золотосеребряных жил также показывает, что они близки между собой. Профилирующими элементами тех и других являются медь, цинк, свинец и молибден. Видимо, характерна для них и ртуть, поскольку участки развития минерализованных доломитов увязываются с жильным полем в вулканитах общими шлиховыми ореолами киновари. На единство генетических связей указывает также тот факт, что весьма характерные по текстурно-структурным особенностям выделения кварца в доломитах часто идентичны таковому в золотосеребряных жилах.

Не противоречат взаимной увязке рассматриваемых разнотипных проявлений рудной минерализации и данные определения времени их формирования. Так, золотосеребряные жилы рассекают наиболее ранние образования вулканитов кедонской магматической формации, и в то же время обломки этих жил зафиксированы в качестве ксенолитов в продуктах наиболее поздних ее магматических фаз. Таким образом, жилы выступают по отношению к средне-позднепалеозойским магматическим образованиям в целом как внутриформационные образования. Определения абсолютного возраста жил подтверждают их палеозойский (верхнепермский) возраст, варьирующий в пределах 232–278 млн. лет [7]. Доверхнепермский возраст процессов окварцевания в кембрийских доломитах также доказывается находкой гальки, в которой представлен контакт колломорфного кварца и серого доломита. Сама же галька принадлежит осадочным прослойям, залегающим среди вулканитов той же кедонской формации.

Приведенные факты позволяют рассматривать проявления золотосеребряного оруденения в вулканитах и признаки рудной минерализации в карбонатных породах в качестве одновозрастной генетически единой рудной ассоциации, связанной с развитием средне-позднепалеозойского магматизма, который во всей полноте проявился в пределах Арыкимбинской вулканической структуры.

РУДОПРОЯВЛЕНИЯ МЕЗОЗОЙСКОЙ ГРУППЫ

В другой тектонической обстановке — вблизи Конгинского глубинного разлома — проявился еще один тип окварцевания в верхнепермских карбонатных породах (см. рис. 3, 4). Наболее ярко выраженной особенностью упомянутого разлома является то, что он контролирует размещение полей раннемеловых вулканитов андезитового комплекса, включающего щелочно-известковую дифференцированную (от базальтов до липаритов) серию и щелоч-

ные (до 9–10 % щелочей в трахитах) эффиузы, обладающие повышенной калиевостью. Примечательно, что районы распространения андезитового комплекса отличаются наибольшей на массиве глубиной (свыше 5 км) залегания кристаллического фундамента [6].

В системе осевых структур Конгинского разлома следует выделить особо Правобургалинский субмеридиональный долгоживущий и глубокопроникающий раскол, в зоне влияния которого расположено рассматриваемое проявление. Вдоль шва раскола располагаются не сколько средне-позднепалеозойских изометрических вулканоструктур, палеозойский гранодиоритовый (Бургалинский) и позднемеловой гранитный (Спрут) массивы. Шов раскола выступает также в качестве конседиментационной структуры по отношению к раннемеловым вулканитам. Последние широко развиты восточнее и совсем незначительно — западнее раскола. На всем протяжении (более 60 км) раскол трассируется поясом позднемеловых даек трахитов, которые рассекают все образования, в том числе гранитный массив.

Зона раскола характеризуется ярко выраженной золотополиметаллической специализацией. Рудная минерализация проявляется в прожилково-жильных зонах и отдельных жилах кварцевого и карбонат-кварцевого состава, наложенных практически на все перечисленные геологические образования, за исключением палеозойских гранодиоритов и позднемеловых даек трахитов. По находкам оруденелых галек в базальных слоях раннемелового андезитового комплекса и по другим фактам установлены две возрастные разновидности оруденения: средне-позднепалеозойская, ассоциирующая с палеозойскими вулканоструктурами, и позднемезозойская, которая достаточно четкой приуроченности к определенным магматическим образованиям не обнаруживает.

Процессы окварцевания, выявленные в верхнепермских карбонатных отложениях, связываются с позднемезозойским этапом оруденения. Верхнепермские известняки трангрессивно перекрывают средне-позднепалеозойские вулканиты контрастного состава и залегают субгоризонтально, занимая верхние части водоразделов. Здесь среди катаклазированных слойстых известняков наблюдаются участки невыясненной конфигурации, где породы явно метасоматически замещаются микрозернистым кремневидным кварцем (рис. 5), иногда с тонкой сырью пирита. Поверхности изометрических пустот и полых трещин в породах выполнены щеточками прозрачного, реже слабоокрашенного в белый цвет хрусталия. Нередко такой же мелкокристаллический хрусталевидный кварц образует полные псевдоморфозы по окаменевшим раковинам брахиопод, пелеципод, корал-

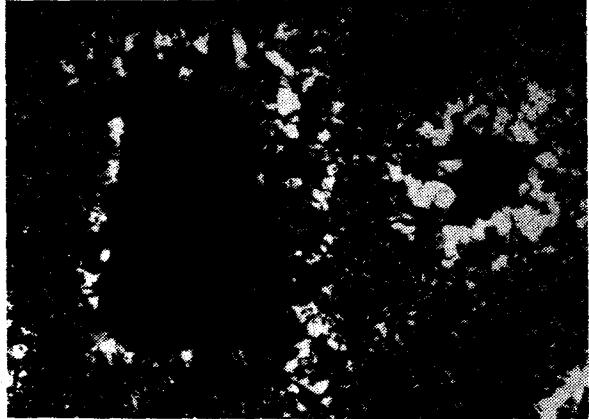


Рис. 5. Позднемезозойский джаспероид, $\times 50$. Видна микрозернистая структура замещения. Пустоты (черные) окаймляются более крупнозернистыми гребенчатыми агрегатами кварца.

лам и другим органическим остаткам, которые часто в изобилии содержат известияки. Небольшие пустотки в окварцованных раковинах заполнены, как правило, мелкими кристалликами гематита.

Химический состав позднемезозойского джаспероида приведен в табл. 2 (проявление 4), спектральным анализом в нем установлены повышенные концентрации меди, свинца, цинка, молибдена и др. По величине светопропускания, потерям при прокаливании и составу микропримесей кварц позднемезозойского джаспероида аналогичен таковому из палеозойской группы рудопроявлений.

ВЫВОДЫ

1. Омолонский массив является благоприятным для формирования разновозрастных и разнотипных металлоносных джаспероидов. Кро-

ме описанных, могут быть выявлены джаспероидные тела, залегающие в иных осадочных карбонатных формациях и ассоциирующие с другими калиевыми магматическими комплексами. В этом отношении наиболее перспективными представляются раннепалеозойские plutоны андаманского и тела эссексит-тешенитового комплексов. Последний особенно интересен благодаря большой длительности формирования — вероятно, от триаса до кайнозоя включительно [14].

2. Омолонские джаспероиды обнаруживают тесные пространственно-временные связи с рудопроявлениями в вулканитах, приближающиеся по своим характеристикам к типичным жильным золотосеребряной и золотополиметаллической формациям. По этому признаку они могут быть сопоставлены с рудоносными окварцованными карбонатными породами известных месторождений Карлин, Кортез и др. Северо-Восточной Невады [21], залежей района Сан-Хуан в Колорадо [12] и Северной Мексики [20]. С другой стороны, наличие в омолонских джаспероидах полиметаллической минерализации позволяет провести их аналогию с детально охарактеризованными [12] рудами горных округов Тинтик в Юте, Ледвилл и Аспен в Колорадо.

3. Значение находки металлоносных джаспероидов в Омолонском массиве состоит в следующем. Во-первых, они расширяют нижний возрастной предел проявления золотоджаспероидной формации в Тихоокеанском сегменте до палеозоя. До сих пор здесь были известны мезозойские (Алдан) и мезо-кайнозойские (Перу, Мексика, Кордильеры США) рудно-джаспероидные провинции. Во-вторых, эта находка представляет недостающее звено, связывающее в единую цель рудно-джаспероидные провинции восточного и западного периплатформенных рудных поясов Великого Тихоокеанского кольца.

ЛИТЕРАТУРА

1. Альбов М. Н., Угрюмов А. Н., Минигулов И. М. Показовые критерии и признаки золотоносных джаспероидов. — Разведка и охрана недр, 1978, № 3.
2. Билибин Ю. А. Некоторые интересные черты металлогении Алдана. — Докл. АН СССР, 1946, т. 51, № 6.
3. Вашилов Ю. Я. Некоторые геофизические аспекты проблемы Колымского массива. — В кн.: Вопросы геологии срединных массивов. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1977.
4. Гагиев М. Х., Сдерягин В. А., Шамин В. Н. О кембрийских отложениях на Омолонском массиве. — Тихоокеанская геол., 1983, № 1.
5. Геологические формации и металлогения Алданского щита. — Л.: Недра, 1976.
6. Дылевский Е. Ф. Меловые вулканогенные образования Омолонского массива и их петрохимические особенности. — В кн.: Вопросы геологии срединных массивов. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1977.
7. Загрузина И. А., Показаньев В. П. О палеозойском возрасте золоторудной минерализации на Омолонском массиве. — Геол. рудн. месторождений, 1975, № 1.
8. Ицуксон М. И. Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли. — М.: Недра, 1979.
9. Найгородин В. И., Мерзляков В. М., Сидоров А. А. К возможности обнаружения на Северо-Востоке СССР золоторудных месторождений нового генетического типа. — Колыма, 1972, № 7.
10. Показаньев В. П. Арыкимбинская золотоносная вулкано-тектоническая структура на юго-западе Омолонского массива. — Колыма, 1976, № 3.
11. Показаньев В. П., Епифанова А. П. Некоторые сведения о самородном золоте палеозойского возраста

- на Омолонском массиве.— Колыма, 1978, № 5.
12. Рудные месторождения США/Под общ. ред. Дж. Риджа. Т. 1.— М.: Мир, 1972.
13. Садовский А. И. Омолонский золоторудный район и его перспективы.— Колыма, 1972, № 12.
14. Терехов М. И., Лычагин П. П. и др. Объяснительная записка к геологической карте междуречья Суяя, Коркодона, Омолона и Гижиги масштаба 1 : 500 000.— Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1980.
15. Угрюмов А. Н. О некоторых условиях формирования золотоносных джаспероидов в Центральном Алдане.— В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1979.
16. Угрюмов А. Н. Метасоматическая формация золотоносных джасперидов.— Метасоматизм и рудообразование. Тез. докл. V Всесоюзной конференции. Л.: ВСЕГЕИ, 1982.
17. Угрюмов А. Н. Золоторудные месторождения джаспероидного типа как индикаторы процессов тектономагматической активизации.— Тектоника активизированных областей. Тез. докл. 14-й сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Чита: ЗабНИИ, 1982.
18. Умитбаев Р. Б., Вельдяков Ф. Ф. Тектоническое и металлогеническое районирование Охотского срединного массива и его обрамления.— В кн.: Вопросы геологии срединных массивов. Магадан, 1977.
19. Шило Н. А., Лычагин П. П. и др. Домезозойская золотоносность Омолонского массива.— Докл. АН СССР, 1975, т. 225, № 5.
20. Emmons W. H. Gold deposits of the World. McCrow Hill Book company.— New York, London, 1937.
21. Roberts R. J., Radtke A. S., Coast R. R. Gold Bearing Deposits in North—Central Nevada and Southwestern Idaho.— Econ. Geol., 1977, v. 66.

Горный институт
Свердловск

Поступила в редакцию
11 июня 1984 г.

Г. М. Власов

ФЛЮИДНОЕ «ДЫХАНИЕ» ЗЕМЛИ И СТРАТИФОРМНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

«В общей теории рудообразования проблема генезиса стратиформных месторождений была и остается одной из важнейших».

У. АСАНАЛИЕВ, 1984 г.

Существующие представления о генезисе стратиформных медно-свинцово-цинковых руд в терригенных и карбонатных породах уже не соответствуют современному уровню знаний о соотношениях процессов в приповерхностных и глубинных частях Земли. Делаются критические замечания в адрес теории рассоль-

Происхождение стратиформных рудных месторождений в достаточной степени еще не выяснено. Спорными остаются вопросы об источниках металлов в рудах, о роли диагенетических и катагенетических процессов в формировании руд, о соотношении в них эндогенной и экзогенной составляющих и др.

Одна из причин подобного состояния представлений о генезисе этих месторождений — малая изученность вулканогенно-осадочных образований, остающихся «пасынками» как в магматической, так и в осадочной геологии. Находятся еще «в тени» и вопросы, связанные с магматическими процессами на субвулканическом уровне, несмотря на их первостепенное значение для рудообразования, в частности стратиформного. Между тем ключ к решению проблемы генезиса стратиформных месторождений — исследование приповерхностной оболочки Земли — арен, на которой взаимодействуют и противостоят эндогенные и экзогенные силы. Камчатка, Курильские острова и другие области современных и недавних процессов вулканизма и вулкано-плутонизма представляют в этом отношении большие, но еще мало используемые возможности.

В настоящей статье на примере наиболее представительного типа стратиформных месторождений — медно-свинцово-цинковых руд в карбонатных и терригенных породах (по мнению большинства исследователей, это один из самых «немагматических» типов руд) — проанализированы существующие представления о генезисе стратиформного оруденения, которые, как кажется, уже не соответствуют современ-

ных бассейнов, и предлагается гипотеза сопряженного образования стратиформных руд (с глубинным источником металлов), красноцветных пород, солей и нефти. Обосновываются представления о коровой флюидной системе с тремя зонами.

ному уровню знаний о соотношениях приповерхностной и глубинной зон Земли. Сделана попытка нового толкования процессов стратиформного рудообразования и соленакопления с учетом наблюдений в вулканических областях. Многолетние работы автора на «живых» вулканах у Тихого океана оставили неизгладимый след в его представлениях о связях «внутриземных» и поверхностных явлений.

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРАТИФОРМНЫХ МЕДНО-СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Многие авторы рассматривают свинцово-цинковые руды в карбонатных породах и медные руды в песчаниках и сланцах как самостоятельные типы месторождений. По-видимому, правильнее их считать рудными формациями, фактически связанными в общую систему. Медные руды локализуются в отложениях прибрежных районов, свинцово-цинковые — в отложениях морского мелководья.

К числу особенностей медно-свинцово-цинковых руд в карбонатных и терригенных толщах относятся: обширные площади их распространения на краях платформ и в приплатформенных структурах, ассоциация руд с красноцветными и соленосными, нередко с нефтеносными, толщами (содержание в рудных минералах флюидных включений с нефтью и метаном), а также сравнительное однообразие рудосодержащих разрезов. Терригенные пестроцветные или «черносланцевые» породы с медной мине-

ализацией (если они присутствуют) вверх по разрезу сменяются известняками и доломитами со свинцово-цинковыми (иногда с баритом и флюоритом) рудами, а затем соленосными образованиями. Характерно также то или иное содержание в верхах карбонатной или в низах соленосной толщ ангидрита и гипса.

В литературе часто встречаются утверждения об отсутствии в подобных образованиях каких-либо признаков магматических пород. Это не совсем верно. У. Асаналиевым [4] вулканические породы в толщах, содержащих медно-свинцово-цинковые руды, описаны в некоторых районах Тянь-Шаня. Терригенные формации, залегающие в основании рудоносных толщ и содержащие у京剧ие концентрации окисного железа, часто слагаются продуктами разрушения эфузивов. Трансгрессивные и регрессивные серии ритмических пачек рудоносных толщ и их рудные слои иногда отделяются друг от друга маломощными прослойками монтмориллонитовой глины, вероятно, представляющей собой разложенные туфы.

Центральный устойчивый район Северо-Американского континента, где размещаются свинцово-цинково-баритовые месторождения в карбонатах, относимые американскими геологами к типу долины Миссисипи, претерпел в палеозое сложное развитие с неоднократным внедрением интрузивных тел. Характерно, что многие районы с оруденением этого типа находятся в пределах или около обширных купольных поднятий. Баритовые месторождения, в частности, почти идеально совпадают с региональными поднятиями [65]. Общепризнаана связь с магматическим очагом (щелочной криптогипсовой) рудоносных растворов, давших стратиформные руды районов Иллинойс-Кентукки. Растворы, содержащие здесь (судя по соотношениям изотопов) значительную часть магматической воды, лишь в удалении от магматического очага разбавлялись метеорными водами [64].

Палеотектонические реконструкции показывают обычную локализацию стратиформных руд на склонах областей поднятий и в прибрежных частях соседних с ними прогибов. Поднятия, к которым тяготеют руды, обычно имеют консайдементационный характер [40].

РАСПРОСТРАНЕННОЕ ОБЪЯСНЕНИЕ ГЕНЕЗИСА РУД — ТЕОРИЯ РАССОЛЬНЫХ БАССЕЙНОВ

Содержание во флюидных включениях минералов стратиформных руд значительных количеств (до 30 вес. %) NaCl и проявления углеводородных соединений в некоторых рудных толщах дали повод к созданию, главным образом

американскими авторами [71, 79], теории рассольных бассейнов, объясняющей образование таких руд. Большинство других предположений о происхождении руд этого типа представляют собой вариации этой теории. Сущность теории в том, что погребенные, обычно солоноватые воды седиментационных бассейнов, содержащие металлы в форме хлоридных солей и комплексов, отжимаются из пород при их уплотнении, мигрируют с глубины и, проходя через известковые рифы с редуцированной серой, отлагаются в известняках сфалерит и галенит. Обогащение соленых вод металлами объясняется этой теорией диагенетическими преобразованиями обломочного материала, содержащего металлы в тех или иных количествах [75].

Сходные (в известной мере) представления высказал В. В. Попов [45], предполагающий образование стратиформных руд преимущественно на склонах поднятий за счет рассолов, поднимавшихся из соседних впадин, выполненных нефтеносными отложениями. Источником металлов, по его мнению, могли служить разрушающиеся породы докембрийского фундамента. Сингенетическая рассеянная минерализация в прибрежно-морских карбонатных породах могла преобразоваться при воздействии горячих хлоридных рассолов в концентрированные эпигенетические руды.

Со временем, однако, выявились многие противоречия теории рассольных бассейнов и возникли разногласия в ее понимании между различными авторами [76].

Аномальную соленость металлоносных рассолов, установленную по флюидным включениям и наблюдающуюся непосредственно на дне рудосодержащих впадин Красного моря, многие пытались объяснить мембранный фильтрацией седиментных вод, но слишком велико оказалось увеличение солености (в 3—6 раз). Объясняли это также контактами вод с эвапоритами, но последние нередко образуются одновременно с рудами или залегают в разрезах выше рудоносных слоев. Как отмечает Д. С. Хэнор, «взаимодействие с эвапоритами не является универсальным решением проблемы происхождения подземных рассолов. Солевые воды известны в бассейнах, где отсутствуют эвапориты, и, кроме того, соотношения главных растворенных компонентов в некоторых рассолах нельзя объяснить только испарением и последующим изменением морских вод» [65, с. 131].

По составу солей, а также по изотопным отношениям водорода D/H и кислорода $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ состав флюидных включений в рудных минералах очень близок к таковому современных рассолов нефтяных полей [45, 59]. Имеются, однако, и существенные их отличия. В рудных рас-

солях значительно выше, чем в нефтяных, содержание калия относительно натрия [48]. Соленость рудных флюидов сопоставима с соленостью растворов флюидных включений в минералах порфировых руд, размещающихся непосредственно в магматических породах. Все исследователи, основываясь на изотопных соотношениях водорода и кислорода в растворах флюидных включений в порфировых рудах, приходят к заключению о преимущественно магматическом характере этих растворов [59]. Содержание NaCl в жидких включениях некоторых гидротермальных полиметаллических руд достигает 60—63 вес. % [72].

Сравнительно высокие температуры отложения руд типа долины Миссисипи (от 50 до 200°C) не соответствуют вероятной небольшой глубине формирования месторождений (возможно, около 300 м). Для объяснения этого противоречия была привлечена теория конвективной геотермальной системы [64], но глубина седиментационных бассейнов не обеспечивала необходимую для нагрева рассолов конвекцию.

Существуют противоречивые мнения и об источниках металлов, способах их мобилизации, переноса и отложения, о происхождении редуцированной серы, совместном или раздельном переносе металлов и серы. Проявляющаяся иногда в стратиформных свинцово-цинковых месторождениях выдержанность отдельных тонких слоек и пачек сфалерита на многие сотни метров и даже километры больше соглашается с образованием руд из флюидов, несущих как металлы, так и серу, чем с выпадением рудных минералов из седиментационных вод при встрече их в зарифовых лагунах с серой. О том, что последний способ осаждения рудных минералов не был, во всяком случае, универсальным, говорит тот факт, что концентрированные рассолы с NaCl явно участвовали в формировании стратиформных полиметаллических руд в позднепротерозойских кембрийских песчаниках Швеции [77], где объяснить осаждение сульфидов было труднее, чем в известково-доломитовых рифовых комплексах.

В качестве источников металлов сторонники теории рассольных бассейнов чаще всего предполагаются аркозы и сланцы, но аркозы, содержащие достаточные количества свинца, не обеспечивают нужных количеств цинка и фтора, а сланцы при литификации становятся малопроницаемыми. Лабораторные эксперименты по изучению металлов из различных осадочных пород не показали предполагаемого ассортимента металлов.

Расположение большинства стратиформных медно-свинцово-цинковых месторождений на склонах поднятий, у сопряжения их с соседними впадинами, лучше согласуется со стоком

рудообразующих растворов с возвышенностей или подъемом их по разломам у границ впадин, чем с предполагаемым В. В. Поповым их подъемом из впадин на склоны.

В ряде случаев доказывается связь стратиформного оруденения рассматриваемого типа с магматическими процессами. Так, например, новые материалы, полученные группой исследователей под руководством В. Попова, свидетельствуют о генетической связи стратиформного свинцово-цинкового оруденения Учкулачского месторождения (Тянь-Шань) с вулканогенно-осадочным литогенезом [4].

Сказанное показывает, что теория рассольных бассейнов в ее различных вариантах «встретилась» с серьезными трудностями. Вердикто, прав Д. С. Хэнор [65], что «Процессы, обусловливающие состав пластовых вод, все еще не поняты до конца» (с. 131). Большинство трудностей отпадает, если учесть возможность эндогенного, а не экзогенного происхождения как рудоносных хлоридно-натриевых рассолов, так и залежей хлоридных солей в районах, где происходило рудообразование. О реальности этого говорят наблюдения в областях активного вулканизма и новейшие материалы о флюидах в земной коре.

ГЛУБИННЫЕ РАССОЛЫ И ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ЗЕМЛИ

Главным анионом большинства рудообразующих флюидов является хлор [62]. При конденсации высокотемпературных газов и паров на поверхности активных вулканов (например, в верхнем кратере вулкана Эбеко на о. Парамушире) образуются хлоридно-натриевые рассолы. Содержание NaCl в рассолах достигает 30—37 вес. %. Воды самых высокотемпературных (гейзерных) источников в современных вулканических областях преимущественно хлоридно-натриевые со значительной рудной нагрузкой и с тем или иным содержанием углекислоты и других предположительно ювелирных элементов.

Хлоридно-щелочные перегретые воды, по заключению большинства работавших в вулканических областях исследователей, являются наиболее глубинными водами, дифференциация и метаморфизм состава которых у поверхности дают начало целой гамме минеральных вод другого состава: хлоридно-сульфатных, сульфатных, гидрокарбонатных и др. [14, 39, 52 и др.]. Подобной дифференциацией обусловлена гидрохимическая зональность в районах активного вулканизма с наиболее глубоким положением хлоридной зоны, промежуточным — сульфатной и поверхностным — углекислой [1, 12, 15, 24, 37, 51, 61].

Сходная зональность широко проявляется в земной коре и вне вулканических районов, будучи выражена в нижних горизонтах растворами, обогащенными анионом Cl^- , в промежуточных по глубинности — анионом SO_4^{2-} , а в верхних — анионом HCO_3^- [58, 65 и др.]. С глубиной увеличивается минерализация растворов, и в нижней зоне содержатся значительные количества различных металлов [18]. Многими гидрогеологами подобная зональность объясняется этапностью формирования вод, которые по мере просачивания с поверхности на глубину приобретают сначала гидрокарбонатный, затем сульфатный и, наконец, хлоридный состав; хлоридные воды получаются в конечном этапе концентрирования и метаморфизма поверхности вод [58].

Эти представления находятся в явном противоречии с наблюдениями автора в районах действующих вулканов аналогичной зональности, почему автор, приведя доводы за иное происхождение этого явления, писал [11, с. 177]: «Ясно, что гидрохимическая зональность отражает какие-то более глубокие связи между внутренней и внешней частями Земли и обусловлена как поверхностными, так и глубинными процессами, в том числе вулканизмом». Вулканизм, в частности, обуславливается динамика зон — опускания и поднятия их границ. При сильном вулканизме верхняя граница зоны с хлором и другими галоидами достигает поверхности земли, при некотором ослаблении — понижается, и выше ее развивается «серная оболочка». При угасании вулканизма выше нее появляется «углекислая» зона. В областях с угасшим вулканизмом нижняя граница «углекислой» зоны опускается на большую глубину, и границы между зонами несколько стабилизируются. Последнее обстоятельство и явилось причиной заключения гидрогеологов с подмеченной ими (на платформах с давно угасшей вулканической деятельностью) связей гидрохимической колонки не с постоянно меняющимся фактором вулканизма, а с относительно постоянными (при данной геологической структуре) условиями циркуляции подземных вод [11].

Сходные положения высказывались и другими исследователями. О планетарной «гидрохлорсфере» писал В. Ф. Дергольц [20]. Исследования Н. А. Маринова на Азиатском и Африканском континентах привели его к выводу, что вертикальная гидрохимическая зональность является планетарной закономерностью. Она характерна не только для артезианских бассейнов платформ, но и для трещинных вод щитов, складчатых областей, в которых на глубине также обнаружены хлоридные рассолы, например, при бурении сверхглубокой скважины на Кольском полуострове [43].

Глубинное происхождение хлоридно-щелочных терм, их связь с магматическими процессами согласуются с геохимическими условиями выделения хлора при кристаллизации магм и его последующей транспортировки к поверхности. Вследствие значительно более низкой растворимости в гранитной магме CO_2 и хлоридов по сравнению с водой, раннемагматические растворы могут быть представлены существенно углекислыми флюидами и весьма концентрированными рассолами (вплоть до солевых расплавов) [50]. Хлор не образует устойчивых хлорсодержащих минералов при магматических температурах, а уходит в состав устойчивого в водных растворах при высоких температурах комплекса NaCl . При этом в первой, образующейся водной фазе, содержание NaCl может достигать 12 вес. %. Большинство халькофильных элементов обнаруживают тенденцию концентрироваться именно в хлоридных растворах [6].

Относительная же обогащенность щелочными металлами глубинных зон Земли, включаяmantию, находит подтверждение все большим числом фактов. Показательно, например, что при развитии глубинных разломов и сопряженных с ними геосинклинальных прогибов обычно проявляется интенсивный натриевый, а в последующем — калиевый метасоматоз вулканических пород, явно связанный с мантийными источниками,

Высокое давление в глубинных системах создает условия для переноса хлоридов щелочных металлов к поверхности в плотном перегретом паре [61].

ОСОБЕННОСТИ ОБСТАНОВОК СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ

Поступление с глубин к поверхности Земли вместе с рудами значительных количеств NaCl объясняет частую ассоциацию стратиформных руд с соленосными отложениями, а также преобладание среди ископаемых солей (80%) бессульфатных (хлоридных), тогда как воды Мирового океана относятся к сульфатному типу [17].

Древнее соленакопление на Сибирской платформе происходило в самой внешней зоне следующего латерального ряда (с запада на восток): эвгеосинклинальная зона (геоантиклиниорий Енисейского кряжа) → зона колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений → зона железо-марганцевых месторождений → зона медистых песчаников → соленосные отложения. Все эти зоны маркируются туфовым флишем, показывающим их принадлежность к общей системе. Местами устанавливается фациальное замещение меденосных отложений соленосными [34]. В Ангарской про-

винции Сибирской платформы имеются галит-магнетитовые руды, в которых содержание соли достигает 50 %. Судя по находкам псевдоморфоз кальцита по галиту в скарнах других районов Сибирской платформы, галит-магнетитовые руды там широко распространены.

Крупнейшие солеродные бассейны прошлого тяготеют к геодинамическим поясам Земли — рифтам, орогенным поясам [16]. Известные соленосные формации трудно увязываются с климатической зональностью. Главная роль в пространственном распределении бассейнов соленакопления принадлежит тектоническим факторам, о чем свидетельствует, например, преимущественное накопление соли в палеозое и мезозое на платформах, а в кайнозое — в геосинклиналях. Соленосные бассейны мира имеют своеобразное глубинное строение, свойственное и многим рудным районам — резко сокращенную мощность гранитного слоя за счет базальтового, значительный подъем мантии [55].

С соленосными отложениями часто, по существу, в большинстве соленосных бассейнов мира, ассоциируют пластовые залежи эфузивов (преимущественно базальтов), туфы, туф-фиты. Местами вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, среди которых находятся соляные залежи, метаморфизованы и замещены гидрослюдами, хлоритом, монтмориллонитом и другими вторичными продуктами. Такая картина, например, наблюдается в Кемпендейской впадине в Якутии [56].

Нередко соленакопление происходит в рифтах одновременно с проявлениями вулканизма. В грабенах Эфиопии на отдельных участках соли залегают внутри вулканогенных толщ. В Приандийском краевом прогибе устанавливается латеральное замещение соли вулканическими. Границы площадей распространения солей часто контролируются разломами. В Приднестровском рифте в связи с галогенной формацией находится полиметаллическая, баритовая и флюоритовая минерализация. Среди галогенных отложений этого рифта имеются прослои гидрослюдисто-монтмориллонитовых глин с содержанием фтора до 0,45 % (вероятно, разложенные туфы) [28]. Многочисленные слои разложенных вулканических туфов имеются в соленосной формации Припятского прогиба [44]. В Днепровско-Донецком рифте (авлакогене?) соль приурочена к внутриразломным мульдам и содержит потоки эфузивов [49]. Тесная пространственная ассоциация соляных отложений и вулканических пород наблюдается в Приатлантических рифтах Африки. В Красноморском рифте в центральной части изливаются базальты, на шельфе отлагается каменная соль, а в прибрежной зоне — ангидрит. Эвапориты Красноморского рифта на

западе сменяются пирокластическими, а затем эфузивными породами [27]. Во впадине Атлантич-II внедрение диабазовой магмы по времени близко совпадает с формированием рассолов и выпадением металлоносных осадков. М. Н. Джинорида, проанализировавший происхождение миоцен — современных солей Красноморского рифта, сделал вывод о их экспансионно-осадочном происхождении [46].

Соли содержат значительные примеси металлов. В орогенных впадинах Средиземноморского пояса, по заключению В. М. Чмырева и др. [67], современные воды и рассолы являются в значительной мере остаточными продуктами позднеальпийской гидротермальной деятельности и содержат в своем составе ее минеральные составляющие, например, в современных впадинах Афганистана — Ba, Sr, U, Th, Tr, щелочно-редкometальные элементы, а во впадинах Центрального Ирана — Ba, Sr, Ni, Co и другие рудные элементы. В рассолах внутри соляного пласта месторождения оз. Серл (Калифорния) содержится WO₃ 80 и Li 25 тыс. т [8]. Следует отметить, что главные рудные элементы рассолов Красного моря те же, что и стратиформных руд типа долины Миссисипи (Cu, Zn, Pb, Ba, Mn, Fe). Сходна и их рудная зональность. В обоих случаях руды сопровождаются отложениями солей.

Большая скорость соленакопления, определяющая огромные мощности соленосных толщ, соизмерима со скоростью отложения вулканического материала и трудно объяснима с позиций осаждения соли в лагунах. Несмотря на консервирующие свойства каменной соли, в ее толщах нет остатков морских организмов.

Эволюция соленакопления в истории Земли соответствует общей эволюции термальных вод в течение тектономагматического мегацикла: в кембрии накапливались только хлоридные соли, хлоридно-сульфатный тип отлагался с карбонатом, а хлоридно-карбонатный — с палеогеном [22, 80]. Вертикальная гидрохимическая зональность вод земной коры проявляется, таким образом, и в масштабе геологического времени.

Все эти факты убедили многих исследователей в парагенетических связях вулканических и галогенных формаций.

В пользу аридных климатических условий соленакопления и пространственно ассоциирующего с ним стратиформного медно-свинцово-цинкового рудообразования как будто свидетельствует тесная пространственная связь медных руд с красно- и пестроцветными отложениями, рассматриваемыми как продукты выветривания и корообразования в условиях аридного климата. Это согласуется с заключением Н. М. Страхова [57] (несколько противоречивым), что для миграции меди в бассейны от-

ложения нужен гумидный климат, а для осаждения ее — аридный.

Вопрос генезиса красноцветных отложений, однако, не так прост. Преимущественная связь их образования с климатическими условиями сомнительна.

ПРОБЛЕМА КРАСНОЦВЕТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В настоящее время устанавливаются большие масштабы газогидротермальных изменений магматических пород, причем продукты этой деятельности нередко оказываются сходными по минеральному составу с экзогенными корами выветривания [47]. По заключению Р. Я. Склярова и Г. П. Шавро [53], гидротермальное преобразование алюмоシリкатных пород и их климатическое выветривание происходят по одной схеме. Разделение разнородных продуктов названных процессов — еще не решенная задача. Характерно в этом отношении заключение Б. Р. Шпунта, что на Сибирской платформе «Процессы выветривания в позднем докембрии были теснейшим образом связаны с вулканической деятельностью» [69, с. 236]. Возникло поэтому подозрение, не представляют ли многие «коры выветривания» Русской платформы вулканогенно-осадочные образования [21, 26]. Белые прослои, принимаемые обычно за коры выветривания, в некоторых железных рудах, например Караджальского месторождения в Казахстане, оказываются разложенными пепловыми туфами.

Весьма подвижными элементами в условиях гидротермального разложения пород являются железо и марганец. О масштабах мобилизации железа при гидротермальных процессах свидетельствуют большие, измеряемые многими кубическими километрами, массивы обогащенных, гидротермально разложенных пород в современных вулканических областях [10, 38]. Вынос железа с вулкана Эбеко (о. Парамушир) небольшой речкой Юрьева составляет, по подсчетам К. К. Зеленова [23], около 5 тыс. т в год. В окрестностях сравнительно небольшого позднеплиоцен-четвертичного вулкана на Северной Камчатке, названного нами именем В. А. Обручева, количество окисей железа — лимонита и гетита — на речных террасах, в озерах и в цементе аллювиальных и делювиальных брекчий превышает 100 млн. т [10]. По расчетам Р. А. Мусина [36], количество железа, вынесенного из алунитизированных вулканитов Заглика, равноценно залежкам магнетитовых руд Дашкесана. По Д. Х. Маккину [33], количество железа в железорудных месторождениях округа Айрон-Спрингс, Юта как раз соответствует его количеству, выщелоченному из вмещающих пород.

Вопреки представлениям о формировании красноцветных отложений при жарком сухом климате, встречаются красноцветные угленосные формации, явно образовавшиеся в условиях гумидного климата, как, например, в Ханкайском районе Южного Приморья [32]. Трудно согласовать также проявления красноцветов в южной части советского Дальнего Востока с полным отсутствием там эвапоритовых образований солями.

Анализ площадного распределения красноцветных образований по земному шару не показал (за исключением самых молодых, кайнозойских, их проявлений) связи красноцветов с климатическими условиями. А. И. Анатольева, много лет занимавшаяся проблемой красноцветных отложений, пришла к выводу, что красноцветы проявляются в определенные эпохи, характеризующиеся усилением вулканической деятельности безотносительно к географическим широтам (они встречаются вплоть до земных полюсов). В относительно ранней своей работе [2] она отмечает, что «ассоциация вулканических пород с красноцветами весьма широко распространена и, следовательно, можно предполагать возможность более глубоких связей между формированием тех и других» (с. 49). В одной из последних работ [3] А. И. Анатольева следующим образом излагает свой конечный вывод о характере связей между вулканизмом, климатическими условиями и красноцветами: «Оценивая роль вулканизма в процессе красноцветной седиментации, можно полагать, что его активизация в течение среднего протерозоя, девона, перми и в некоторые отрезки времени в мезозое и кайнозое способствовала общему потеплению, что благоприятствовало красноцветной седиментации» (с. 125). Однако более распространены представления о том, что активизация вулканических процессов чаще вызывает не потепление, а похолодание вследствие уменьшения количества солнечной энергии, приходящегося на поверхность Земли, из-за экранирующего действия масс рассеянного в атмосфере тепла. Кажется, что А. И. Анатольева, близко подойдя к истине, все же не решилась нарушить существующие представления о связи образования красноцветов преимущественно с климатическими условиями.

Ясность в проблему красноцветов вносит признание непосредственной роли вулканических (газогидротермальных) процессов в образовании красноцветных отложений. Эти процессы вызывают «гидротермальное корообразование» с отделением больших масс железа, значительная часть которого удаляется с развитием «красноцветного шлейфа» и отлагается затем в межгорных и другого типа впадинах в виде красноцветных обломочных пород и

нередко руд. Справедливость этого положения доказывается многими фактами.

Устанавливается интересная закономерность: в раннюю, довулканическую, стадию молассы обычно сероцветные, а после массового извержения вулканитов — красноцветные. Ряд авторов связывает красноцветность поздних моласс непосредственно с вулканизмом [5, 7, 27, 30, 35, 40, 63]. В сборнике, посвященном проблеме красноцветных формаций [30], преобладающее мнение авторов наиболее четко сформулировано в статье Ф. А. Курбацкой: «Все красноцветные отложения так или иначе связаны с комплексом пород базальтового и трахибазальтового состава» (с. 95).

Очевидна синхронность образования протерозойских геосинклинальных красноцветов Енисейского кряжа, распространенных в Восточной (миогеосинклинальной) зоне, и вулканических процессов, происходивших в Западной (эвгеосинклинальной) зоне. Это подтверждается развитием в обоих случаях единой флишевой формации: в Восточной зоне она имеет преимущественно терригенно-карбонатный состав, в Западной — туфогенно-туфовый [63].

Показательны разрезы рифейских и палеозойских отложений хр. Сетте-Дабана, составленные В. А. Ян-Жи-Шином [70]. Практически все красноцветы этой области сопряжены с горизонтами вулканитов и залегают преимущественно в их кровле.

Девонские красноцветные терригенные толщи Центрального Казахстана перемежаются покровами вулканитов основного и среднего состава.

Формирование в Европе девонского красного песчаника и раннепермской толщи красного лежня сопровождалось сильным и обширным вулканизмом [66].

Большая часть молассовых красноцветов представляет собой «вулканогенные молассы», в которых часть железа породообразующих минералов перешла в водноокисную форму под воздействием гидротермальных процессов. При тщательном исследовании этих красноцветов в ряде случаев установлено содержание в них вулканогенных эдуктов и продуктов гидротермальных изменений: пирокластических обломков, монтмориллонита, цеолитов и др. Против образования многих изученных красноцветов в результате климатического выветривания указывают совершенная кристаллическая структура содержащихся в них каолиновых минералов, присутствие сульфидов меди, свинца, никеля, а также горного хрусталия, кристобалита и тридимита [68].

Красные гематитизированные яшмовидные породы, иногда ассоциирующиеся с колчеданными рудами, нередко принимаются за подводные

коры выветривания. Наблюдения в областях современного вулканизма показывают, что совместное выпадение опала и окислов железа (гематит, гетит) в условиях подводного вулканизма обычно происходит при охлаждении перегретых хлоридных растворов и удалении из них углекислоты. Последнее определяет «космополитичность» кремнисто-гематитовых стяжений, ветвистых прожилков и прочих образований в донных отложениях, где они в какой-то мере заменяют кварц субаэральных руд. Характерно, что морские красноцветные отложения образуются или в прибрежных условиях, или в глубоководных, где существует окислительная среда (на больших глубинах мало органических остатков, а холодные воды богаты кислородом). Влияние климата на глубоководные условия, конечно, минимальное.

Таким образом, формирование красноцветов связано в первую очередь с развитием вулканических процессов. Климат же играет в данном случае лишь «подсобную» роль главным образом в отношении сохранения маловодных и безводных окислов железа.

Такова же в основном роль климата и при отложении солей. Рудоносные рассолы в рифтах эндогенные, а для формирования и сохранения мощных соляных залежей необходимы соответствующие климатические условия. Можно полагать, что соляные залежи в рифтах, сопряженные с рудами металлов, вверх по разрезу могут переходить в морские (лагунные) отложения солей: рифтовые опускания должны были способствовать заходу моря в рифты.

Что касается вопроса, почему климатической зональности подчиняются лишь наиболее молодые, кайнозойские красноцветы, то причина этого, по-видимому, проста. Молодые коры климатического выветривания в большинстве своем представляют еще нестратифицированные образования, и они сравнительно редко сохраняются в древних толщах. Красноцветы же вулканического происхождения быстро захороняются благодаря их приуроченности к подвижным зонам Земли.

Проблема красноцветов интересна в практическом отношении. Мобилизованные при гидротермальных процессах железо и марганец входят в состав стратiformных рудных залежей. На Алтае и Урале железорудные толщи во многих случаях залегают непосредственно на красноцветных породах, чередующихся с туфами и лавами. Образование девонских руд Горного Алтая некоторые исследователи объясняют миграцией железа при наземной фумарольно-сольфатарной деятельности и выщелачиванием железа из пород кислыми водами вадозно-вулканического происхождения [21]. С гидротермальным выщелачиванием железа из вулканических пород на дне бассейнов

Р. В. Хутчинсон [74] связывает образование архейских железных руд алломанского типа.

Тесная связь источника железных руд с деятельностью гидротерм, создающих у очагов колчеданные и колчеданно-полиметаллические руды, объясняет закономерность, установленную ранее эмпирически, а именно — тесную фациальную сопряженность, с одной стороны, железо-марганцевых, с другой — колчеданно-полиметаллических руд. Шлейф окисных железомарганцевых руд окаймляет провинции с сульфидными рудами металлов. Особенно отчетливо это выражено в Атасуйском районе Казахстана. Красноцветные железистые и марганцовистые осадки и конкреции ложа океана и залежи полиметаллических сульфидов в океанических рифтах могут также представлять звенья одной рудной цепи: звено, менее удаленное от источника гидротерм — колчеданно-полиметаллическое, более удаленное — железо-марганцевое [13]. Эта закономерность широко используется канадскими геологами при поисках колчеданно-полиметаллических руд с учетом местонахождения железных руд. Стратиформные месторождения сульфидных руд и железистые кварциты рассматриваются ими как различные фации единого вулканогенно-осадочного процесса [73].

Латеральная зональность в расположении железо-марганцевых и колчеданно-полиметаллических месторождений естественно проявляется и по вертикали, в разрезах. Поэтому во многих случаях железистые и марганцовистые накопления находятся в кровле разнообразных рудных залежей. Характерно, например, обычное перекрытие колчеданно-полиметаллических руд Куроко в Японии гематитовыми слоями, часто со значительной примесью марганца. Ореолы марганца устанавливаются вокруг полиметаллических рудных залежей различного возраста и в различной степени метаморфизованных. Рудные сульфидные отложения Красного моря окружены марганцевым ореолом, распространенным в радиусе 10 км от полиметаллических руд. Ореол состоит из скопления окислов марганца с небольшим содержанием других металлов. Марганцовистые ореолы вокруг стратиформных рудных месторождений проявляются в мезозойских и палеозойских отложениях Центральной Европы. В докембрийских образованиях Капской провинции Южной Африки, метаморфизованных в амфиболитовой фации, марганец окорудного ореола содержится в гранатах (до 35%), в пироксенах (5%), в стильномелане (11%). Обогащение марганцем гранатов и других минералов в данном случае представляет метаморфический эквивалент первичного марганцовистого ореола [77]. О марганцовистых гранатах как «проводниках» к золотым рудам пишут австралийские геологи [78].

ФЛЮИДНЫЕ СИСТЕМЫ ЗЕМЛИ И СТРАТИФОРМНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Отмеченная выше гидрохимическая зональность — проявление коровой флюидной системы, характеризующейся водным режимом и окисленными формами химических соединений. Эта система развивалась под воздействием как мантийных, так и поверхностных процессов. Продуктами дегазации мантии были восстановленные соединения, преимущественно углерода и водорода, серы и хлора, входящие в мантийную флюидную систему.

С развитием земной коры фронт восстановленных флюидов отступал в глубь мантии [31]. В том же направлении он перемещается при смене режима растяжения сжатием [25]. Динамика коровой флюидной системы проявлялась поднятием границ хлоридной, сульфатной и углекислой зон при растяжении коры и развитии вулканических процессов. В эти же периоды восстановленные соединения мантийной флюидной системы могли подниматься на более высокие уровни. Таким образом осуществлялась ритмичность движений флюидных фронтов — своеобразное флюидное «дыхание» плаэты.

С этим явлением, по-видимому, и связано образование в определенные периоды на огромных площадях стратиформных медно-свинцово-цинковых руд, в распределении которых в пространстве не обнаруживается, на первый взгляд, локального контроля магматическими процессами. Думать об этом заставляют четкая выдержанность общего характера разрезов, содержащих стратиформные руды, и согласуемость чередования в этих разрезах различных формаций с последовательным поднятием границ гидрохимических зон коровой флюидной системы.

На общее сходство геологических разрезов со стратиформными рудами в различных по географическому расположению районах, на самых различных стратиграфических уровнях обратил внимание У. Асаналиев [4]. Сделанное им сопоставление разрезов многих рудных районов мира убедительно показывает их принципиальное однообразие. Обычная последовательность наслоения рудовмещающих толщ является как бы зеркальным отображением последовательного выхода на поверхность при развитии вулканизма углекислой, сульфатной и хлоридной зон (красноцветные терригенные отложения с вулканическим материалом и слабым ожелезнением, содержащие медные руды → карбонатные, известняковая и доломитовая формации со свинцово-цинковым оруденением → гипс, ангидрит, соль → мощная соленосная толща). Нередкая ассоциация руд с битумами (содержание нефти во флюидных вклю-

чениях, развитие «черносланцевых» пород с медью) объясняется наложением на рудообразующую обстановку при образовании разломов продуктов более глубинной (мантийной) флюидной системы с восстановленными флюидами. Местами, например, на о. Челекене, в кальдере Узон на Камчатке и на других площадях, это наложение проявляется чрезвычайно контрастно. Естественно, что рудоносные хлоридные рассолы при этом приобретают сходство с рассолами нефтеносных областей. Материалы II Всесоюзного совещания по тематике «Дегазация Земли и геотектоника» [19] достаточно убедительно показывают преимущественно эндогенное происхождение нефти, во всяком случае — некоторых ее составных частей. Не менее интересен факт абиогенного синтеза многих органических соединений в вулканическом процессе.

В значительной мере площадной характер дегазации Земли маскирует глубинный источник стратиформных руд. Магматические очаги, рудоподводящие глубинные разломы проявляются поднятиями и развитием в непосредственной близости к ним баритового оруденения, нередко имеющего жильный и метасоматический характер (как, например, в Атасуйском районе Казахстана).

Рудоносные рассолы, вероятно, не поднимались из седиментационных бассейнов на склоны поднятий, как полагает В. В. Попов; а разгружались по разломам в нижней части склонов, как это имеет место и сейчас в активных вулканических областях, или, стекая с поднятий, перемещались по дну и толщам донных отложений. Для осаждения металлов необязательно наличие восстановительной серы зарифовых лагун. Экспериментальные исследования Л. Н. Овчинникова и А. М. Массаловича [41] показали возможность совместного переноса гидротермальными растворами хлоридных комплексов металлов и восстановленных форм серы. Для осаждения металлов необходимы охлаждение и уменьшение кислотности растворов.

Сопоставление периодов наибольшего развития вулканизма, красноцветной седиментации, стратиформного рудообразования, соленакопления показывает относительную синхронность (в геологическом масштабе времени) этих процессов. «Пики» их приходятся на поздний архей, средний протерозой, рифей — ранний кембрий, поздний силур, ранний девон, ранний карбон, позднюю пермь, ранний триас, миоцен — современный период. В эти периоды развивалась следующая цепь связанных друг с другом событий, несколько перекрывающих одно другое во времени: сильный вулканизм → газо-гидротермальные процессы → гидротермальное «выветривание» вулканических пород → красноцветная седиментация → железо-

марганцевая минерализация → развитие в прибрежных частях бассейнов медной минерализации в пестроцветных песчаниках и сланцах (а также в «черных сланцах») → развитие на морском мелководье свинцово-цинково-баритовой (и флюоритовой) минерализации в карбонатных породах → накопление рассолов и отложение эндогенных солей в рифтах и других приразломных структурах → «вторичное» соленакопление в лагунах.

Естественно, что в течение геологического времени происходили эволюционные изменения этих процессов. В частности, например, в архее значительно большее распространение имела минерализация в «черных сланцах», соответственно с преимущественно восстановленным характером флюидов; исключительное развитие получила формация железистых кварцитов. Стратиформные руды в карбонатах широко проявились лишь с рифея [54].

Сказанное в этой статье согласуется, по мнению автора, с последними данными о дегазации Земли, и в какой-то мере объясняет спорные вопросы стратиформного рудообразования. Но это пока лишь гипотеза, истинность или ошибочность которой покажут дальнейшие исследования.

Казалось бы, имеется средство для решения вопроса о глубинном или поверхностном (седиментационном) происхождении рудоносных рассолов, давших стратиформные руды, именно — изотопный анализ. Но переоценивать возможности этого метода в данном вопросе не следует. Причин, затрудняющих использование изотопных данных для решения вопросов генезиса руд, несколько:

1. Полигенность большинства рудных месторождений, а отсюда множественность источников металлов. Так, например, выявился резко различный изотопный состав рудного свинца, в частности, стратиформных месторождений типа долины Миссисипи. Это заставило А. И. Тугаринова [60] выделить группу «двуисточниковых» месторождений. Две изотопные разновидности свинца в этом типе месторождений, которые могут указывать на два различных его источника, отмечают также А. Хейл и др. [64]. Множественность источников выявляется не только для металлов, но и для других компонентов руд. Так, наряду с преобладающей коровой углекислотой проявляется и глубинная; среди коровой устанавливаются, в свою очередь, два возможных источника [29].

2. Разбавление у поверхности Земли магматических, глубинных вод метеорными водами. Изотопные составы вод различного генезиса в той или иной степени перекрываются, «... и в качестве единственного признака, пригодного для диагностических целей, может быть использовано только то, что значения δD и $\delta^{18}\text{O}$

первично-магматической воды варьируют в гораздо более узких пределах, чем воды других типов» [59, с. 226]. Но при сильном разбавлении — до раствора лишь с 10% магматической воды — примесь последней изотопным методом вообще не устанавливается [9].

3. Недостаточная еще изученность явления фракционирования изотопов. Из-за многочисленности факторов, вызывающих фракционирование изотопов, не всегда удается сделать определенный вывод о генезисе тех или иных образований. Выводы о почти повсеместном заимствовании серы рудных сульфидов у осадочных сульфатов, сделанные в свое время без достаточного учета фракционирования изотопов серы, оказались в большинстве случаев неверными [48]. По изотопному составу серы нельзя судить об источниках серы вследствие большого числа факторов, влияющих на него. Не всегда помогает решению вопросов генезиса и совместное рассмотрение изотопов серы и углерода [42].

Все это не позволяет пока решать с достаточной определенностью вопросы генезиса исследованием изотопов. Наряду с многочисленными заключениями о заимствованном характере свинца стратиформных месторождений из пород фундамента и осадков седиментационных бассейнов в ряде случаев исследователями отмечается влияние на образование таких месторождений глубинной обстановки.

Категоричность некоторых заключений о седиментационном происхождении металлов в месторождениях типа долины Миссисипи в значительной мере определяется сходством состава рассолов флюидных включений в рудах с водами нефтеносных районов. Но если учесть возможность эндогенного происхождения и нефти, то этот аргумент отпадает. Если солевой состав вод океана в большой мере обусловлен процессами дифференциации вещества мантии, то и эти воды могут рассматриваться как глубинные, но измененные в поверхностной обстановке. Степень их глубинности, так же как и большинства других природных рассолов, уже не может быть определена изотопным анализом. Все это усложняет решение проблемы происхождения солевых рассолов и допускает пока то или иное ее толкование.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Большое внимание в последние годы уделяется явлению дегазации вещества мантии Земли, восстановленным продуктам этой дегазации, развитию представлений о мантийной флюидной системе.

Не меньшего внимания заслуживает коровая флюидная система с водными окисленными сое-

динениями, выраженная тремя гидрохимическими зонами: наиболее глубинной — хлоридной, средней по глубинности — сульфатной и приповерхностной — углекислой.

Все сферы Земли связаны между собой, и одна из форм связи — тесные взаимоотношения мантийной и коровой флюидных систем, сходная их динамика. Верхняя граница мантийной системы и границы отдельных зон коровой системы испытывают одновременный подъем при смене режима сжатия растяжением, увеличении проницаемости земной коры, развитии вулканизма, поднятии фронта плутонических процессов. Выход при этом на поверхность хлоридной зоны знаменует эпохи стратиформного оруднения. Площадной выход рудоносных рассолов, обусловленный совместным влиянием многочисленных местных очагов, объясняет причину частого распространения стратиформного оруднения на огромные площади. Оруденению сопутствуют красноцветная седиментация, отложения сульфатов, соленакопление. В эти же эпохи поступают к поверхности глубинные углеводородные соединения — материал для нефтеобразования, составные части «черносланцевых» формаций.

Такова в самых общих чертах концепция (рабочая гипотеза), изложенная в настоящей статье. Она учитывает тесные связи между считающимися сейчас разнородными образованиями и ориентирует на практическое использование их латеральных (фациальных) взаимоотношений при прогнозировании и поисках руд. Еще более близкими, чем предполагалось ранее, представляются соотношения стратиформных железо-марганцевых залежей с колчеданными и колчеданно-полиметаллическими рудами: по «шлейфу» или «ореолу» первых представляется возможность искать вторые. Стратиформным рудам во впадинах в общем случае соответствуют гидротермальные жильные и метасоматические руды на соседних поднятиях. Соленосные отложения в рифтах являются указателями на возможное соседнее расположение рудных зон. Подчеркивается возможная большая роль в процессе рудоотложения и в сложении черносланцевых формаций металлоорганических соединений. Расширяются при учете предлагаемой гипотезы рудные перспективы и по вертикали в отношении возможного открытия ниже стратиформных руд рудных залежей иного типа. При глубинном (в общем) источнике рудного вещества стратиформных руд, многоэтапном, прерывисто-непрерывном течении рудного процесса естественно нахождение при благоприятных структурных условиях под стратиформными залежами вкрапленно- прожилковых (порфировых) руд, рудных жил и «столбов», стратиформных залежей более ранних этапов и т. д. При поверх-

ностном, седиментационном характере рудных рассолов это исключается.

Можно предполагать, что роль коровой флюидной системы возрастала по мере эволюции Земли. Соответственно увеличивалось и значение экзогенных (в том числе биогенных) фак-

торов в формировании месторождений руд, солей, нефти. Это обязывает учитывать тесные взаимоотношения глубинных и поверхностных процессов при рассмотрении различных геологических явлений, в частности, при решении вопросов генезиса полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аверьев В. В. Условия разгрузки Паужетских гидротерм на юге Камчатки.— М.: Изд-во АН СССР, 1961. (Тр. Лаборат. вулканол. АН СССР, вып. 19.)
2. Анатольева А. И. Эволюция домезозойских красноцветных формаций.— В кн.: Эволюция осадочного породообразования в истории Земли. Новосибирск: Наука, 1976.
3. Анатольева А. И. Эволюция континентального красноцветного породообразования в истории Земли.— В кн.: Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, 1983.
4. Асаналиев У. Закономерности размещения стратиформных месторождений Тянь-Шаня.— Фрунзе: Илим, 1984.
5. Благов В. И. Земная атмосфера и коры выветривания.— В кн.: Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, 1983.
6. Бернэм К. У. Магмы и гидротермальные флюиды.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982.
7. Булгакова М. Д. Красноцветная осадочно-вулканогенная формация среднего палеозоя Омулевского поднятия на Северо-Востоке СССР.— Литол. и полезн. ископаемые, 1980, № 5.
8. Быховер Н. А. Распределение мировых ресурсов минерального сырья по эпохам рудообразования.— М.: Недра, 1984.
9. Вейсберг Б. Д., Браун П. Р., Сьюард Т. М. Рудные элементы в активных геотермальных системах.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982.
10. Власов Г. М. Задачи геологических исследований на полуострове Камчатка.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Дальнего Востока. М.: Госгеотехиздат, 1946.
11. Власов Г. М. Вулканические отложения серы и некоторые вопросы близповерхностного рудообразования.— М.: Изд-во АН СССР, 1958. (Тр. Лаборат. вулканол. АН СССР, вып. 13.)
12. Власов Г. М. Природа метасоматической зональности складчатых областей.— Тихоокеанская геол., 1982, № 3.
13. Власов Г. М. Об условиях рудообразования в океане.— Тихоокеанская геол., 1984, № 3.
14. Власов Г. М., Борисов О. Г. Дифференциация магматических эманаций и значение кислотных изменений пород при поисках руд.— Зам. Всес. минерал. о-ва, 1969, ч. 98, № 5.
15. Вулканические серные месторождения и некоторые проблемы гидротермального рудообразования/Под ред. Г. М. Власова.— М.: Наука, 1971.
16. Гемп С. Д. О возможных причинах развития хлоридного галогенеза.— В кн.: Литолого-фациальные особенности осадконакопления в эвапоритовых бассейнах.— Новосибирск: Наука, 1983.
17. Гемп С. Д. Влияние внутренеконтинентального рифтогенеза на соленакопление.— В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. Тез. докл. II Всесоюз. совещ.— М.: Наука, 1985.
18. Германов А. И. О возможном участии подземных вод в гидротермальном рудообразовании.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 6.
19. Дегазация Земли и геотектоника.— Тез. докл. II Всесоюз. совещ.— М.: Наука, 1985.
20. Дерпольц В. Ф. «Гидрохлорсфера»— планетарный первоисточник природных вод наружной оболочки Земли.— В кн.: Совещание по проблемам астрогеологии. Л.: Изд-во АН СССР, 1962.
21. Додатко А. Д. Эволюция процессов выветривания в постархейских корах Русской платформы (на примере Украинского щита).— В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984.
22. Жарков М. А. Эволюция палеозойского соленакопления.— В кн.: Эволюция осадочного породообразования в истории Земли. Новосибирск: Наука, 1976.
23. Зеленов К. К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ.— М.: Наука, 1972.
24. Иванов В. В. Основные геохимические обстановки и процессы формирования гидротермальных областей современного вулканизма.— В кн.: Химия земной коры. Т. 2. М.: Наука, 1964.
25. Иванкин П. Ф. Взаимодействие потоков восстановленных газов с литосферой подвижных поясов.— В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. Тез. докл. II Всесоюз. совещ.— М.: Наука, 1985.
26. Ипатов М. М. Диагностика континентальных перевалов в районе Воронежского кристаллического массива.— В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984.
27. Конищев В. С. Тектоника областей галоцизы древних платформ.— Минск: Наука и техника, 1980.
28. Корневский С. М., Захарова В. М., Шамахов В. А. Верхнесилурская галогенная формация Приднестровского прогиба.— Литол. и полезн. ископаемые, 1983, № 4.
29. Кулешов В. Н. Источник углекислоты эндогенных карбонатов по данным изотопного состава углерода и кислорода (в связи с проблемой дегазации мантии).— В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. Тез. докл. II Всесоюз. совещ. М.: Наука, 1985.
30. Кучин Н. Я., Бенисон В. А. и др. Новые представления о тектонике и нефтегазоносности доюрских отложений центральных и южных районов Западной Сибири.— В кн.: Тектоника молодых платформ. М.: Наука, 1984.
31. Летников Ф. А. Глубинная дегазация в геологической истории Земли.— В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. Тез. докл. II Всесоюз. совещ. М.: Наука, 1985.
32. Лошак Н. П., Шевченко Б. Ф. Главные этапы развития позднепалеозойских геосинклиналей юга Дальнего Востока.— В кн.: Древние сейсмофокальные зоны. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981.
33. Маккин Д. Х. Железорудные месторождения рудного района Айрон-Спринг в юго-западной части штата Юта.— В кн.: Рудные месторождения США. Т. 2. М.: Мир, 1973.
34. Медистые песчаники и сланцы южной части Сибирской платформы.— М.: Недра, 1973.
35. Моссаковский А. А. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей.— Геотектоника, 1965, № 2.
36. Мусин Р. А. Сопряженность экзогенного и эндоген-

- ного оруднения.— Зап. Узбекист. отд. Всес. Минерал. о-ва. Ташкент: Изд-во УФ АН СССР, 1982, вып. 35.
37. Набоко С. И. Вулканические экскальации и продукты их реакций.— Тр. Лаборатории вулканол. АН СССР, 1959, вып. 16.
38. Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.
39. Набоко С. И. Вулканализм, гидротермальные процессы и рудообразование.— М.: Наука, 1974.
40. Назаревич Б. П., Назаревич И. А. Мезозойские формации Восточного и Центрального Предкавказья как отражение эволюции осадконакопления и становления Скифской плиты.— В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984.
41. Овчинников Л. Н., Массалович А. М. Экспериментальные исследования гидротермального рудообразования.— М.: Наука, 1981.
42. Омого Х., Рай Р. О. Изотопный состав водорода и кислорода флюидных включений в минеральных из месторождений Куроко, Япония.— В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977.
43. Перельман А. И. Геохимия.— М.: Высшая школа, 1979.
44. Петрова Н. С., Шабловская Р. К., Высоцкая М. С. Туфогенные глины калиевоносных и надсолевых отложений Припятского прогиба.— В кн.: Литолого-фациональные особенности осадконакопления в эвапоритовых бассейнах. Новосибирск: Наука, 1983.
45. Попов В. В. Геологические условия экзогенно-гидротермального рудообразования.— М.: Недра, 1980.
46. Постельников Е. С. Совещание «Континентальный и океанический рифтогенез».— Геотектоника, 1982, № 5.
47. Разумова В. Н. Древние коры выветривания и гидротермальный процесс.— М.: Наука, 1977.
48. Рёддер Э. Флюидные включения — реликты рудообразующих растворов.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982.
49. Рябкун Л. И., Гавриш В. К., Недошовенко А. И. Закономерности размещения соленоносных толщ в шовных зонах краевых глубинных разломов Днепровско-Донецкого рифта.— В кн.: Литолого-фациональные особенности осадконакопления в эвапоритовых бассейнах. Новосибирск: Наука, 1983.
50. Рябчиков И. Д. Мобилизация рудных металлов в кислых магматических системах (по экспериментальным данным).— В кн.: Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985.
51. Сидоров С. С. Условия формирования и геохимические особенности ультракислых термальных вод Курильских островов.— В кн.: Тезисы докладов IV совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск: СО АН СССР, 1964.
52. Сидоров С. С. Геохимия гидротерм Курильской вулканической дуги. Автореф. канд. дис. Петропавловск-Камчатский: ДВНЦ АН СССР, 1965.
53. Скляров Р. Я., Шавро Г. П. Сравнительный анализ выветривания в гидротермальных преобразованиях алюмосиликатных пород.— В кн.: Проблемы теории образования коры выветривания и экзогенных месторождений. М.: Наука, 1980.
54. Смирнов В. И. Эндогенное рудообразование в геологической истории.— Геол. рудн. месторожд., 1984, № 4.
55. Созанский В. И. Нефтеносность, газоносность и соленосность рифтовых зон.— В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977.
56. Соколов П. Н., Матухин Р. Г. Литологические особенности Кызыл-Туусской соленоносной толщи Кемпендейской впадины.— В кн.: Минерализация осадочных формаций Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск, 1980. (Тр. СНИИ ГГИМС, вып. 277.)
57. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли.— М.: Госгеолтехиздат, 1963.
58. Сулин В. А. Условия образования, основы классификации и состав природных вод.— М.: Изд-во АН СССР, 1948.
59. Тейлор Х. П. мл. Изотопы кислорода и водорода в гидротермальных рудных месторождениях.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982.
60. Тугаринов А. И. Изотопы и источники рудного вещества.— В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976.
61. Уайт Д. Е. Термальные воды вулканического происхождения.— В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965.
62. Уайт Д. Е. Различное происхождение гидротермальных рудообразующих флюидов.— В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977.
63. Хайн В. Е., Волобуев М. И. и др. Основные этапы тектонического развития Енисейского Кряжа в до-кембрии с ранним палеозоем.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1967, № 5.
64. Хейл А., Ландис Д., Зартман Р. Обзор данных о происхождении месторождений типа долины Миссисипи.— В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977.
65. Хэнор Д. С. Гидротермальные флюиды осадочного генезиса.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982.
66. Циглер П. А. Развитие рифта и впадины Северного моря.— В кн.: Континентальные рифты. М.: Мир, 1981.
67. Чмырев В. М., Романенко Е. Ф., Могаровский В. В. Позднеальпийское рудообразование в поствулканических орогенных впадинах Средиземноморского пояса (восточная часть).— Докл. АН СССР, 1984, т. 274, № 6.
68. Шанцер Е. В. Итоги и перспективы изучения генетических типов отложений.— В кн.: Литология в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980.
69. Шпунт Б. Р. Позднедокембрийский вулканогенно-осадочный литогенез на Сибирской платформе.—

- В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984.
70. Ян-Жин-Шиц В. А. Геологическое строение и тектоническое развитие хребта Сетте-Дабана. Автореф. канд. дис.— Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1981.
71. Carpenter A. B., Trout M. L., Pickett E. E. Preliminary report on the origin and chemical evolution of lead- and zinc-rich oil brines in central Mississippi.— Econ. Geol., 1974, v. 69, N 8.
72. Erwood R. J., Kesler S. E., Cloke P. L. Compositionally distinct, saline hydrothermal solutions Natica Mine, Chihuahua, Mexico.— Ibid., 1979, v. 74, N 4.
73. Gross G. A. Geological concepts leading to mineral discovery.— Canad. Mining J., 1979, v. 91, N 4.
74. Hutchinson R. W. Metallogenic evolution and precambrian tectonics.— In: Precambrian plate tectonics (ed. A. Kroner). Elsevier Scientific Publishing Company. Amsterdam — Oxford — New York, 1981.
75. Holmes L., Chambers A. D. et al. Diagenetic processes and the mineralization in the triassia of Central England.— Mineralium Deposita (Berl.), 1983, v. 18, N 3.
76. Ohie E. L. Some consideration determining the origin of ore deposits of the Mississippi valley type. Part 2.— Econ. Geol., 1980, v. 75, N 2.
77. Rickard D. T., Willden M. Y. et al. Studies on the genesis of the Laisvall sandstone lead — zinc deposit Sweden.— Ibid., 1979, v. 74, N 5.
78. Wallant R. I., Barnett R. L. Manganiferous garnet underlying Hy Bousquet gold ore body, Quebec, metamorphosed manganese sediment as a guide to gold ore.— Canad. J. Earth Sci., 1982, v. 19, N 5.
79. White D. E. Saline waters of sedimentary rocks.— Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 4, 1965.
80. Zharkov M. A., Blagovidov V. V. et al. Classification of scet-bearing, associations assording to material composition and pattern of spatial position.— Int. Geol. Rev., 1983, v. 25, N 2.

ИТиГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
9 октября 1985 г.

Ю. А. Косыгин

ЗЕМЛЯ И ВСЕЛЕННАЯ

Рассматривается возможность установления связи между запечатленными в геологических разрезах событиями и историей Вселенной.

Результаты изучения докембрийских толщ Земли позволяют предположить, что принимаемые сейчас возрасты Земли и Вселенной сильно занижены, что геологические и космологические разработки имеют недостаточно точек соприкосновения, а история Земли почти совершенно не рассматривается как летопись истории Вселенной.

Начнем с самой общей характеристики геологической ситуации.

Строение и геологическое развитие континентальных и океанических блоков как крупнейших геологических структурных элементов Земли, а также платформенных и геосинклинальных областей характеризуются обычно на основе изучения наименее метаморфизованных фанерозойских и отчасти верхнедокембрийских образований (первично слоистых толщ инфракембия — рифея, синия, венда и др.). Ниже них располагаются выступающие выше на поверхность в пределах щитов и слагающие фундаменты древних платформ серии нередко глубоко метаморфизованных пород, относимых к раннему докембрию. В последнем признаки гипергенной оболочки сохранились далеко не повсеместно, так как глубокий метаморфизм в значительной степени стирал черты, указывающие на формирование первичных пород в условиях поверхности Земли. В связи с этим в раннем докембии не проявляются достаточно отчетливо привычные для фанерозоя крупные структурные формы и элементы, такие, как континентальные и океанические, платформенные и геосинклинальные области, геосинклинали, срединные массивы и т. д. Восстановление истории Земли в раннем докембии значительно затруднено по сравнению с более поздними этапами. На огромных пространствах акваторий указанный период недоступен непосредственному изучению (по некоторым представлениям, на большей части

океанов его вообще нет, что связывается со спредингом и новообразованием коры), а на континентах он доступен наблюдению на щитах, срединных массивах и отдельных выступах в складчатых системах. Вместе с тем, учитывая запросы и интересы геологической науки, существует настоятельная потребность познания состава, строения и истории развития раннего докембия для всей Земли или, по крайней мере, для ее внешних оболочек в целом, так как через такое познание лежит путь к реконструкции ранних этапов существования Земли и в конечном счете к представлениям о ее происхождении.

Однако слабая обнаженность и глубокие преобразования первичного вещества и признаков первичного строения древнейших толщ чрезвычайно затрудняют путь к однозначным решениям. Отсюда широкое использование научных гипотез, которые становятся совершенно необходимым и важнейшим инструментом исследования и познания, что, естественно, ведет к самым разнообразным представлениям о структуре, истории и развитии раннего докембия. Нельзя утверждать, что та или иная гипотеза верна или не верна, но все они (точнее, их сложная, противоречивая, но взаимосвязанная совокупность) являются полезными на данном этапе решения проблемы.

Учитывая большие глубины Земли, в которых «скрываются», а, следовательно, рано или поздно будут раскрыты все новые и новые «истины», период гипотез с их конструктивными, а также антагонистическими противоречиями в изучении раннего докембия будет еще очень длительным. Противоречивый процесс познания и приближения к истине в данной ситуации необходим и закономерен. Таким образом, существующие в настоящее время разнообразные и противоречивые глобальные представления о раннем докембии могут рассматриваться лишь как гипотезы или модели.

Следует иметь в виду, что радиометрический возраст (как говорят, «абсолютный возраст») —

это не более, чем возраст последней кристаллизации или рекристаллизации. Мало того, названный возраст реконструирован и относится скорее к логическому, чем к физическому, времени. Стойт породе расплываться или претерпеть новый глубокий метаморфизм, как стирается ее радиометрический возраст, т. е. выпадает огромный отрезок геологической истории, и возобновляется новый отсчет времени. Поэтому к приводимым в литературе цифрам радиометрического возраста надо относиться с учетом сделанных оговорок, даже если они относятся к возрасту Земли.

Здесь уместно напомнить о судьбе «экстремальных» значений возраста земных пород, заметно превышающих цифры канонического возраста планеты. Эти определения по разным причинам считались некачественными или же объяснялись надуманными процессами, накладывающимися на ход радиоактивного распада. Приведем некоторые данные таких определений.

Для слюдисто-сульфидного цемента конгломератов Украинского щита А. И. Тугариновым уран-свинцовым методом ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) определен возраст 6 млрд. лет [6, с. 176, 177]. Такие же данные получены А. И. Тугариновым и Г. В. Войтекевичем [10] для мусковитизированных аркос «второго горизонта» в Старооскольском районе Курской магнитной аномалии. Здесь определения по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{297}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ полностью совпадали.

Для гиперстеновых кристаллических сланцев Южного Буга на Украинском щите уран-свинцовым методом ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) получено 5,65 млрд. лет и торий-свинцовым методом ($^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$) — 6 млрд. лет. Для метаморфизованных диопсидовых пород Алданского массива калий-argonовым методом получены цифры 5,3; 5,4 и 5,8 млрд. лет. Для определения роли субъективных ошибок проведен сравнительный анализ данных, полученных в различных лабораториях (И. Е. Старика, Р. В. Комлева и Э. К. Герлинга): для интервала 1,7—1,8 млрд. лет расхождения составили всего 2%.

На Кольском полуострове в Мончегорском массиве возраст ксенолитов «седберитов» оценивается калий-argonовым методом в 7,96, а бластомилонитов — в 10,85 млрд. лет [3]. Указывается, что по среднему содержанию в ксенолитах аргона и калия возраст изотопа ^{40}K , а в связи с этим минимальный возраст земного вещества оценивается в 7 млрд. лет. Далее по предположительно разновозрастному синтезу легких и тяжелых элементов возраст изотопа ^{40}K оценивается приблизительно в 10 млрд. лет.

Отметим, что еще в 1962 г. Э. К. Герлинг писал: «...возраст некоторых основных пород Карелии и Кольского полуострова, определенный калий-argonовым методом, датируется до

6,500 млн. лет... . Горные породы Мончи, по радиогеологическим данным, являются гораздо более древними образованиями, чем это следовало из геологических представлений» [5, с. 937], и далее: «Исходя из этого, можно думать, что полученные нами значения $6500 \cdot 10^6$ млн. лет отражают действительный возраст исследованных образцов. Мы полагаем, что эти цифры относятся к ксенолитам подкорового вещества Земли» [с. 937].

Обратимся к новейшим данным по Кольской скважине. Здесь в ряде кернов калий-argonовым методом были определены возрасты горных пород выше канонического возраста планеты. Так, в мраморах с глубины 5797 м определен возраст 5,29 млрд. лет, в хлоритовых дифторированных сланцах с глубины 5607 м — 5 млрд. лет, а в мраморах с глубины 5660 м — 13 млрд. лет [2].

Учитывая все эти данные, а также вероятную неоднократную «перестановку» радиологических часов, и учитывая, что импрегнационные представления, которыми пытались объяснить повышенное содержание аргона за счет его привноса извне (это касается калий-argonовых определений), встретили серьезные возражения и остаются на гипотетическом уровне, приходится признать вероятным, что возраст Земли исчисляется, по крайней мере, первыми десятками миллиардов лет. Кстати говоря, и для образцов метеоритов габбро-норитового состава калий-argonовым методом показаны значения 9,3 млрд. лет [4].

Если сображения о возрасте горных пород имеют веские основания и не выходят за пределы логического мышления, то возраст Земли может измеряться десятками миллиардов лет, что противоречит представлениям о возрасте Вселенной в 10—20 млрд. лет. В случае истинности этих космологических цифр возраст Земли не может быть таким, как мы его представляем, а должен снова зажаться в канонические рамки. Эти рамки (4,56 млрд. лет), согласно построениям А. Тацумото и др. [12], проведенным на метеоритной основе, определяются возрастом существующих еще на Земле изотопов элементов с периодом полураспада свыше 0,7 млрд. лет. Обратившись к ^{235}U , мы должны были бы расширить названные пределы и признать, что возраст его и, следовательно, других тяжелых элементов не может быть более 10,6 млрд. лет. Однако эта цифра основана на априорных предпосылках, что все вещество Земли произошло из метеоритогенных источников и что все изотопы урана образовались одновременно. Она не должна быть воспринята как достоверная, т. е. весь ^{235}U может быть вторичным, образовавшимся в условиях Земли за счет ^{238}U , либо при распаде природных трансурановых элементов, что, с учетом периода полурас-

пада ^{236}U , легко приведет к определению возраста Земли до 60 млрд. лет или более. Однако если возраст Земли измеряется десятками миллиардов лет, то возраст Вселенной должен быть значительно больше, чем принимается большинством астрономов. Посмотрим в связи с этим, насколько обоснованы господствующие представления о возрасте Вселенной. На такую ревизию нам дает право основной постулат космологии, согласно которому законы, устанавливаемые на Земле или в околосземном (отвечающем возможностям современных космических исследований) пространстве, могут быть экстраполированы на большие области и даже на всю Вселенную, и что без признания этого постулата космология как наука невозможна. Иными словами, методика космологических построений весьма близка к историко-геологическим реконструкциям, основанным на методе актуализма (настоящее — ключ к прошедшему), без которого эта наука также была бы невозможна. И нам ясно, что вся чуть ли не безграничная многозначность решений (гипотез о ранней истории Земли или же о ранних стадиях раннего докембрия) касается в равной мере и суждений о Вселенной. Мы мало знаем о Земле пяти миллиардной давности, а также о частях Вселенной, отстоящих от нас на расстояниях, измеряемых миллиардами световых лет. В нашем распоряжении могут быть только гипотезы. Но гипотезы оперяются, у них как бы вырастают крылья для самостоятельного полета; они растут и крепнут, питаясь как любимой пищей наиболее «вкусными и питательными» фактами, с удивительной природной ловкостью инстинктивно выхватывая из их необозримого множества «несьедобных» для данной гипотезы фактов. Таков путь определений возраста атомных ядер (Резерфорд и др.), вытекающих только из предположений [11], но получивших чуть ли не права аксиом при решении вопроса о возрасте Земли. Происходит нечто подобное тому, как созданный автором литературный герой начинает жить своей жизнью и увлекает автора по собственному пути, заставляя его забыть о прототипе в угоду идеи об этом герое.

Калий-argonовый тринадцатимilliардный возраст мраморов и превышающие «возраст Земли» значения возрастов других пород и минералов Кольской скважины (хлориты, карбонаты, турмалины и tremolites) по уран-гелиевому методу имеют совпадающие или еще большие значения. Эти возрасты объявлены неверными, показывающими «нереальный ложный возраст вследствие локального избытка аргона» [7, с. 65]. Поистине удивительно, как аргон и гелий в соответствии с импрегнационной гипотезой могли поступать извне как раз в таких количествах, чтобы дать совпадающие возрасты. В качестве одного из аргументов

«ложности» приводится то соображение, что эти возрасты превышали возраст Солнечной системы, определяемой в 5 и даже 4,56 млрд. лет. Сопоставим это высказывание с мнением астрономов о том, что «возраст Земли и метеоритов порядка пяти миллиардов лет. Поэтому считают, что вся Солнечная система существует по крайней мере $5 \cdot 10^9$ лет» [9, с. 257]. Высказывания геологов и астрономов явно представляют собой логически порочный круг. На грани геологии и астрономии завязывается узел, который должен быть разрублен. Для определения возраста Солнечной системы много полезнее земного эталона мог бы оказаться факт, что «энергии превращения водорода в гелий было бы достаточно для поддержания излучения Солнца в течение времени порядка 10^{11} лет», т. е. 100 млрд. лет [1]. Из сказанного ясно, что возрастом горных пород в 13 млрд. лет не следует пренебрегать, напротив, его можно считать крупнейшим открытием не только в области геологии, но и в области космологии.

То же происходит с представлениями о возрасте Вселенной. Известно, что поначалу А. Эйнштейн на основании соответствующих расчетов в рамках теории относительности считал Вселенную стационарной. Затем Ленинградские ученые А. Фридман и Ю. Крутков представили свою аргументацию о нестационарности Вселенной. Этую аргументацию А. Эйнштейн спустя несколько лет принял. Так утвердилось совершенно правильное и даже очевидное представление о нестационарности Вселенной. Действительно, существование Вселенной с ее массами и силами немыслимо вне динамики и эволюции. Создается впечатление, что представление о стационарной Вселенной было лишь своего рода теоретическим «тупиком», из которого А. Эйнштейн быстро вышел, а его новые доказательства нестационарности Вселенной были просто победой «одетого» в математические расчеты здравого смысла. Нестационарность Вселенной может быть различной. Расширение или сжатие — это простейшие элементарные процессы, к которым рискованно сводить нестационарность Вселенной и которые должны комбинироваться друг с другом, взаимно уступая первенство не только во времени, но и в пространстве, сочетаясь с вихревыми и более сложными движениями.

В 1948 г. австрийский ученый К. Доплер установил факт изменения частот волн в зависимости от скорости перемещения их источника относительно наблюдателя. При приближении источника длина волны уменьшается, при удалении — растет (уменьшение энергии и «покраснение» или смещение спектральных линий в красной части спектра). Вначале эффект Доплера был установлен для звуковых колебаний (понижение тона звука при удалении),

а затем распространен на все волны. Открытие красного смещения у далеких галактик привело к выводу, что чем дальше от нас отстоит галактика, тем больше красное смещение ее спектра и, следовательно, она быстрее удаляется от нас. Таким образом, была высказана мысль о расширении Вселенной, возведенная затем в ранг «кардинального факта», «открытия», тогда как это всего лишь система построений и гипотез, в конечном счете основанная на земном или околоземном материале. Открытие Э. Хаббла в том смысле, что красное смещение возрастает с удалением галактик, является, конечно, величайшим научным достижением. Но интерпретация этого факта может быть различной. По-видимому, в плане решения вопроса о нижней возрастной границе раннего докембрия, а также в связи с открытиями в Кольской скважине должны быть кардинально пересмотрены возраст Земли (а вместе с тем и возраст Вселенной) и представления о природе красного смещения далеких галактик. Необходимость такого пересмотра обусловлена новыми фактами о Земле, а ведь наши космологические задачи должны решаться на земном материале, иначе будет нарушен важнейший философский постулат космологии, и она станет невозможна как наука. Но космология не обречена, и красное смещение далеких галактик должно получить свое новое истолкование. Для этого космология обладает большими резервами. Во-первых, здесь могут влиять свойства «скрытой массы» и нейтринной Вселенной. Во-вторых, в космологии установлена *критическая плотность* вещества (главным образом, нейтринного) во Вселенной — 10^{-29} г/см³. Считается, что если плотность ниже критической, то Вселенная должна расширяться, в противном случае — сжиматься. Оказывается, что плотность, определяемая только по массе электронных нейтрино равно критической, а если принять во внимание еще не установленные массы мюонных и тау-нейтрино, то плотность окажется больше критической, и Вселенная не сможет расширяться. Однако красное смещение гипнотизирует, и высказывается мнение, что высокая плотность вещества во Вселенной должна лишь остановить разлетающиеся галактики и быстро (через несколько миллиардов лет) направить их по обратному пути к центру Вселенной. В нестационарной Вселенной дальние галактики должны испытывать сложные движения и эволюционировать, но не обязательно разбегаться друг от друга, как «черт от ладана». Надо еще иметь в виду, что *реликтовое излучение* совершенно не обязательно рассматривать как остаточное свидетельство начального взрыва сверхплотного ядра Вселенной. Ведь в таком словосочетании лишь «излучение» представляет измеримую фактическую величи-

ну, а то, что оно реликтовое — это только гипотеза. Указанное излучение надо было считать реликтовым только для подтверждения «факта» расширения Вселенной. Так что доказательства расширения Вселенной могут быть взяты под серьезное сомнение, в основе чего лежат радиологические реконструкции по Кольской скважине.

Во время завершения данной статьи мне посчастливилось познакомиться с новой книгой по космологии [8]. Оказалось, что не только возраст пород Кольской скважины, но и новейшие астрофизические разработки указывают на необходимость коренного пересмотра возраста Вселенной. Сущность высказываний Дж. Нарликара очень важна, и поэтому рассмотрим ее подробнее. Корень вопроса здесь в силах инерции, результатах известных опытов с маятником Фуко и принципом Маха, который утверждал, что свойство инертности должно быть как-то связано с фоном далеких звезд; иначе говоря, малая типичная частица связана с существованием всех остальных частиц во Вселенной. А если это так, масса необязательно должна быть постоянной — при движении частицы по Вселенной она может меняться. Известно, что все единицы измерения можно выразить через единицы длины, массы и времени. Однако если принять $c = 1$ и $\hbar = 1$ (c — скорость света, \hbar — постоянная Планка, деленная на 2π), то все три единицы можно выразить через любую одну из них, например, через массу. Дж. Нарликар пишет: «Масштабная инвариантность законов физики означает следующее. Пусть основная единица измерения произвольно меняется в пространстве и времени. Если при этом формулы, выражющие какой-либо закон физики, не изменяются, то данный закон масштабно-инвариантен... Массы частиц в общей теории относительности должны строго сохранять свое значение постоянным. Чтобы получить масштабно-инвариантную теорию тяготения, нужно выйти за рамки общей теории относительности» [с. 209]. С позиций масштабно-инвариантной теории тяготения — геометрия евклидова, а Вселенная не расширяется, однако массы элементарных частиц зависят от времени, а красное смещение «есть прямое свидетельство того, что в прошлом массы элементарных частиц были меньше» [с. 211]. Рис. 1 вместе с подрисунковой подписью воспроизводятся по Дж. Нарликару. Здесь вводится понятие прошлого и настоящего полупространств, разделенных «поверхностью нулевой массы», где по стандартной модели Фридмана имеют место сингулярность и рождение Вселенной. По новой теории частицы пересекают нулевую поверхность без сингулярности и несут информацию из «полупространства прошлого». Получает рациональное объяснение и так называемое

«реликтовое излучение». Свет звезд и другие формы электромагнитного излучения при переходе через нулевую линию «интенсивно рассеиваются на частицах с нулевыми массами и за счет этого термализуются. Этим объясняется, почему при больших красных смещениях во Вселенной доминировало излучение с тепловым спектром. В стандартной модели горячего

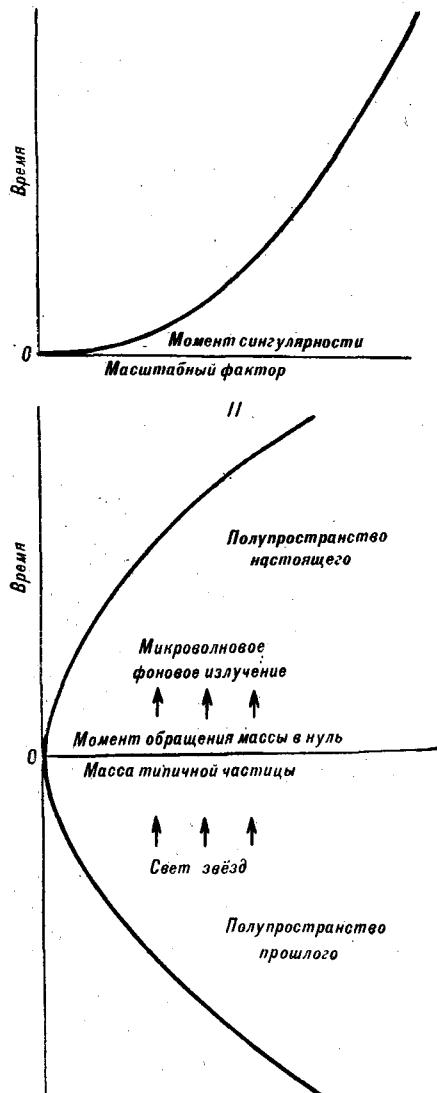


Рис. 1. Два подхода к космологии. В стандартной модели Фридмана (I) масштабный фактор возрастает от начального значения 0, т. е. Вселенная расширяется, начав с состояния сингулярности. Массы элементарных частиц постоянны. В модели II, которая соответствует статистической Вселенной (т. е. масштабный фактор постоянен), изменяются массы элементарных частиц. В отличие от модели I в модели II нет геометрической сингулярности в момент $t = 0$, и все физические процессы можно рассматривать до момента $t = 0$, т. е. когда массы частиц еще не были равны нулю. Ф. Хойл высказал предположение, что свет звезд, пересекая гиперповерхность $\bar{m} = 0$ в направлении, указанном стрелками, термализуется и образует фоновое микроволновое излучение.

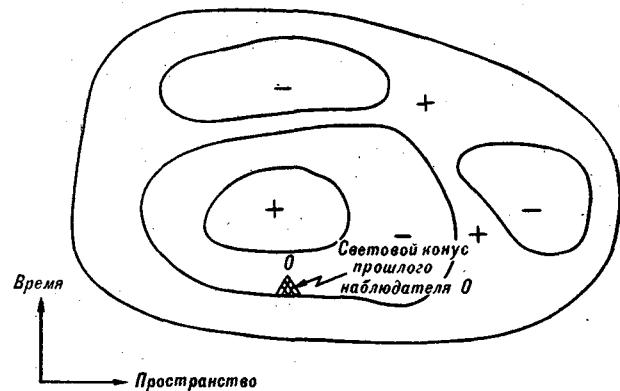


Рис. 2. Поверхности нулевой массы показаны в общем случае. Они отделяют друг от друга области, дающие положительный и отрицательный вклады в массы частиц (отмечены соответственно знаками + и -). Наблюдатель 0, находящийся недалеко от поверхности нулевой массы, располагает лишь ограниченными возможностями наблюдений. Они охватывают только события, лежащие в его (наблюдателя) световом конусе прошлого (заштрихованная область). Поэтому он может ошибочно подумать, что Вселенная изотропна и однородна. Возможно, именно так и обстоит дело с нашими собственными представлениями о космологии!

«Большого взрыва» не объясняется, почему Вселенная начинала именно с горячего состояния» [с. 212].

Дж. Нарликар предполагает сложное строение Вселенной, что следует из рис. 2, также воспроизведенного с оригинальными подписями. Автор рассматривает и парадокс красного смещения в спектре квазаров. Из ядра Галактики взрывом выбрасывается новорожденный квазар. «В момент рождения квазара все массы частиц в нем были равны нулю, но потом они начинают расти со временем. Тем не менее массы элементарных частиц в квазаре всегда остаются меньше масс таких же частиц в материнской галактике. Именно эта разница и обуславливает аномальное красное смещение» [с. 226]. В конце своей книги Дж. Нарликар намекает на возможное тормозящее влияние «скептиков» на утверждение его взглядов. Такой скепсис мы уже находим в предисловии редактора перевода, где сказано, что идеи Нарликара «подавляющее большинство специалистов не разделяет. Факт расширения Вселенной и другие положения космологии доказаны совершенно надежно» [с. 7]. Я этого скепсиса не разделяю, так как считаю, что гипотеза расширяющейся Вселенной входит в противоречия с фактами геологии. Гипотеза Дж. Нарликара более отвечает этим фактам, хотя, по-видимому, несколько упрощает бесконечный и очень сложный в пространстве и времени процесс вещественно-энергетических преобразований во Вселенной.

Исследования раннего докембрия позволяют поставить серьезнейший научный вопрос о не-

обходимости согласованного исследования Земли и Вселенной. История Земли длительна и сложна, и в ней могут быть запечатлены следы крупнейших космических событий. Изучение истории Земли, наряду с выяснением физико-математических законов существования и развития галактик, цепочек галактик, а также квазаров, пробивших серьезную брешь в концепции расширяющейся Вселенной, должно при-

вести к взаимной корректировке геологических и космологических построений и, несомненно, к дальнейшему прогрессу в развитии обеих наук. Как геолог, хочу верить, что геологические разрезы, формировавшиеся на протяжении миллиардов лет, могут оказаться ключом к познанию особенностей развития нестационарной Вселенной. В этом особенно важную роль должно играть изучение раннего докембрия.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Врандт Дж., Ходж П.* Астрофизика Солнечной системы.— М.: Мир, 1967.
2. *Герлинг Э. К., Кольцова Т. В., Дук Г. Г.* Аномальные содержания радиогенных изотопов аргона и гелия в минералах пород Печенгского комплекса (Кольский полуостров).— В кн.: Методические проблемы ядерной геологии. Л.: Наука, 1982.
3. *Герлинг Э. К., Масленников В. А.* Древнейшие ультраосновные и основные породы Мончегорско-Тундры (Кольский полуостров) и новые данные об абсолютном возрасте подкорового вещества Земли.— В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. М.: Наука, 1965.
4. *Герлинг Э. К., Овчинникова Г. В.* К вопросу о постоянстве скорости радиоактивного распада.— В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений вопроса. М.: Наука, 1973.
5. *Герлинг Э. К., Шуколюков Ю. А. и др.* Определение возраста основных пород по K/Ar-методу.— Геохимия, 1962, № 11.
6. *Каталог изотопных дат пород Украинского щита.*— Киев: Наук. думка, 1978.
7. *Кольская сверхглубокая.* Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины.— М.: Недра, 1984.
8. *Нарликар Дж.* Неистовая Вселенная.— М.: Мир, 1985.
9. *Струве О., Линдс Б., Пилланс Э.* Элементарная астрономия.— М.: Наука, 1964.
10. *Тугаринов А. И., Войтекевич Г. В.* Докембрийская геохронология материков.— М.: Недра, 1970.
11. *Чердынцев В. В.* Распространенность химических элементов.— М.: Гос. изд-во технико-теоретич. литературы, 1956.
12. *Tatsumoto M., Unruh D. M., Desborough G. A., U — Th — Bb and Rb — Sr systematics of Allende and U — Th — Bb systematics of Orgueil.*— Geochim. et cosmochim. acta, 1976, v. 40, N 6.

ИТИГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
10 марта 1986 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.411.078

Л. В. Эйриш

СИСТЕМАТИКА ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Предложена систематика золоторудных месторождений Дальнего Востока, основанная на приуроченности оруденения к региональным рудоэкранирующим комплексам (рудоносные уровни) и на проявленной в

Сложность классификации золоторудных месторождений известна и объясняется многообразием условий их формирования. Группировки месторождений обычно производятся по вещественному составу руд и окаторудных пород [3, 5, 11, 14—16], по комплексу признаков, из которых главными являются взаимоотношение оруденения с магматизмом, глубинность, вещественный состав руд [1, 2, 10, 12, 19, 20].

Предлагаемая систематика золоторудных месторождений южной части Дальнего Востока (табл. 1, 2) основана на приуроченности продуктивного оруденения к региональным структурным уровням и его связи с определенными магматическими комплексами и на проявленной в регионе рудно-магматической зональности. При этом учитываются морфология, вещественный состав оруденения, метаморфизм вмещающих пород и другие признаки.

В литературе известны примеры исследований ярусности (этажности) золотого оруденения в различных геотектонических структурах [7, 8]. При этом подчеркиваются различия отдельных структурных этажей по их литологическому составу, химизму и физико-химическим свойствам, метаморфизму пород и толщ, по характеру магматизма и тектоники. При обсуждении глубинности золотого оруденения [4, 13] исследователи также обращаются к анализу геотектонических уровней, к каждому из которых приурочены определенные типы золоторудных месторождений. Элементы ярусности оруденения присутствуют в классификациях золоторудных месторождений Н. А. Шило, Ю. Г. Щербакова, в систематике П. Ф. Иванкина и др. О ярусном расположении оруденения и важной роли геологических экранов писали авторы [6, 17, 18] и др.

Анализ золотоносности региона показал, что в пределах отдельных золотоносных областей развиты различные по морфологии, веществен-

ному составу, глубинности и возрасту месторождения, которые по существующим систематикам можно отнести к различным формациям и группам формаций и при этом не получить представления о геолого-структурной позиции оруденения. С другой стороны, в каждый золотоносной области наблюдается отчетливая приуроченность месторождений и интрузий, с которыми они парагенетически связаны, к определенным региональным структурным уровням, представляющим собой естественные геологические граничные поверхности между разновозрастными структурно-формационными комплексами — структурными этажами и ярусами. Эти особенности позволили (с некоторой долей условности) выделить рудоносные уровни по важнейшим геотектоническим регионам (Алданский щит, прочие консолидированные структуры, геосинклинальные складчатые области) и по стадиям развития тектономагматических структур орогенных комплексов (см. табл. 1, 2).

В структурах мезозойской тектономагматической активации (ТМА) выделяются три уровня золотого и золотосодержащего оруденения: гиабиссальный, субвулканический и близповерхностный. Первый располагается в кристаллическом фундаменте, у основания вулканогенных и осадочных комплексов. Оруденение ассоциирует с дайками, малыми (и средними) по размерам интрузиями гранитоидов (эльконский, ломамский, джалдинский, хайтинский типы). Второй уровень оруденения приурочен к низам упомянутых вулканогенных и осадочных толщ в тесной пространственной связи с разнообразными и широко проявленными субвулканическими интрузиями (лебединский, покровский, кудусунский типы). Третий рудоносный уровень располагается в верхах вулканогенов и осадочных комплексов (малопродуктивные штокверки) либо на промежуточных уровнях (кулюкинский, хаканджинский типы) и ассо-

11

Геологические типы золотых месторождений структур мезозойской тектономагматической активизации дальнего Востока

Таблица 2

Геологические типы золоторудных месторождений геосинклинальных складчатых областей Дальнего Востока

		Стадии развития орогенеза и магматизма Характер магнитности и типы щелочности гранитоидов			
		Ранняя		Поздняя	Конечная
		Амагматичная	Интузии магнитные, $Na > K$	Интузии магнитные, $Na = K$	Интузии немагнитные, $K > Na$
Нижний Геосинклинальные комплексы складчатых областей	Верхний Оrogenные комплексы складчатых областей	Близповерхностный Зоны орогенных комплексов (вулканогенных и терригенных)	Верхний Близповерхностные зоны орогенных комплексов (вулканогенных и терригенных)	Золоторудные штокверки кварцевого и адуляр-кварцевого состава в жерлах палеогеновых палеовулканов в парагенетической связи с интрузиями трахиадицитов (белогорский тип)	
	Нижний Вулканогенно-чрекинисто-терригенные и карбонатные складчатые комплексы	Нижний Зоны развития субвуликанических интрузий	Субвуликанический	Золоторудные круто-падающие залежи и жилы кварцевого и адуляр-кварцевого состава в нижней части вулканических комплексов (палеоценовых и меловых) в парагенетической связи с субвуликаническими интрузиями (многовершинный тип)	Жилы и залежи кварцевого, адуляр-кварцевого и сульфидно-кварцевого состава с золотосеребряным оруденением в нижней части меловых вулканических комплексов в парагенетической связи с субвуликаническими интрузиями (дурминский тип)
Нижний Гипабиссальный	Верхний Терригенные геосинклинальные складчатые комплексы	Золоторудные мало-сульфидные близсогласные кварцевые жилы без видимой связи с интрузиями (дуэтский тип)		Золоторудные мало-сульфидные кварцевые и кварц-сульфидные жилы, реже залежи, в парагенетической связи с дайками порфиритов, штоками и массивами гранитоидов (токурский тип)	To же, но с наложенным (?) полиметаллическим, сурьмяным и редкометалльным оруденением (осмикинский тип)
	Золоторудные кварцевые и карбонатно-кварцевые жилы, зоны прожилкования и окварцевания в карбонатных и терригенных породах в пространственной связи с дайками диабазов (сетаньинский, курун-уряжский типы)		Золоторудные мало-сульфидные кварцевые жилы, зоны прожилкования и окварцевания в карбонатных и терригенных породах в пространственной связи с дайками диабазов (сетаньинский, курун-уряжский типы)	Золоторудные мало-сульфидные кварцевые жилы, зоны прожилкования и окварцевания в карбонатных и терригенных породах в пространственной связи с дайками диабазов (сетаньинский, курун-уряжский типы)	Кварцевые жилы и штокверки с редкометалльным, полиметаллическим и подчиненным золотосеребряным оруденением в эндогеных экзоконтактах калиевых гранитоидов (кютепский тип)

цирует с нешироко проявленными субвуликаническими интрузиями и жерловыми фациями вулканитов.

Наиболее четко рудоносные уровни выражены в структурах ТМА Алданского щита. Золотое оруденение мелового возраста здесь локали-

зовано на границе карбонатного кембрия и терригенной юры (куранахский тип), в низах карбонатного чехла (лебединский тип). Менее ярко уровни проявлены в структурах ТМА Буреинского массива и в Становой области, где золотое и золотосеребряное оруденение приуро-

чено к низам нижнего и верхнего ярусов вулканических (покровский, хаканджинский типы), к терригенному осадочному чехлу (иорикский тип), а также характерно для кристаллических комплексов фундамента в связи с гипабиссальными гранитоидными интрузиями, под экранами вулканитов и моласс (етарский, джалдинский, хайклинский типы).

В геосинклинальных складчатых областях выделяются четыре уровня оруденения: глубинный, гипабиссальный, субвулканический и близповерхностный. Первые два приурочены к нижнему этажу складчатых геосинклинальных комплексов: глубинный — к нижнему ярусу метаморфизованных геосинклинальных образований в пространственной связи с дайками и массивами пород габбро-плагиогранитной формации (сагурский, маломырский типы); гипабиссальный — к верхнему ярусу позднегеосинклинальных терригенных образований в ассоциации с дайками и штоками (токурский, нежданинский, оемкинский), редко батолитовыми массивами гранитоидов (кютепский тип), иногда без видимой связи с интрузиями (дуэтский тип).

Два верхних рудоносных уровня ассоциируют с орогенным, преимущественно вулканогенным комплексами складчатых областей (верхний этаж). Оруденение субвулканического уровня очень сходно с таковым в структурах ТМА консолидированных областей. Оно приурочено к низам вулканогенов, обычно сложенных андезитами (многовершинный, дурминский типы), и ассоциирует с обильно проявленным субвулканическим магматизмом. К близповерхностному уровню отнесено оруденение белогорского типа, локализованное в жерлах палеовулканов.

Перечисленные рудоносные уровни выделяются автором как рудоэкранирующие комплексы, продуктивность которых уменьшается вверх от их подошвы. Продуктивность же кристаллического фундамента уменьшается с глубиной (от подошвы первого экранирующего комплекса). Приуроченность конкретного оруденения к тому или иному структурному ярусу обусловлена особенностями тектономагматической истории региона, развитостью трещинных структур и в общем определяет глубинность оруденения, его структурно-морфологический тип, вещественный состав и пр. Экранирующие структуры становятся рудовмещающими лишь в оптимальных условиях просачивания флюидов. Анализ материалов показал, что благоприятными факторами для гидротермального рудо-

образования в рассматриваемом регионе являются глубинные разломы, поперечные пликативно-разрывные структуры, инверсионный и орогенные тип развития, наличие продуктивных (парагенетических с оруденением) типов интрузий, куполов, антиклиналей, поднятий, выступов в первично прогнутых структурах, рудных проявлений и потоков рассеяния золота, благоприятный эрозионный срез рудовмещающих толщ и пр. Поэтому перспективной является не вся площадь распространения экранирующих комплексов, а только та ее часть, которая совмещается с благоприятными металлогеническими факторами.

Исследования показали, что в выделенных рудоносных структурных уровнях (горизонтальные ряды табл. 1, 2) месторождения близки по морфологии, но часто оказываются различными по вещественному составу руд. Эти различия в общих чертах коррелируются с определенными типами магматических пород (помагнитной восприимчивости гранитоидов, степени окисленности железа и типу их щелочности), причем эти магматические породы и ассоциирующее с ними оруденение располагаются зонально относительно региональных минимумов силы тяжести, фиксирующих в современном срезе крупные выходы калиевых немагнитных гранитоидов либо вулканоплутонические центры, образованные преимущественно кислыми вулканитами [21, 23]. Эти закономерности, особенно хорошо выраженные в Северо-Приохотской и Сихотэ-Алинской золотоносных областях, объясняются степенью развитости орогенных процессов и зрелостью магматических очагов геосинклинальных складчатых областей и структур ТМА, обычно эволюционирующих в направлении от натрового к калиевому магматизму, от халькофильного (с золотом) к литофильному оруденению [9]. Выявленная региональная зональность оруденения [22] отражена в предлагаемой систематике (см. табл. 1, 2), где слева направо показаны увеличение зрелости магматических очагов, эволюция магматизма от натровых серий к калиевым и изменение специализации оруденения от собственно золотого к золотосеребряному и золоторедкометальному. В этой систематике отражено преимущественно мезо-кайнозойское оруденение, являющееся на Дальнем Востоке достоверно продуктивным. Золотоносность байкальского (Буреинский массив) и герцинского возрастов (Джагдинская зона, Южно-Верхоянская область) в значительной мере проблематична.

ЛИТЕРАТУРА

1. Водарович Г. П. Типы месторождений золота и закономерности их размещения на Дальнем Востоке.— В кн.: Золоторудные формации Дальнего Востока. М.: Наука, 1969.
2. Иванкин П. Ф. и др. Атлас морфоструктур рудных полей.— М.: Недра, 1973.
3. Ивансен Ю. П., Левин В. И. Генетические типы золотого оруденения золоторудных формаций.— В кн.: Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Наука, 1975.
4. Казанский В. И., Малиновский Е. П. и др. Влияние структурных факторов на гидротермальное рудоотложение.— В кн.: Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1978.
5. Константинов М. М., Зарудный Н. И., Косовец Т. Н. Основы прогноза золотосеребряного оруденения в вулканических областях.— Сов. геол., 1981, № 2.
6. Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений.— М.: Недра, 1956.
7. Лукин Л. И. Структурные особенности формирования эндогенных рудных месторождений в различных структурных этажах и ярусах.— В кн.: Структурные условия формирования эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1973.
8. Лукин Л. И., Вольфсон Ф. И. и др. Структурные условия эндогенного рудообразования. Состояние, проблемы и пути дальнейших исследований.— В кн.: Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1978.
9. Маракушев А. А. Геохимические особенности золота и условия его эндогенной концентрации.— В кн.: Геохимия золота. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978.
10. Матвеенко В. Г. Региональные закономерности образования во времени и размещения в пространстве золотого оруденения Северо-Западной части Тихоокеанского тектонического пояса.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 10. М.: Наука, 1978.
11. Петровская Н. В. Характер золотоносных минеральных ассоциаций и формации золотых руд СССР.— В кн.: Генетические проблемы руд. М.: Госгеолтехиздат, 1960.
12. Рожков И. С. Генетические типы месторождений золота и их положение в геотектонических структурах.— Геол. и геофиз., 1968, № 7.
13. Сафонов Ю. Г. Структуры жильных золоторудных месторождений различных глубинных уровней.— В кн.: Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1978.
14. Сидоров А. А., Найгородин В. И. Золотосеребряная формация Северо-Востока СССР.— В кн.: Условия образования и размещения золоторудных месторождений Сибири. Новосибирск: СО АН СССР, 1975.
15. Тимофеевский Д. А. Парагенетические минеральные ассоциации золота в месторождениях разных рудных формаций СССР.— В кн.: Минералогия золота. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1974.
16. Шер С. Д. Металлогения золота (Северная Америка, Австралия, Океания).— М.: Недра, 1972.
17. Шер С. Д. Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка).— М.: Недра, 1974.
18. Шер С. Д., Гурейкин Н. Я. Структурно-морфологические особенности и условия локализации золотого оруденения в терригенных толщах.— В кн.: Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1978.
19. Шило Н. А. Золоторудные месторождения метаморфогенной, плутоногенной и вулканогенной формации.— В кн.: Геохимические особенности месторождений полезных ископаемых на Северо-Востоке СССР. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1976.
20. Щербаков Ю. Г. Золотоносные рудные формации.— В кн.: Условия образования и размещения золоторудных месторождений Сибири. Новосибирск: СО АН СССР, 1975.
21. Эйриш Л. В. О связи золотого оруденения с магнитными гранитоидами (на примере Дальнего Востока).— Тихоокеанская геол., 1983, № 4.
22. Эйриш Л. В. О связи золотоносности с полями силы тяжести на Дальнем Востоке.— Там же, 1984, № 4.
23. Эйриш Л. В., Ахмадулин В. А. Показатели магнитности и щелочности гранитоидов — индикаторы золотого оруденения (на примере ряда районов Дальнего Востока).— Геол. и геофиз., 1984, № 6.

**ДВИМС
Хабаровск**

*Поступила в редакцию
12 февраля 1985 г.*

УДК 553.411

И. А. Загрузина, Г. С. Мирзеханов, В. К. Путинцев

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ СУЛЬФИДОВ ОДНОГО РУДНОГО ПОЛЯ В АЛЛАХ-ЮНЬСКОМ РАЙОНЕ ЯКУТИИ

В пределах одного рудного поля в Аллах-Юнском районе изучен изотопный состав серы сульфидов различных морфогенетических типов. В пиритах из золотоносных кварцевых жил и зон окварцевания средний изотопный состав серы соответствует метеоритному стандарту ($\delta^{34}\text{S}_{\text{станд}} = 0,0\%$ при разбросе значений от +1,1 до -3,1%). Пириты из вмещающих нижнепермских осадочных пород характеризуются устойчивым

Рассматриваемое рудное поле находится в зоне сочленения сетте-дабанских структур и Южно-Верхоянского синклиниория. Оно приуро-

обогащением легким изотопом ^{32}S , что позволяет говорить о частичном заимствовании серы из вмещающих пород. Изотопный состав серы пиритов рудного поля близок к таковому сульфидов многих других месторождений золотокварцевой формации на Востоке СССР. Однородный состав изотопов серы различных морфогенетических типов сульфидов указывает на единый, возможно мантийный, источник серы.

чену к сильно дислоцированной осевой части крупной пологой синклинальной структуры (см. рисунок). Площадь рудного поля сложе-

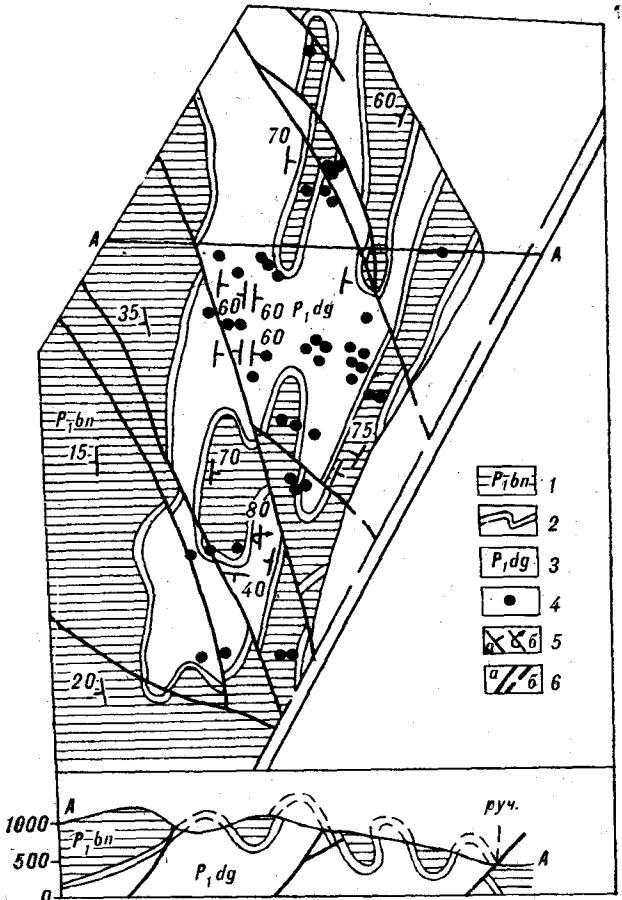


Схема геологического строения участка: 1 — осадочные породы бонсольчанской свиты ($P_1.bn$); 2 — пачка полимиктовых песчаников с рудоносными кварцевыми жилами и прожилками; 3 — осадочные породы джуутгинской свиты ($P_1.dg$) с рассеянной сульфидной минерализацией; 4 — места отбора проб сульфидов для изотопного анализа серы; 5 — элементы залегания пород; а — нормальное, б — опрокинутое; 6 — разломы: а — установленные, б — перекрытые рыхлыми отложениями.

на нижнепермскими углеродсодержащими осадочными породами, метаморфизованными в условиях начальной стадии фации зеленых сланцев. Отчетливо выделяются три крупные складки — Жаровская антиклиналь, Огонекская синклиналь, Восточная антиклиналь. Выявлена ундуляция их шарниров с углами погружения до 40° , что скорее всего связано с осложняющей попечерной складчатостью, более поздней относительно главного этапа дислокаций.

В пределах рудного поля известно более 80 даек лампрофирового ряда — керсантиты, вогезиты, одиниты, камптониты. Они имеют субширотное или северо-западное простирание и крутое падение ($70-90^\circ$). По данным Н. И. Ненашева [7], преобладающее количество лампрофировых даек в Южном Верхоянье имеет возраст 135—166 млн. лет.

Зоны золотоносных кварцевых жил и прожилков в пределах рассматриваемого рудного поля отчетливо приурочиваются к пачке полимиктовых песчаников верхней подсвиты джуутгинской свиты раннепермского возраста. Они обычно имеют пластовый, реже секущий характер. Содержание в них сульфидов весьма незначительное. Рассматриваемым золоторудным проявлением присущи все черты, характерные для образований золотокварцевой формации чистой линии (амурский тип, по М. К. Силичеву и Н. Г. Андрианову [10]). Месторождения золотокварцевой формации такого типа характерны для Востока СССР, особенности их описаны в литературе [3, 6, 9, 13].

О возрасте золоторудных проявлений в Аллах-Юньском районе и связи их с магматизмом до сих пор нет единого мнения. По заключению Г. А. Гринберга и ряда других исследователей [1, 2], месторождения золотокварцевой формации связаны с позднеюрскими — раннемеловыми гранитоидными батолитами, а согласно Ю. Н. Трушкову [11] — с очагами позднемезозойской гранитизации вообще. Авторы [10] считают вероятным более ранний возраст золоторудных проявлений амурского типа по сравнению с добатолитовыми дайками и отрицают их связь с магматизмом. Н. И. Ненашев полагает, что в Аллах-Юньском районе находятся золотоносные кварцевые жилы разных возрастов, наиболее ранние из которых имеют возраст 287 млн. лет (граница карбона и перми), а наиболее поздние — 134 млн. лет [5, 7]. Однако большая часть радиологических датировок приходится на среднюю — позднюю юру. На обширном материале Яно-Колымской и Чукотской мезозойских складчатых систем было показано, что проявления золотокварцевой формации, близкие по своим особенностям к амурскому типу, образовались преимущественно в конце юры — начале раннего мела в диапазоне 138—166 млн. лет [3].

Наиболее типичным из сульфидных минералов для рудопроявлений золотокварцевой формации амурского типа в Аллах-Юньском районе является пирит. В пределах рассматриваемого рудного поля обильная сульфидная (пирит-марказитовая) минерализация наблюдается и во вмещающих породах — углеродсодержащей песчаносланцевой толще раннепермского возраста, особенно вдоль узкой зоны интенсивных дислокаций (см. рисунок).

Минералогическое исследование позволило выделить семь главных морфогенетических типов сульфидов: 1) конкреции мелкозернистого марказита округлой или удлиненно-уплощенной формы размером до 8 см, ориентированные по напластованию слабометаморфизованных алевросланцев нижней подсвиты бонсольчанской свиты раннепермского возраста; 2) ку-

Изотопный состав серы сульфидов

Номер образца	$\delta^{34}\text{S}$, ‰	Минерал	Геологическое положение	Номер образца	$\delta^{34}\text{S}$, ‰	Минерал	Геологическое положение
1133	1,2	Пирит, 2-й тип	Нижнепермские осадочные породы в ядрах синклиналей, рассеянная вкрапленность	1192	-0,4	Пирит, 4-й тип	Кварцевые жилы, зоны окварцевания в нижнепермских осадочных породах
1136	+0,2	»		1220-8	+1,1	»	
1201-24	-3,0	»		P-20	+1,1	»	
1214	-1,8	»		P-20-2	+0,5	»	
2107	-3,5	»		P-20-4	-3,1	»	
2120-2	-2,2	»		P-21	+0,8	»	
2125	-1,3	»		Среднее 0,0		»	
1202-4	-1,6	»		1220-8	+0,7	Галенит, 4-й тип	To же
2127	-1,5	»		P-21	-4,4	Сфалерит, 4-й тип	
Среднее -1,8		»		1202-3	-1,9	Пирит, 5-й тип	
1152	-3,3	Пирит, 3-й тип	To же	2123	+0,5	»	
1153	-1,6	»		2123-4	-1,8	»	
1158	-3,2	»		2132-2	+0,7	»	
1161-1	-2,4	»		2129	-1,2	»	
1161	-2,7	»		2129-3	+1,1	»	
1184-2	+2,4	»		Среднее -0,6		»	
1194	-0,7	»		2117-3	-2,0	Пирит, 6-й тип	
1199	-1,5	»		2117-6	-5,7	Пирит, 7-й тип	
1201	-4,1	»		1188	+1,1	»	
1216	-2,2	»		1210	-1,2	»	
2106	-2,8	»		Прожилки, секущие дайки лампрофиров. Экзоконтактовые зоны лампрофировых даек в осадочных породах			
K-18	-4,9	»					
Среднее -2,3		»					

бические кристаллы пирита и их сростки размером 0,3—1,0 см в поперечнике, без штриховки на гранях, типичные для нижних горизонтов бонсольчанская свиты; 3) кубические кристаллы пирита и их сростки до 3 см в поперечнике в алевросланцах нижней подсвиты джуутагинской свиты раннепермского возраста; 4) различные сульфиды (пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит) в кварцевых прожилках, приуроченных к пачке полимиктовых песчаников джуутагинской свиты. Для пирита типичны кубические кристаллы с ясно выраженной штриховкой, часто осложненные гранями октаэдра; 5) пириты и конкреции марказита, приуроченные к зоне разрывных нарушений, несущие следы наложенных деформаций и борозды скольжения; 6) пириты из маломощных (1—3 мм) прожилков, секущих дайки лампрофиров в эндо- и экзоконтактовых зонах; 7) выделения пирита окружной формы до 0,5 см в поперечнике в осадочных породах раннепермского возраста в экзоконтактовых зонах лампрофировых даек.

Охарактеризованные типы сульфидов существенно различаются не только по морфологическим особенностям, но и по комплексу элементов-примесей, установленному по данным спектрального анализа (данные Г. С. Мирзеханова).

Изотопный состав серы сульфидов определялся в Отделе изотопной геохимии и геохронологии ВСЕГЕИ по общепринятой методике [12]. Измерения производились на масс-спектрометре МИ-1309 с погрешностью $\pm 0,5\%$. Бы-

ли проанализированы все выше охарактеризованные типы сульфидов, за исключением марказитов из нижнепермских осадочных пород наиболее высоких стратиграфических горизонтов в ядрах синклиналей (1-й тип), вследствие недостаточного количества материала. Изотопный состав серы галенита и сфалерита, определенный по единичным пробам, также нельзя считать достаточно представительным. Что касается пиритов, то все их разновидности изучены по нескольким пробам. На этом материале базируются основные выводы.

Изотопный состав серы сульфидов рассматриваемого рудного поля оказался весьма однородным (см. таблицу). В пиритах из кварцевых жил и зон окварцевания (4-й тип) $\delta^{34}\text{S}$ варьирует от +1,1 до -3,1‰, диапазон вариаций 4,2‰, среднее по шести анализам $\delta^{34}\text{S}$ равно 0,0‰, т. е. точно соответствует метеоритному стандарту. Пириты из зон разрывных нарушений и вблизи контактов с дайками (5-й и 6-й типы) характеризуются практически таким же изотопным составом серы: $\delta^{34}\text{S}$ варьирует от +1,1 до -1,9‰, диапазон вариаций 3‰, среднее $\delta^{34}\text{S}$ по шести пробам равно 0,6‰, т. е. очень близко к метеоритному стандарту. В обоих случаях наблюдается обогащение серы как легким ^{32}S , так и тяжелым ^{34}S изотопом примерно в равной мере.

Изотопный состав серы пиритов из нижнепермских осадочных пород, вмещающих кварцевые жилы, прожилки и зоны окварцевания, характеризуется постепенным устойчивым обо-

тащением легким изотопом ^{32}S . В пиритах из осадочных пород в ядрах синклиналей (2-й тип) $\delta^{34}\text{S}$ варьирует от +0,8 до -3,5‰ при среднем значении по девяти пробам — 1,8‰ и диапазоне вариаций 4,3‰. В пиритах из осадочных пород в ядрах антиклиналей (3-й тип) $\delta^{34}\text{S}$ колеблется от +2,4 до -4,9‰, среднее значение по 12 пробам — 2,3‰, диапазон вариаций 7,3‰. Таким образом, пириты из ядер антиклиналей более обогащены легким изотопом серы по сравнению с пиритами из ядер синклиналей и особенно из кварцевых жил и прожилков.

Несмотря на отмеченные различия, в целом изотопный состав серы всех пиритов рудного поля достаточно близок к метеоритному стандарту и достаточно выдержан, что свидетельствует о гомогенном, высокотемпературном источнике серы — скорее всего, глубинном. Особенно это касается пиритов из кварцевых жил и зон окварцевания (4-й тип), средний изотопный состав серы которых практически отвечает метеоритному стандарту. Однако устойчивое обогащение серы пиритов из всех нижнепермских осадочных пород легким изотопом ^{32}S позволяет говорить о частичном заимствовании серы из вмещающих пород, хотя и в очень небольших масштабах. Можно предполагать, что в пределах рассматриваемого рудного поля гидротермальные растворы разных

этапов различались по изотопным характеристикам серы весьма незначительно.

Следует отметить, что изотопный состав серы сульфидов рудного поля достаточно близок к таковому сульфидов многих других месторождений золотокварцевой формации на Востоке СССР [4]. Во всех случаях изотопный состав серы, близкий к метеоритному стандарту при малых разбросах значений $\delta^{34}\text{S}$, не противоречит представлениям о глубинном источнике серы. Эти данные хорошо согласуются с мнением ряда ведущих специалистов по металлогении золота о глубинном источнике золоторудных месторождений [9, 13]. В пользу таких представлений говорят частая оторванность золоторудной минерализации от проявлений внутрикорового магматизма, большое разнообразие обстановок, в которых формируются золоторудные проявления, наличие протяженных трансрегиональных линейных золоторудных поясов и ряд других факторов [13]. Однако некоторые исследователи [8] указывают на возможность различной интерпретации данных изотопного состава серы сульфидов. Однородный состав серы различных морфогенетических типов пиритов рудного поля может служить показателем единого, возможно мантийного, источника серы сульфидной минерализации углеродисто-терригенных отложений и кварцевых жил.

ЛИТЕРАТУРА

- Гринберг Г. А. Позднемезозойские формации гранитоидов Северо-Востока СССР.— В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973.
- Гринберг Г. А., Бахарев А. Г. и др. Гранитоиды Южного Верхоянья.— М.: Наука, 1970.
- Загрузина И. А. Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР.— М.: Наука, 1977.
- Загрузина И. А., Голубчина М. Н. Изотопный состав серы сульфидов в золоторудных месторождениях Востока СССР.— В кн.: Эндогенные процессы и металлогения в зоне БАМ. Новосибирск: Наука, 1982.
- Зайцев А. И., Ненашев Н. И., Шилин А. И. О возрасте золотоносных кварцевых жил Аллах-Юньского района (Южное Верхоянье).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 4.
- Казаринов А. И. Новые данные по стратиграфии, магматизму и тектонике центральной и южной частей Аллах-Юньской золотоносной полосы. (Тр. ЦНИГРИ, 1970, вып. 30).
- Ненашев Н. И. Магматизм и развитие рудномагма-
- тических узлов Восточной Якутии.— Новосибирск: Наука, 1979.
- Рай Р., Омото Х. Обзор исследований изотопов серы и углерода применительно к проблеме генезиса руд.— В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977.
- Рудные месторождения СССР. Т. III.— М.: Недра, 1978.
- Силичев М. К., Андрианов И. Г. Структурно-геохимические принципы прогнозирования золоторудных месторождений Южно-Верхоянского синклиниория.— В кн.: Вопросы рудоносности Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1974.
- Трушков Ю. Н. Условия формирования и закономерности распределения россыпей в мезозоях Якутии.— М.: Наука, 1971.
- Устинов В. И., Гриненко В. А. Прецизионный массспектрометрический метод определения изотопного состава серы.— М.: Наука, 1965.
- Шило Н. А. К проблеме систематики золоторудных месторождений.— В кн.: Проблема геохимии эндогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1977.

ДВИМС, Хабаровск
ВСЕГЕИ, Ленинград

Поступила в редакцию
11 октября 1984 г.

И. К. Тузов, С. Н. Канев, В. П. Жигалов, П. Ю. Горнов

ТЕМПЕРАТУРНОЕ ПОЛЕ КОМСОМОЛЬСКОГО РАЙОНА

Приведены расчеты стационарного температурного поля нескольких моделей литосфера Комсомольского рудного района до глубин 100 км. Показано, что при

К числу важнейших геофизических характеристик земной коры относятся данные о ее тепловом режиме, необходимые для изучения глубинного строения, анализа геодинамического состояния Земли и энергетических условий развития геологических процессов, включая процессы формирования месторождений полезных ископаемых.

Несмотря на существенные успехи, достигнутые за последние два десятилетия в определении теплового режима территории СССР [2—4, 6], тепловое поле менее изучено по сравнению с другими потенциальными полями. Одна из причин этого — недостаточное количество данных о тепловом потоке, теплофизических свойствах вещества и глубинных температурах. Особенно последнее касается рудных месторождений Дальнего Востока.

Температурное поле — информативный показатель условий развития геологических структур и их энергетического состояния, поэтому нахождение температурного поля региона является одной из важнейших задач изучения формирования рудных месторождений. Для определения глубинных температур Комсомольского рудного района на основе данных сейсмозондирования [5, 7] и оценки генерации радиоактивного тепла породами, слагающими земную кору и верхнюю мантию, авторами было разработано несколько одномерных моделей строения земной коры (табл. 1).

Из табл. 1 видно, что первые две модели отличаются друг от друга тем, что гранитный слой в них имеет различную интенсивность тепловыделения. Это связано с различным содержанием калия-40 в породах слоя: в первой модели рассмотрен случай минимального его содержания, во второй — максимального. Вторая модель отличается от третьей составом надбазальтового и базальтового слоев, при этом различная генерация радиогенного тепла обусловлена предполагаемым содержанием урана и тория в базальтах плиоцен-раннечетвертичного и раннемелового комплексов. При выборе модели строения верхней мантии предполагалось, что она состоит из лерцолитов и пироксенитов, поэтому интенсивность радиогенного тепловыделения была взята равной 0,027—0,032 мкВт/м³.

Температура в земной коре и верхней мантии до глубины 100 км рассчитывалась на ос-

значениях плотности теплового потока более 75 мВт/м² возможны зоны частичного плавления.

нове стационарного уравнения теплопроводности

$$\frac{d}{dz} \left[\lambda(z) \frac{dT}{dz} \right] = -A(z) \quad (1)$$

с граничными условиями $T|_{z=0} = 0$; $\lambda \frac{dT}{dz}|_{z=0} = -q_0$. Здесь z — глубина, T — температура на глубине z , q_0 — тепловой поток на поверхности, λ — коэффициент теплопроводности пород, слагающих данный слой. (Предполагается, что теплопроводность пород постоянна для слоя и изменяется только от одного слоя к другому.) A — интенсивность радиогенного тепловыделения.

Таблица 1
Модели строения земной коры Комсомольского рудного района

Слой земной коры	Тип породы	H , км	A , мкВт/м ²	q_p , мВт/м ²
Осадочный Гранитный	Осадочные породы	12,5	1,15	16
	Гранодиориты Чалбинского комплекса	20,5	1,41	11,3
Надбазальтовый Базальтовый	Плиоцен-раннечетвертичные базальты	29	0,461	3,9
		33,5	0,495	2,2
Земная кора в целом . . .		33,5		33,4
Осадочный Гранитный	Осадочные породы	12,5	1,15	16
	Гранодиориты Чалбинского комплекса	20,5	1,52	12,2
Надбазальтовый Базальтовый	Плиоцен-раннечетвертичные базальты	29	0,461	3,9
		33,5	0,495	2,2
Земная кора в целом . . .		33,5		34,3
Осадочный Гранитный	Осадочные породы	12,5	1,15	16
	Гранодиориты Чалбинского комплекса	20,5	1,52	12,2
Надбазальтовый Базальтовый	Раннемеловые базальты	29	0,56	4,7
		33,5	0,6	2,7
Земная кора в целом . . .		33,5		35,6

Примечание. H — глубина подошвы слоя; A — интенсивность тепловыделения; q_p — радиогенное тепловыделение.

Таблица 2

Температурное поле (ТП) земной коры и верхней мантии Комсомольского рудного района в зависимости от глубины и значений поверхностного теплового потока для модели I

$H, \text{км}$	$A, \text{мВт}/\text{м}^2$	Значения ТП, $\text{мКвт}/\text{м}^3$	Размерность	Численное значение			
H	Не опр.	км	12,5	20,5	29	33,5	100
A	»	$\text{мКвт}/\text{м}^3$	1,15	1,41	0,461	0,495	0,027
T	45	$^{\circ}\text{C}$	278	377	458	496	736
T	50	»	314	434	538	591	942
T	55	»	351	492	620	688	1152
T	60	»	388	552	705	788	1363
T	65	»	425	608	786	884	1571
T	70	»	462	665	868	981	1781
T	75	»	498	733	962	1090	2005
T	80	»	535	781	1034	1177	2178
T	85	»	570	837	1115	1274	2386
$T_{\text{пл}}$	Не опр.	»	670	710	1080	1094	2045

Примечание. T — температура; $T_{\text{пл}}$ — температура плавления пород на соответствующей глубине.

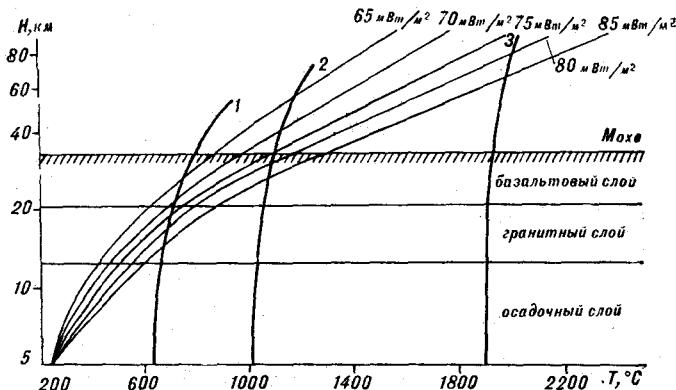
Решение уравнения имеет вид

$$T_{i+1} = T_i + \frac{z - h_i}{\lambda_{i+1}} \left[q_i - A_{i+1} \frac{z - h_i}{2} \right], \quad (2)$$

где $h_i \leq z \leq h_{i+1}$; $i = 0, 1, 2, \dots, n$; n — число слоев.

Как показали проведенные экспериментальные определения поверхностного теплового потока, его численные значения для отдельных регионов Комсомольского рудного района могут изменяться в пределах 45—85 $\text{мВт}/\text{м}^2$. Поэтому расчеты температурного поля проводились для этого интервала его значений при шаге 5 $\text{мВт}/\text{м}^2$. Результаты расчетов для первой модели показаны в табл. 2 и на рисунке.

Из приведенных расчетов видно, что при значениях теплового потока, равных 45—50 $\text{мВт}/\text{м}^2$, температура на глубине 20 км в Комсомольском рудном районе составляет 380—460, а на поверхности Мохо 500—600 $^{\circ}\text{C}$, что согласуется с данными [3, 4]. При расчетах принималось численное значение теплового по-



Распределение температур в земной коре и верхней мантии для различных значений поверхностного теплового потока. Кривые солидуса: 1 — гранитов, 2 — базальтов, 3 — дунитов.

тока 40—50 $\text{мВт}/\text{м}^2$, измеренное в двух точках месторождения Фестивальное [1].

Из наших экспериментальных работ по определению теплового потока в Комсомольском рудном районе следует, что в среднем по региону значение его можно принять ориентировочно 60 $\text{мВт}/\text{м}^2$, однако имеются участки с повышенным тепловым потоком — до 75—80 $\text{мВт}/\text{м}^2$, при котором, как видно из табл. 2 и рисунка, на глубине 35 км и ниже могут находиться зоны частичного плавления, что согласуется с данными других геофизических методов [5]. Области киммерийской складчатости, к которым относится Сихотэ-Алинская складчатая зона, отличаются нестационарным тепловым полем и находятся в стадии охлаждения [3]. Поэтому решение стационарной задачи теплопроводности, рассмотренное в данной работе, требует уточнения, для чего необходимо решить нестационарное уравнение теплопроводности с соответствующими начальными и граничными условиями. Необходимо, очевидно, иметь более густую сеть экспериментальных значений поверхностного теплового потока в рассматриваемом регионе с целью более детального выявления участков аномального теплового потока и более качественного осреднения потока для всей площади района.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волков Н. А., Веселов О. В. и др. Тепловой поток в Хабаровском крае. Южно-Сахалинск: ДВНЦ АН СССР, 1970. (Тр. СахНИИ, вып. 24.)
2. Любимова Е. А., Любощиц В. М., Парфенюк О. Н. Численные модели тепловых полей Земли. — М.: Наука, 1983.
3. Моисеенко, Ю. И., Смыслов А. А. Тепловой поток и глубинные температуры земной коры территории СССР. — Сов. геол., 1983, № 3.
4. Моисеенко Ю. И. Температурное поле земной коры территории СССР. — Докл. АН СССР, 1983, т. 270, № 6.
5. Потапьев С. В. Соотношение поверхностной и глубинной структуры земной коры Приамурья и Приморья. — В кн.: Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
6. Тепловое поле Европы. — М.: Мир, 1982.
7. Тузов И. К., Бакулин Ю. И. и др. Глубинные геофизические исследования Комсомольского и Верхнеамурского рудных районов. — Тихоокеанская геол., 1983, № 4.

Ю. В. Талтыкин, В. Б. Капун, Ю. П. Швалова, Т. В. Григорица

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ МАГНИТОЭЛЛУРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В СТАНОВОЙ ОБЛАСТИ

На основании анализа материалов МТЗ и математического моделирования делается вывод о существовании

Становая складчатая система входит в состав Алдано-Станового геоблока [8] и граничит на юге с Амуро-Охотской геосинклинальной складчатой системой, на севере — с Алданским щитом.

Изучаемая территория разбита серией глубинных разломов преимущественно северо-восточного, северо-западного и субширотного простирания. Один из наиболее древних — Джелтулакский разлом — делит Становую область на две зоны: Западно- и Восточно-Становую. Докембрийские образования Становой системы представлены гнейсами и сланцами различного состава. Среди магматических пород преобладают гранитоиды. На фоне этих высокоомных образований необходимо отметить наличие зон, обогащенных электропроводящими минералами: графитом, магнетитом, пирротином и т. п. Породы палеозой-кайнозойского возраста играют в геологии района подчиненную роль (рис. 1).

Глубинные геофизические исследования, кроме площадных гравимагнитных съемок [11],

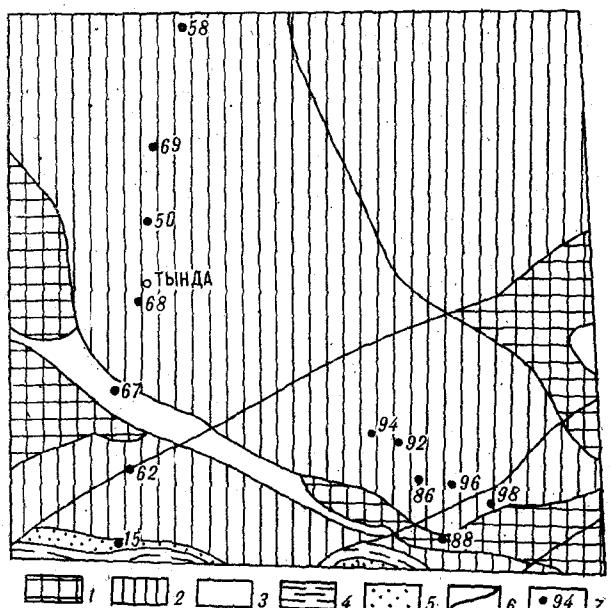


Рис. 1. Геолого-структурная схема района работ: 1 — блоки фундамента; 2 — становой; 3 — гилюйский комплекс; 4 — Амуро-Охотская геосинклинальная складчатая система; 5 — мезозойские прогибы; 6 — главнейшие разломы; 7 — точки МТЗ.

вании в литосфере Становой области проводящего слоя на глубинах 35—45 км с проводимостью 2000—3000 См.

представлены профилями МОВЗ вдоль Амуро-Якутской магистрали (АЯМ) [3, 4] и работами методом МТЗ в зоне БАМ [9, 10].

В литосфере Становой области по материалам МОВЗ выделяется несколько границ обмена. Мощность земной коры составляет 37—41 км. Близкие значения получены и по гравиметрическим данным [11]. Результаты магнитометрических исследований [1] свидетельствуют о распространении в земной коре региона магнитоактивных тел до глубины 8—12, реже 14 км. Характерной особенностью разреза является наличие на глубине 4—6 км выше поверхности Мохо четкого сейсмического горизонта, выделенного по обменным волнам большей интенсивности, чем от подошвы земной коры.

Интерпретируя результаты МТЗ в зоне БАМ, авторы работ [9, 10] приходят к выводу о существовании в земной коре и верхней мантии района двух проводящих слоев. Первый расположен на глубинах 22—26, второй — 70—150 км. Проводимость слоев достигает нескольких тысяч сименсов. Оценка глубин при этом производилась по уровню кривых ρ ; форма их отражает, как правило, наличие лишь одного проводящего слоя.

Для изучения глубинного строения Становой складчатой системы выполнено 13 зондирований по двум профилям: субмеридиональному: пос. Соловьевск — г. Тында — пос. Нагорный, и субширотному (вдоль р. Гилюй): пос. Кукушка — пос. Гилюй Перевоз (см. рис. 1). Регистрация вариаций электромагнитного поля осуществлялась станциями МТЛ-71 в диапазоне периодов 10—20 ÷ 1000—4000 с.

На рис. 2 представлены амплитудные кривые МТЗ, приведенные к одному азимуту (xy — широтные, yx — меридиональные). Графики строились соответствующим пересчетом осредненных кривых всех компонент тензора импеданса. Максимальный разброс значений для $|Z_{xy}|$, $|Z_{yx}|$, $|Z_{xz}|$, $|Z_{yz}|$ не превышает, как правило, 20%, для фазовых кривых — 30%. Полярные диаграммы имеют сложный вид, при этом модули дополнительных импедансов сравнимы с модулями основных (рис. 3). Направление максимальных осей диаграмм $|Z_{xy}|$ в большинстве случаев северное.

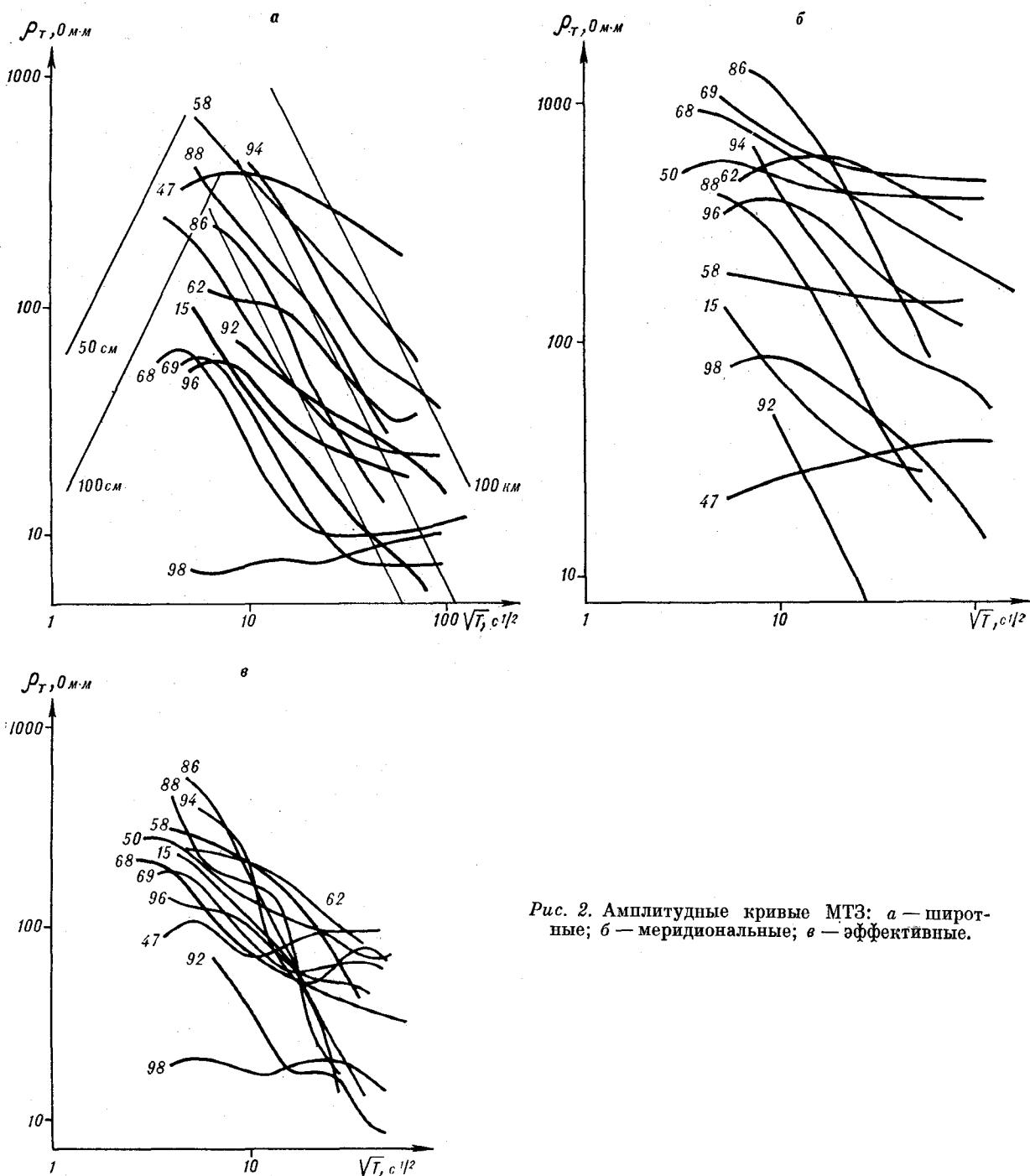


Рис. 2. Амплитудные кривые МТЗ: а — широтные; б — меридиональные; в — эффективные.

Кривые ρ_t представлены в основном нисходящими ветвями. В области периодов 10—50 с иногда наблюдаются перегибы и даже восходящие ветви. На периодах более 500—1000 с кривые ρ_t начинают выполаживаться, правая восходящая ветвь достаточно четко выражена лишь на ρ_{xy} МТЗ №№ 62, 68 и 69. Значительное изменение уровня амплитудных кривых (почти на два порядка) связано, вероятнее всего, с действием гальванических эффектов.

Обращает на себя внимание тот факт, что меридиональные кривые ρ_t , особенно в зоне АЯМ, значительно положе широтных, и на них нет правых восходящих ветвей. Это может свидетельствовать как об анизотропии разреза, максимальная проводимость которого соответствует субширотному простираннию структур района, так и об индукционных искажениях кривых ρ_{xy} высокопроводящими зонами глубин-

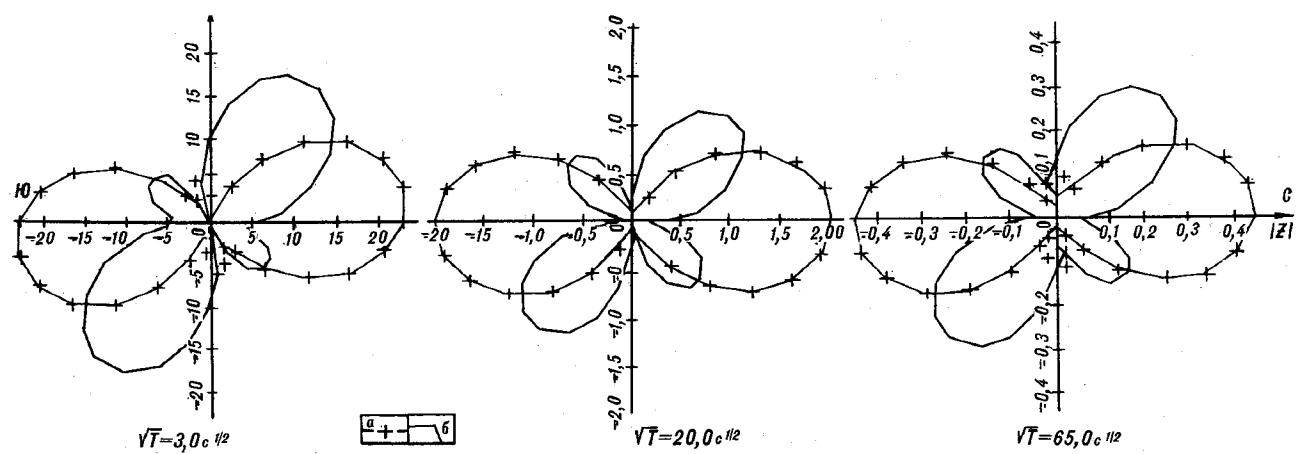


Рис. 3. Полярные диаграммы модулей основного (а) и дополнительного (б) импедансов МТЗ № 68. Оси $|Z|$ оцифрованы в $\frac{\text{мВ}}{\text{км} \cdot \gamma}$.

ных разломов (и в первую очередь Джелтулакской зоной).

Как видно из рис. 2, на всех точках профиля вдоль АЯМ широтная кривая ρ_{xy} расположена ниже меридиональной ρ_{xy} , показывающей незначительную величину суммарной продольной проводимости (S) верхней части разреза ($S_1 \sim 20$ См). В то же время на МТЗ № 47, выполненном в зоне разлома, широтная кривая показывает глубину до проводящей зоны в 50–60 км, а меридиональная идет вверх, отражая значительное увеличение S_1 . Нельзя исключить искажающее влияние и других крупных разломов, обводненных зон и участков графитизации.

Фазовые кривые φ_t имеют различную форму. Основная их часть позволяет говорить о четырех-(КН) или даже пятислойном (КНК) разрезе.

Выявленные искажения, а также сложность геологического строения и отсутствие карты S верхних горизонтов земной коры не позволяют выбрать для интерпретации наименее искаженные кривые. Поэтому на первом этапе для определения параметров сводного разреза Становой области были построены средние кривые ρ_{xy} , ρ_{yx} , ρ_a и Φ (рис. 4). Кривая Φ_a получена пересчетом из ρ_a ; она удовлетворительно сходится с Φ , полученной осреднением всех фазовых кривых, за исключением явно искаженных.

На рис. 4 дана кривая ρ_{np} для Прибайкалья [6], полученная осреднением большого количества кривых, и нормальная кривая ρ_n , соответствующая «холодному» разрезу докембрийских платформ [6, 14].

Средняя кривая для Становой складчатой системы лежит ниже нормальной, но выше «горячей» кривой ρ_{np} . При этом проводящая зона, выделяемая по ρ_a , находится глубже, но имеет

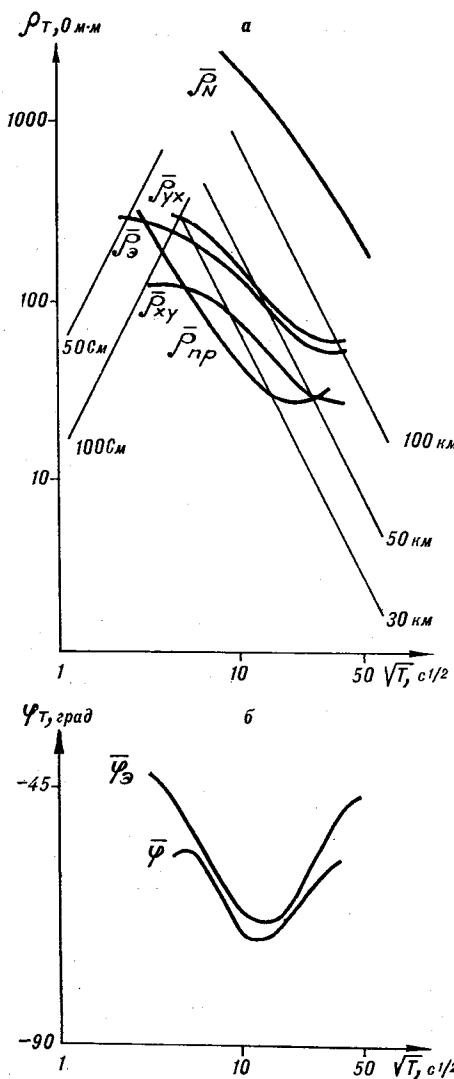


Рис. 4. Средние (а) амплитудные ρ_{xy} , ρ_{yx} , ρ_a и (б) фазовые Φ , Φ_a кривые МТЗ для Становой области. ρ_n — нормальная кривая, ρ_{np} — средняя кривая для Прибайкалья.

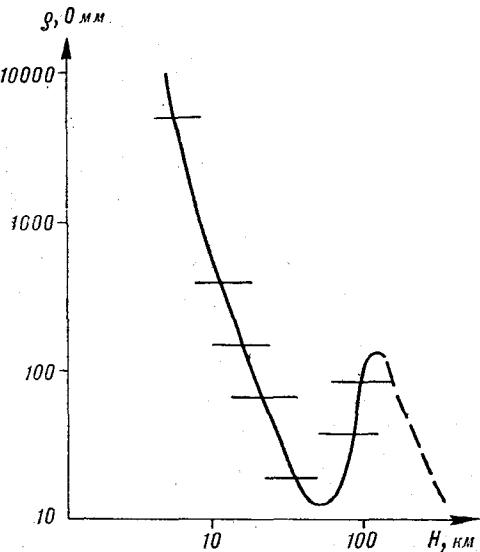


Рис. 5. График изменения сопротивления горных пород с глубиной для Становой области. Штрихами показаны возможные пределы изменения сопротивлений.

проводимость, близкую к проводимости низкогомного слоя в Прибайкалье. Общий же разрез является более «холодным». Глубина до проводящей зоны по ρ , оценивается в 35—45 км,

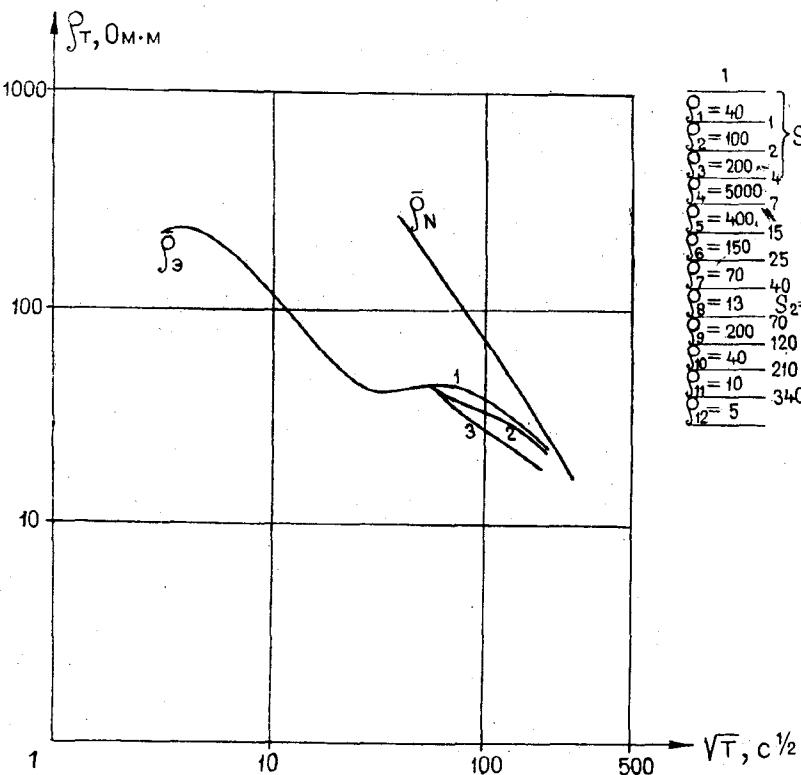
ее проводимость — 2000—4000 См. К сожалению, отсутствие измерений в диапазоне периодов больше 1 ч не позволяет определить параметры астеносферы. По ρ_s возможно существование астеносферы на глубинах более 100—120 км. Самая длинная периодная кривая ρ_s , МТЗ № 68 (диапазон \sqrt{T} 3—65 $s^{1/2}$) свидетельствует об отсутствии резкого уменьшения сопротивления до глубин 150 км. Поэтому на данном этапе вопрос о существовании развитой астеносферы в Становой области остается открытым.

Природа зоны повышенной проводимости неясна. Не исключено, что уменьшение сопротивления связано с процессами дегидратации пород на высоких стадиях метаморфизма [6] или с образованием газовых растворов [13]. Возможен также и электронный механизм проводимости как в виду присутствия электроно-проводящих минералов в древних породах [7], так и за счет электрохимических реакций в земной коре и верхней мантии при 700—800°C [12].

Сравнение средней кривой ρ_s с палеточными [5] дает:

$$\rho_1 \sim 70-80 \text{ } \Omega\text{-m}, \quad h_1 \sim 3-4 \text{ km},$$

$$\rho_2 \sim 2000-3000 \text{ } \Omega\text{-m}, \quad h_2 \sim 30-50 \text{ km}.$$



1	2
$S_1 = 40$	$S_1 = 40$
$S_2 = 100$	$S_2 = 100$
$S_3 = 200$	$S_3 = 200$
$S_4 = 5000$	$S_4 = 5000$
$S_5 = 400$	$S_5 = 400$
$S_6 = 150$	$S_6 = 150$
$S_7 = 70$	$S_7 = 70$
$S_8 = 13$	$S_8 = 13$
$S_9 = 200$	$S_9 = 150$
$S_{10} = 40$	$S_{10} = 10$
$S_{11} = 10$	$S_{11} = 15$
$S_{12} = 5$	$S_{12} = 5$
$S_1 = 45 \text{ CM}$	$S_1 = 45 \text{ CM}$
$S_2 = 2300 \text{ CM}$	$S_2 = 2300 \text{ CM}$
$S_3 = 5000 \text{ CM}$	
	$S_3 = 340$

$$\left. \begin{array}{l} S_1 = 45 \text{ CM} \\ S_2 = 2300 \text{ CM} \\ S_3 = 10000 \text{ CM} \end{array} \right\} \quad \begin{array}{l} 1 \\ 2 \\ 4 \\ 7 \\ 15 \\ 25 \\ 40 \\ 70 \\ 160 \\ 210 \\ 340 \\ 5 \end{array}$$

Рис. 6. Расчет горизонтально-слоистых моделей на ЭВМ для Становой области.

$$\rho_3 \sim 10-20 \text{ Ом} \cdot \text{м}, \quad h_3 \sim 30-40 \text{ км.}$$

$$\rho_4 > \rho_3.$$

Полученные данные использовались в качестве первого приближения при подборе параметров разреза на ЭВМ по программе М. Н. Юдина [15]. При этом для четырехслойного разреза сопротивление второго высокоомного слоя пришлось снизить до 300—400 Ом · м. Как известно [6], сопротивление кристаллических пород вблизи поверхности достигает о 10^3-10^4 Ом · м и быстро падает с глуб. Этот факт был учтен при построении слойных моделей. Они позволяют добиться точного совпадения расчетной и экспериментальной кривых. На рис. 5 приведен график изменения сопротивления горных пород, построенный по многослойным моделям, для Становой складчатой области.

Для выяснения возможности обнаружения астеносферы было рассчитано три модели (рис. 6). Как видно, ρ_t в модели 3 на периоде 10 000 с расходятся с таковыми модели 1 на 30%, что близко к точности построения им-

педансных кривых для таких периодов. Таким образом, в Становой области будет достаточно сложно выделить астеносферу с проводимостью менее 10 000 См по материалам электромагнитных зондирований.

В заключение сделаем выводы о геоэлектрическом строении изучаемой территории.

1. Сводный геоэлектрический разрез Становой складчатой системы до глубин порядка 100 км можно представить в первом приближении четырехслойным типа КН.

2. Глубина до проводящей зоны составляет 35—45 км, ее суммарная продольная проводимость 2000—3000 См. На этих же глубинах по материалам МОВЗ и гравиметрии расположена граница Мохо. С другой стороны, по аналогии с данными по Амгинской антиклизме [2] кровле высокопроводящего слоя может соответствовать резкая граница обмена, выделенная чуть выше границы Мохо [4].

3. Для выделения астеносферы в Становой области необходимы дополнительные длино-периодные исследования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аргутина Т. А. Использование магнитометрических исследований для изучения глубинного геологического разреза вдоль Амуро-Якутской магистрали.—Геол. и геофиз., 1972, № 6.
2. Бердичевский М. Н., Борисова В. П. и др. Аномалия электропроводности земной коры в Якутии.—Изв. АН СССР, Физ. Земли, 1969, № 10.
3. Булин Н. К., Афанасьева Н. А. и др. Глубинный разрез юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления по сейсмологическим данным.—Сов. геол., 1972, № 10.
4. Булин Н. К., Ицкисон М. И. Некоторые особенности металлогенеза областей активизации Алданского щита и Монголо-Охотской складчатой системы и их отражение в глубинном геологическом строении.—В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 11. М.: Наука, 1975.
5. Ваньян Л. Л., Бутковская А. И. Магнитотеллурические зондирования слоистых сред.—М.: Недра, 1980.
6. Ваньян Л. Л., Дебабов А. С., Юдин М. Н. Интерпретация данных магнитотеллурических зондирований неоднородных сред.—М.: Недра, 1984.
7. Жамалетдинов А. А. Электропроводящие образования северо-запада Кольского полуострова и их влияние на результаты глубинных зондирований. Автореф. канд. дис.—Л.: ЛГУ, 1976.
8. Красный Л. И. Геология района Байкало-Амурской магистрали.—М.: Недра, 1980.
9. Морозова Г. М., Манштейн А. К. и др. Глубинное электромагнитное зондирование в зоне трассы БАМ.—Геол. и геофиз., 1982, № 1.
10. Письменный Б. М., Алакшин А. М. Строение земной коры западных частей Алданского щита и Становой складчатой области.—Тихоокеанская геол., 1984, № 5.
11. Пуринг В. В., Дитмар Г. В. и др. Глубинное строение и некоторые особенности геологии и металлогенеза территории восточной части БАМа.—В кн.: Геология, геофизика и полезные ископаемые Байкало-Амурской железнодорожной магистрали. Вып. 1. Л.: ВСЕГЕИ, 1977.
12. Рысс Ю. С. Геоэлектрохимические методы разведки.—Л.: Недра, 1983.
13. Талтыкин Ю. В., Липатов В. Г., Аблесимов Н. Е. Роль надkritических газов в образовании аномалий электропроводности.—Докл. АН СССР, 1983, т. 272, № 4.
14. Файнберг Э. Б. и др. Планетарные исследования глубинной электропроводности.—В кн.: IV Всесоюзная школа-семинар по электромагнитным зондированиям. Тез. докл. Ч. 1. М.: МГУ, 1976.
15. Юдин М. Н., Казанцева Е. В. Программа расчета магнитотеллурического поля в двумерных слоистых средах, содержащих неоднородности (E - и H -поляризация). Библиотека программ для обработки геофизических данных на ЭВМ. Электроразведка. М.: Ротапринт БНИИГеофизики, 1977.

*Ф. Г. Корчагин, Ю. М. Криницын, Ю. Н. Халяпин,
С. А. Чеботов, В. М. Ившин, М. А. Магуськин*

ИССЛЕДОВАНИЕ СОБСТВЕННЫХ КОЛЕБАНИЙ ЗЕМЛИ С ПОМОЩЬЮ ОПТИЧЕСКОГО ДЕФОРМОГРАФА

Приведены результаты измерений горизонтальных деформаций земной поверхности оптическим деформографом. Выделены собственные колебания Земли и ко-

В 1983 г. Институтом тектоники и геофизики совместно с Институтом вулканологии ДВНЦ АН СССР в районе Авачинского вулкана проводились опытные работы по исследованию горизонтальных деформаций земной коры с помощью оптического деформографа.

Оптический деформограф, созданный Хабаровским филиалом ВНИИФТРИ, представляет собой прибор, работающий на принципе интерференции световых волн с фотоэлектрической регистрацией интерференционной картины. Источником светового излучения служит стабилизированный по частоте Не—Не лазер. Информация о смещении отражателя записывается самописцем на бумажную ленту в виде двух синусоид, сдвинутых друг относительно друга на 90° , что позволяет определять знак смещения. Чувствительность прибора равна $\lambda/2$ или $0,315 \text{ мкм}$, база прибора — 50 м . Чувствительность прибора в относительных единицах составляет $6 \cdot 10^{-9}$. Луч лазера распространяется в вакуумном световоде (с вакуумом 10^{-3}), отражателем служит триплель-призма.

На полигоне прибор устанавливался в районе, верхние горизонты которого сложены мощной толщей практически не обводненных пирокластических отложений, существенно снижающей уровень микросейсмических и температурных помех. Излучающая и регистрирующая части прибора монтировались в закрытом помещении (бывший магнитный павильон) на мощном фундаменте (объем более 8 м^3). Отражатель устанавливался на бетонном фундаменте меньшего объема (примерно $1,5 \text{ м}^3$) и закрывался теплоизоляционным коробом.

К непосредственным измерениям приступили через месяц после заливки фундамента отражателя (фундамент под прибор был залит несколько лет назад), т. е. с момента, когда деформации бетона, вызываемые кристаллизацией, стали практически неощущимыми, и проводили с 06.10.1983 по 20.10.1983. Наиболее продолжительная непрерывно дешифрируемая запись получена за период с 07.10.1983 по 08.10.1983. Участок записи за этот период приведен на рисунке. Как видно из рисунка, смещение фундамента отражателя относительно фундамента прибора носит сложный квазипериодический характер.

лебания с периодом более 1 ч. Подтвержден вывод Г. И. Долгих и др. (1983 г.) о существовании постоянного фона собственных колебаний Земли.

Для определения частотного спектра колебаний суммарный график за период с 07.10.1983 по 16 ч 08.10.1983 был подвергнут простому преобразованию Фурье с 10-минутным шагом. На полученном спектре мощности отчетливо выделяются 25 пиков, соответствующих колебаниям от 12 до 219 мин (табл. 1).

При интерпретации полученных результатов выяснилось, что колебания с периодами менее 1 ч с достаточностью хорошей точностью совпадают со значениями соответствующих периодов собственных колебаний Земли (СКЗ). В табл. 1 приведены периоды колебаний, выделенных нами и полученных другими исследователями.

Таблица 1

Периоды выделенных колебаний, мин					
По данным ИТиГ ДВНЦ АН СССР	По данным [6]	По данным [5]	По данным [10, 11]	По данным [4]	Возможная интерпретация
219		214			
186		190,0			
161,8		—			
146,8		—			
134,4		137,0			
130,8		—			
113		—			
97,8		—			
83,4		—		86	
73,2		—		75	
67,3		69,75		65	
60,6		64,33		60	
52,9	53,54	51,81	53,88	53,89	${}_0S_2$
34,0	35,56	31,63	35,55	35,65	${}_0S_3$
26,3	—	28,9	28,43	28,41	${}_0T_3$
25,3	25,43	25,22	25,78	25,76	${}_0S_4$
24,0	24,13	—	—	24,5	${}_1S_3$
23,4	—	22,1	21,75	21,75	${}_0T_4$
20,1	20,59	—	—	20,46	${}_0S_0$
19,8	19,85	20,25	19,84	19,81	${}_0S_5$
17,6	—	18,69	17,93	17,92	${}_0T_5$
16,1	16,08	16,68	16,05	16,04	${}_0S_6$
14,2	14,32	14,46	14,21	14,21	${}_1S_4$
12,3	12,46	—	—	12,17	${}_1S_5$
11,9	11,96	11,98	11,79	11,79	${}_0S_8$

Примечание. ${}_lS_n$ и ${}_lT_n$ — соответственно сфероидальные и крутильные колебания, где n — порядок колебания, l — номер обертона.

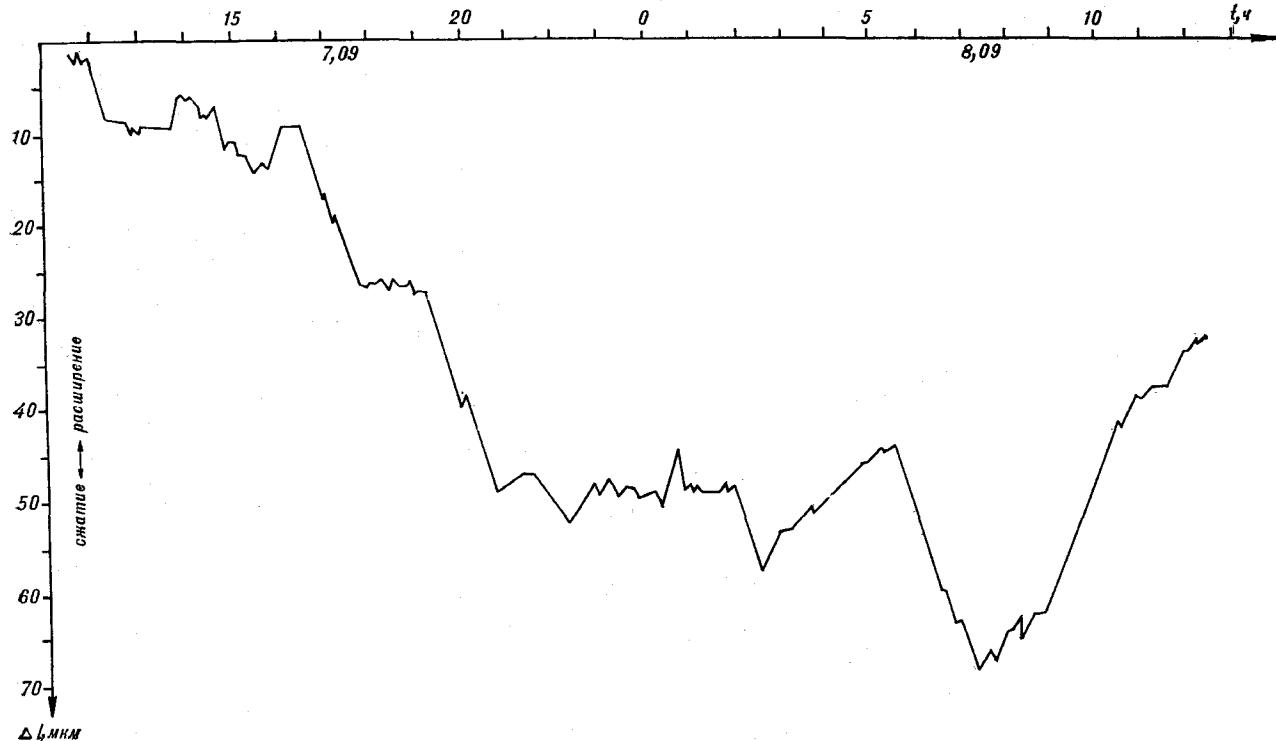


График горизонтальной суммарной деформации земной поверхности, полученной с помощью оптического деформографа за период с 11 ч 07.10.1983 по 13 ч 08.10.1983 г. Величина относительного смещения дана в микронах.

К настоящему времени спектр СКЗ изучен довольно полно, имеются многочисленные данные как по теоретически рассчитанным, так и по наблюденным значениям [4]. Наблюденные периоды СКЗ получены в основном при анализе записей землетрясений с $M \geq 8$, таких как Чилийское (май 1960 г.) или Аляскинское (март 1964 г.). С созданием лазерных деформографов появилась возможность фиксирования СКЗ, возбуждаемых землетрясениями с $M > 6,0$ [3].

Авторы [6] при исследованиях с оптическим деформографом выделили СКЗ в отсутствие сильных землетрясений. Ими было высказано предположение о существовании постоянного фона СКЗ, поддерживаемого относительно слабыми землетрясениями с $M > 5$. Полученные нами результаты подтверждают это предположение, так как по данным Сейсмологического бюллетеня за 1983 г. ОМЭ ИФЗ АН СССР в течение сентября — октября 1983 г. на земном шаре землетрясений с $M \geq 6$ не происходило.

По типу колебаний выделяются семь основных сфероидальных тонов, три сфероидальных обертона и три основных крутильных тона (см. табл. 1).

Особый интерес представляют колебания с периодами более 1 ч. Впервые колебания с периодом 100 мин были выделены [2] на записях Камчатского землетрясения 1952 г. Колебание

с периодом 86 мин было обнаружено на гравиметрических записях Чилийского землетрясения 1960 г. Попытка объяснения этих колебаний привела исследователей к выделению нового типа сфероидальных колебаний — «ядерных колебаний», амплитуда которых существенна только в ядре Земли [1, 9]. Но так как рассчитанная амплитуда данных колебаний составила $\approx 0,1\%$ от регулярных собственных колебаний, авторы сделали вывод о невозможности их регистрации. Тем не менее сведения о выделении колебания с периодами более 1 ч встречаются в литературе. Приведенные в

Таблица 2

Периоды выделенных колебаний, мин					
По данным ИТИГ ДВНЦ АН СССР	По дан- ным [8]	По дан- ным [5]	По дан- ным [7]	По дан- ным [1]	По дан- ным [2, 4, 9]
219		214			
186		190			
162					
147					
134,5	131,6	137			148,7
121			123		
113	109,8				
97,8			98	100,9	100; 98
83,5			83	85,5	86
73,2	77		72	76,5	75
67,3	65,5	69,75			65; 68; 71
60,6	60	64,33	62		

табл. 2 данные показывают, что выделенные нами и другими авторами периоды низкочастотных колебаний хорошо соответствуют друг другу. Наблюданное совпадение позволяет говорить об общей природе выделяемых различными исследователями колебаний. Не исключено, что они относятся к «ядерным колебаниям», хотя это требует проверки.

В заключение кратко сформулируем основные выводы. 1) Проведенные исследования

подтвердили вывод авторов [6] о существовании постоянного фона СКЗ, возбуждаемого землетрясениями с $M \geq 5,0$. 2) Применение оптического деформографа позволяет выделить колебания с периодами более 1 ч. Природа этих колебаний нуждается в анализе. 3) Район Камчатки и прежде всего Авачинский геодинамический полигон благоприятны для исследования СКЗ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Альтерман З., Ярош Х., Пекерис Х. Л. Колебания Земли.— В кн.: Собственные колебания Земли. М.: Мир, 1964.
2. Беньофф Г., Пресс Ф., Смит С. Возбуждение собственных колебаний Земли при землетрясениях.— Там же.
3. Бергер Д. Применение лазерной техники в геодезии и геофизике.— М.: Наука, 1977.
4. Буллен К. Е. Плотность Земли.— М.: Мир, 1978.
5. Васильев О. Б., Ватман В. Г. Собственные колебания Земли по записям сейсмонаклонометров.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 1.
6. Долгих Г. И., Конвиллем У. Х., Павлов А. Н. Наблюдение периодов собственных колебаний Земли лазерным деформометром.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1983, № 2.
7. Линьков Е. М., Петрова Л. И. Опыт регистрации

ИТИГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

8. Олсон Л. Е., Латтон Дж. Х., Юинг М. Наблюдение собственных колебаний Земли с помощью стрейн и маятниковых сейсмографов.— В кн.: Собственные колебания Земли. М.: Мир, 1964.
9. Пекерис Х. М., Альтерман З., Ярош Х. Исследования по земной спектроскопии.— Там же.
10. Dziewonski A. M., Gilbert F. Observations of normal modes from 84 recordings of the Alaskan earthquake of 28 March 1964.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1972, N 27, 1973, N 35.
11. Dziewonski A. M., Gilbert F. Observations of normal modes from 84 recordings of the Alaskan earthquake of 28 March 1964.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., Там же.

Поступила в редакцию
20 августа 1985 г.

УДК 552.14

Н. А. Деревская, А. И. Уткина, Л. П. Иваньшина, Н. В. Куликов

КАТАГЕНЕТИЧЕСКОЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЕ КРЕМНИСТОГО ВЕЩЕСТВА В НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ САХАЛИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Изложены результаты изучения катагенеза кремнистых пород Сахалинской складчатой области в зависимости от глубины погружения и температур преобразования осадков. Установлен двухстадийный характер трансформации кремнистого вещества: первая стадия преобразования опала в кристобалит происходила на

На Сахалине и прилегающем шельфе кайнозойские кремнистые отложения, накапливавшиеся в относительно глубоководных морских условиях, имеют широкое распространение и представлены диатомитами, диатомовыми глинами, опоками, опоковидными глинами, перекристаллизованными опоками и кремнистыми аргиллитами. Эти породы образуют в разрезе монотонные кремнистые горизонты, переслаиваются с аргиллитами, реже с алевролитами и песчаниками.

Диатомиты и диатомовые глины обычно приурочены к верхним частям разреза. На Северном Сахалине они образуют прослои в глинистых и глинисто-алевритовых отложениях ну-

глубинах около 1200—1500 м при температурах около 45—50°C, вторая стадия — преобразование кристобалита в кварц — на глубинах 2000—3000 м при 70—90°C. Изученные породы имеют первичную органогенно-кремнистую природу.

товской (Чайвинская, морская Дагинская площади) и венгерийской (п-ов Шмидта) свит позднемиоценового возраста. В маямрафской свите (поздний миоцен на п-ове Шмидта) они слагают основную часть разреза. В южной части Сахалина эти породы развиты преимущественно в раннемиоценовой маруямской свите, слагая в западных разрезах монотонные толщи, а в восточных — прослои среди песчаников и алевролитов. В Пограничном грабене песчанистые и алевритовые диатомиты присутствуют в разрезе хузинской и уранайской свит среднемиоценового возраста.

Макроскопически диатомиты белые, желтовато-серые, мягкие, тонкопористые с земли-

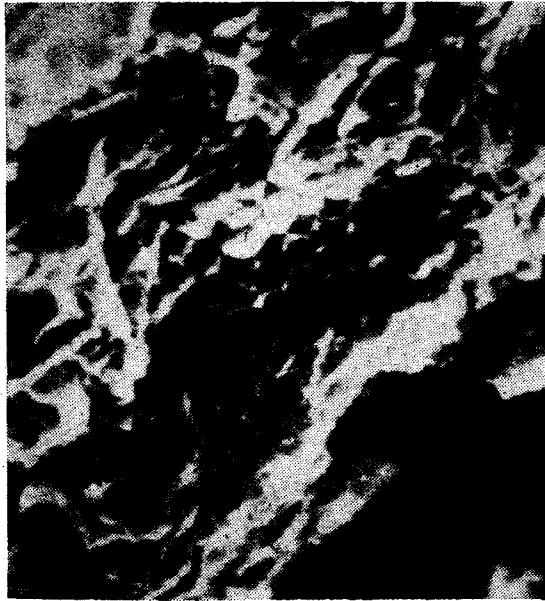


Рис. 1. Разрушенные панцири диатомей, в которых развит пирит, $\times 7000$.

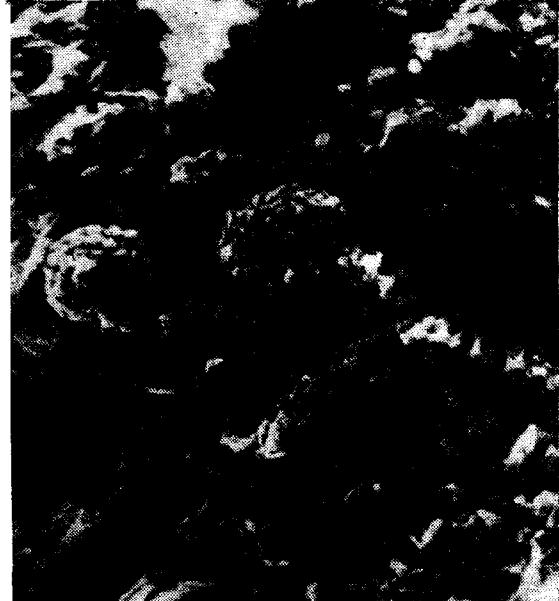


Рис. 2. Фрагменты опаловых панцирей диатомовых водорослей с микроконкремциями пирита, $\times 2200$.

стым изломом. Диатомовые глины пластичные, имеют более темный цвет. Объемный вес в зависимости от количества глинистого материала меняется от 0,3 до 1,8 г/см³. Под микроскопом отчетливо видна органогенная структура пород (рис. 1). Панцири диатомовых водорослей и реже встречающиеся спикулы губок и радиолярий сложены опалом и имеют вид палочек, дисков с перегородками, сеточек с круглой, треугольной и четырехугольной формой отверстий. Видны следы механического разрушения панцирей и спикул и замещение их на отдельных участках пиритом (рис. 2).

Опоки и опоковидные глины на Северном Сахалине изучены в венгерицкой, каскадной (поздний миоцен) и пильской (средний миоцен) свитах. В первых двух они образуют прослои, в последней преобладают. На Южном Сахалине опоки и опоковидные глины почти нацело слагают среднемиоценовую курасийскую свиту. На прилегающем шельфе аналогичные породы развиты в выделенной нами пачке, в виде прослоев встречаются в ранне-среднемиоценовой вулканогенно-флишевой толще (чеховская, невельская, холмская свиты). В Пограничном грабене опоки отмечаются в борской и пиленгской свитах (средний миоцен).

Опоки состоят из однородной скрытокристаллической массы, содержащей примесь терригенного материала. По данным рентгеноструктурного анализа в опоках и опоковидных породах основной формой кремнезема является низкотемпературный кристобалит двух разновидностей, различающихся по структуре: опал КТ (опал-кристобалит тридимитовый) и α -кри-

стобалит. Микроструктура опок глобулярная, и лишь на отдельных участках сохраняется органогенная структура.

Глобулы состоят из сростков кристаллов: «ежиков» или леписфер (рис. 3). Там, где глобулы не рассеяны в глинистой массе и со-прикасаются друг с другом, между ними сохраняется значительное поровое пространство, объем которого зависит от плотности упаковки глобулей. Поры имеют пирамидальную и октаэдрическую форму и размеры до 4 мкм.

На месторождении Окружном (Пограничный грабен) в продуктивных пластиах пиленгской свиты открытая пористость опок составляет 21—28%, проницаемость K_{np} — менее 0,1 мд. Плотность открытых трещин колеблется от 20 до 400 м/м², трещинная проницаемость 3—60 мд, трещинная пористость 0,01—0,09%.

Перекристаллизованные опоки, кремнистые аргиллиты и кремнистые алевролиты на Северном Сахалине и его северо-восточном шельфе в различных соотношениях слагают пиленгскую, даехуриинскую, тумскую свиты раннемиоценового возраста. В виде отдельных пачек подобные образования встречены в отложениях ранне-среднемиоценовой уйнинской свиты.

На Юго-Западном Сахалине и прилегающем шельфе такие породы отмечаются в отложениях аракайской, такарадайской и нижнедуйской свит палеогенового возраста. Здесь они образуют прослои в туфогенных породах (аракайская свита), и в песчано-угленосных отложениях (такарадайская, нижнедуйская свиты).

В перекристаллизованных опоках и кремни-



Рис. 3. Глобулы кристобалита, между которыми сохраняется полое поровое пространство, $\times 1100$.

стых аргиллитах свободный кремнезем представлен кварцем и халцедоном. Кварц и халцедон имеют более совершенную кристаллографическую огранку, чем кристобалит. Последнее способствует высокой плотности упаковки глобулей, вследствие чего полые поры отсутствуют либо малы (до 1 мкм), а открытая пористость не превышает 10%.

В сравнении с опоками перекристаллизованные опоки более трещиноваты, имеют повышенные значения трещинных пористости и проницаемости и являются коллекторами преимущественно трещинного типа. Плотность полых трещин в перекристаллизованных опоках пильенской свиты Окружного месторождения достигает $2000 \text{ м}^2/\text{м}^3$, трещинная проницаемость более 200 мд, трещинная пористость до 2,96%. Полые трещины секут трещины, заполненные кальцитом и темным глинисто-битуминозным веществом. Последние имеют вид своеобразных метелковидных и беспорядочных образований с плотностью почти до $3000 \text{ м}^2/\text{м}^3$.

На п-ове Шмидта в аналогичных породах плотность трещин достигает $542 \text{ м}^2/\text{м}^3$ (в отдельных прослоях до $657 \text{ м}^2/\text{м}^3$), трещинная проницаемость 94 мд, трещинная пористость 0,7%.

На остальной части Северного Сахалина трещиноватость кремнистых пород даехуриинской свиты обычно не превышает $100-200 \text{ м}^2/\text{м}^3$ (Тамлевская, Колендинская, Блокпостовая площадь) и редко достигает $600-700 \text{ м}^2/\text{м}^3$ (Притокская площадь). Сложенена даехуриинская свита здесь аргиллитами, переслаивающимися с кремнистыми аргиллитами и алевролитами. Еще менее трещиноваты кремнистые аргил-

литы дагинской и уйнинской свит (плотность открытых трещин $50-200 \text{ м}^2/\text{м}^3$, проницаемость 6—32 мд).

Наблюдаемые в разных районах Сахалина колебания плотности трещин объясняются различным содержанием в породах свободного кремнезема. Так, в наиболее трещиноватых разностях содержание кремнезема, определенное в шлифах, составляет 80—90% (опоки, перекристаллизованные опоки), а наименее трещиноватых кремнистых аргиллитах — до 10%. Последнее позволяет использовать этот параметр для прогнозирования коллекторских свойств кремнистых отложений и объясняет повышенные значения трещиноватости в перекристаллизованных опоках Окружного месторождения и на п-ове Шмидта по сравнению с другими районами Северного Сахалина, где преимущественно распространены аргиллиты, содержащие меньшее количество кремнезема. Смена типа коллектора — порового в диатомитах и диатомовых глинах, трещинно-порового в опоках и преимущественно трещинного в перекристаллизованных опоках — связана с катагенетическим преобразованием кремнистых пород, сопровождающимся трансформацией минералов кремнезема по схеме: опал — кристобалит — халцедон, кварц. В ходе катагенеза происходит постепенное растворение скелетных форм диатомовых водорослей и переход неустойчивых модификаций кремнезема (опал, кристобалит) в устойчивые (кварц, халцедон). Уменьшается поровое пространство, увеличиваются хрупкость и трещиноватость пород, поровые коллекторы сменяются трещинными.

В. М. Гречин [5] наличие различных форм кремнезема в кремнистых отложениях п-ова Шмидта объяснил приуроченностью к определенным стратиграфическим горизонтам, отмечая при этом, что смена опала кристобалитом наблюдается в нижних частях маямрафской свиты, а превращение кристобалита в кварц происходит в нижних частях пильской свиты. Действительно, в центральных частях синклинальных зон, не испытавших инверсии и устойчиво погружающихся в кайнозое, вертикальная стратиграфическая зональность сохраняется. Здесь к верхним частям разреза приурочены опаловые диатомиты и диатомовые глины, вниз по разрезу они сменяются кристобалитовыми опоками и опоковидными глинами. К основанию разреза приурочены кварц-халцедонсодержащие кремнистые аргиллиты и перекристаллизованные опоки. На периферии синклинальных зон и в других районах со сложной блоковой тектоникой вертикальная зональность нарушается. Так, например, в Полянской скважине, расположенной на п-ове Шмидта, диатомовые глины, кремнистая составляющая в которых представлена опало-

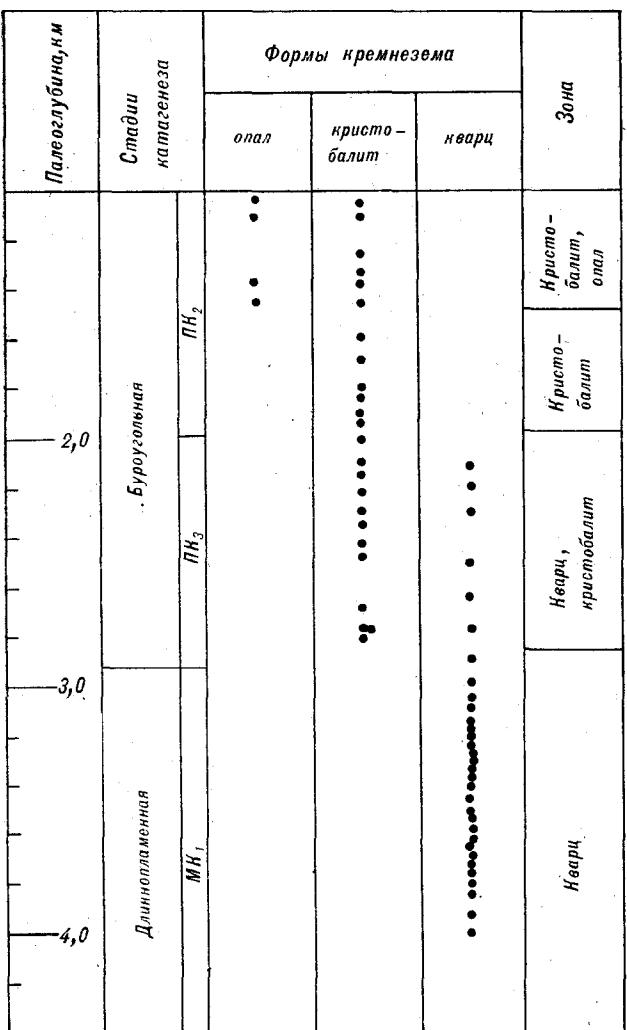


Рис. 4. Изменение кремнистых минералов в зависимости от глубин погружения.

выми панцирями диатомей, отмечаются в каскадной и пильской свитах. На Окружном месторождении породы шиленгской свиты содержат опал, кристобалит и халцедон [6, 8], что объясняется залеганием пород в блоках, испытавших подвижки различных направлений и интенсивности.

На шельфе Юго-Западного Сахалина (Стромаячинская площадь) вскрытый разрез начинается с пачки опок и опоковидных глин. Имеются и другие примеры, когда стратиграфическая приуроченность и современное гипсометрическое положение кремнистых горизонтов не объясняют распределение форм кремнезема в породах. Нами для интервалов разреза, в которых изучались кремнистые породы, были определены палеотермобарические условия, выраженные через глубину максимального погружения и палеотемпературу.

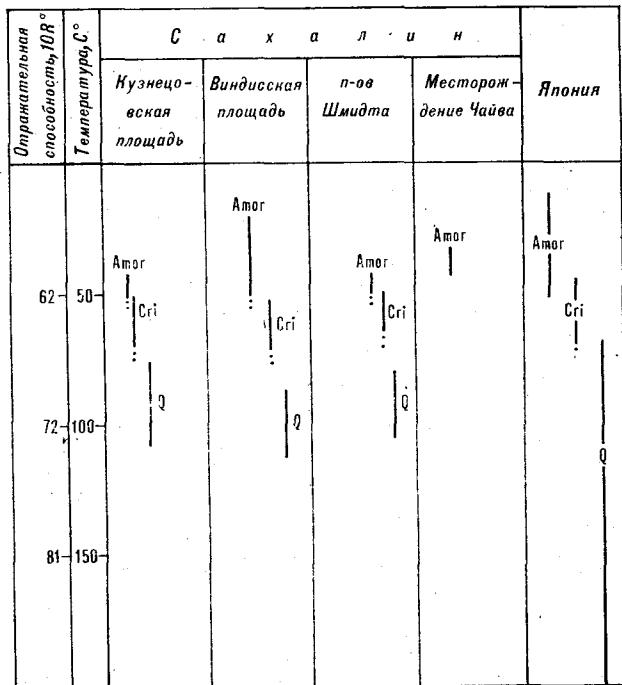


Рис. 5. Температуры трансформации кремнистых минералов. Amor — аморфный кремнезем (опал), Cri — кристобалит, Q — кварц-халцедон.

Первый показатель определялся по типовым кривым изменения физических свойств глинистых пород [7], а палеотемпературы — по отражательной способности витринита [1]. Выявленная зависимость распределения форм кремнезема до глубин погружения и температуры образования представлена на рис. 4, 5 и позволяет наметить несколько зон катагенеза.

На палеоглубинах до 1200 м диатомиты и диатомовые глины, содержащие кремнезем в виде опала, слабо литифицированы. Органическое вещество находится на начальной буроугольной (ПК_1) стадии катагенеза. Отражательная способность витринита изменяется от 0,21 до 0,37 % в иммерсии и от 54 до 64 условных единиц в воздухе, что соответствует палеотемпературам менее 50°C. Плотность глин составляет 1,6—1,8 г/см³.

В интервале палеоглубин 1200—2000 м породы зоны представлены опоками и опоковидными глинами, содержащими кремнезем в виде низкотемпературного кристобалита. Органическое вещество находится на буроугольной (ПК_2) стадии катагенеза. Отражательная способность витринита 0,37—0,47 % в иммерсии, 64—68 усл. ед. в воздухе. Объемная плотность опок 1,43—1,54 г/см³, плотность глинистых пород 1,8—2,3 г/см³. Палеотемпература 50—70°C. Переход опала в кристобалит происходит в интервале палеоглубин 1200—1500 м, причем до глубины 1500 м на отдельных участках крем-

чистое вещество сохраняет органогенную структуру.

В интервалах палеоглубин 2000—3000 м при палеотемпературах 70—90°C происходит постепенный переход кристобалита в кварц. На этом уровне кремнезем может находиться и в форме кварца (халцедона), и в форме кристобалита. Отражательная способность витринита составляет 66—72 усл. ед., что соответствует концу буроугольной — началу длиннопламенной (ПК₃ — ПК₁) стадии катагенеза.

При палеотемпературах более 90°C и палеоглубинах выше 3000 м основной формой кремнезема является халцедон и кварц. Плотность глин здесь более 2,3 г/см³. Отражательная способность витринита возрастает и составляет выше 70—72 усл. ед., что соответствует длиннопламенной (МК₁) стадии катагенеза.

Аналогичная зональность в распределении форм кремнезема отмечена в кайнозойских отложениях Западной Камчатки [3, 4]: сверху вниз по разрезу постепенно исчезают органогенные структуры кремнистых пород, и туфодиатомиты сменяются опоками и перекристаллизованными опоками; неустойчивые опаловые

формы кремнезема замещаются кристобалитом, который преобладает в подзоне ПК₂, а ниже сменяется кварцем.

В Японии для меловых и кайнозойских отложений установлен переход опала в кристобалит при температуре 45°C, кристобалита в кварц — при 69°C [2], что согласуется с полученными результатами по Сахалинской складчатой области (см. рис. 5).

Как известно, одним из важнейших факторов, контролирующих процессы нефтеобразования и нефтегазонакопления, является степень катагенетического преобразования пород. Для терригенных пород шкала катагенеза разработана по ряду показателей: отражательная способность витринита, плотность глин, скорость распространения сейсмических волн и др. Для кремнистых пород эти показатели часто отсутствуют или определение их затруднено, а получаемая выборка недостаточно представительна. В этом случае наблюдение различных форм кремнезема может использоваться как индикатор степени катагенеза и палеотермобарических условий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аммосов И. И., Уткина А. И. Палеотемпература, ли-тификация и нефтегазоносность неогеновых отложений Северного Сахалина.— В кн.: Палеотемпература зон нефтеобразования. М.: Наука, 1975.
2. Аояги К. Использование аутигенных минералов осадочных пород при палеотемпературном анализе.— Сэкию гидзюцу Кекай Си, 1979, т. 44, № 6.
3. Баженова О. К., Бурлин Ю. К., Карпюшина Е. Е. Нефтегазовый потенциал кремнистых образований.— В кн.: Методы оценки нефте- и газоматеринского потенциала седиментов. М.: МГУ, 1979.
4. Баженова О. К., Бурлин Ю. К., Карпюшина Е. Е. Ка-тагенез кайнозойских отложений осадочных бассейнов Востока СССР.— В кн.: Накопление и преобра-зование седиментов. М.: Наука, 1979.
5. Гречин В. И. О методах изучения катагенетического преобразования кремнистых пород (на примере миоценов Камчатки и Сахалина).— Литол. и полезн. ис-копаемые, 1972, № 4.
6. Данченко Р. В., Чочия Г. Л. Типы кремнистых пород нефтегазоносных толщ Сахалина.— Вестн. МГУ. Ге-ол., 1983, № 1.
7. Коблов Э. Г., Иваньшина Л. П., Буценко Р. Л. Из-менение с глубиной коллекторских свойств осадочных образований острова Сахалин и прогнозирование зон распространения коллекторов порового типа.— В кн.: Коллекторы нефти и газа на больших глуби-нах (Тезисы докладов). М., 1975.
8. Юрочкин А. И. Особенности вещественного состава и физических свойств кремнистых и глинисто-кремни-стых пород-коллекторов Окружного месторождения нефти (о. Сахалин).— Геол. нефти и газа, 1981, № 9.

СахалинНИИПИнефтегаз
Оха-на-Сахалине

Поступила в редакцию
5 марта 1984 г.

А. Н. Пересторонин

О ПРИРОДЕ ФЛИШОИДНЫХ И КРЕМНИСТЫХ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ДАЛЬНЕГОРСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ

Рассматриваются особенности строения берриас-валанжинских флишоидных отложений (строение ритмов, внутри- и межпластовые текстуры течения, характер границ между ритмами). Делается попытка объяс-

В Дальнегорском районе Приморья под верхнемеловыми — палеогеновыми толщами Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса залегают сложнодислоцированные образования, в которых была установлена и принята большинством исследователей [1] следующая последовательность толщ (снизу вверх): 1) флишоидная T_{1-2} , 2) кремнисто-карбонатно-терригенная (тетюхинская) T_3 ; 3) кремнисто-терригенная (горбушинская) J_2 ; 4) флишоидная (таухинская) K_{1b-v} .

В последние годы получены палеонтологические данные, позволившие определить возраст 2-й толщи как берриас-валанжин [2, 4]. Находки триасовой фауны оказались приуроченными к глыбам и пластинам известняков, тогда как меловая флора найдена в алевролит-песчаниковом матриксе этой толщи, что дает возможность рассматривать ее как олистостромовую [2]. В кремнисто-терригенной толще обнаружены органические остатки, которые позволили установить непрерывный разрез от среднего триаса до нижнего мела [5]. Нижняя флишоидная толща, подстилающая олистостромовую, вероятно, имеет также берриас-валанжинский возраст [5]. Таким образом, кремнисто-терригенная и подстилающая ее олистостромовая толщи оказались заключенными между берриас-валанжинскими флишоидными толщами.

Нижняя берриас-валанжинская флишоидная толща мощностью 800—1000 м [5] в основной своей части представлена пачками переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов. Эти отложения характеризуются ритмичным строением, повторяющейся в каждом ритме нормальной градационной слоистостью и наличием текстур течения (как внутри ритмов, так и на границах между ними). Перечисленные признаки можно наблюдать в береговых обнажениях р. Рудной в пределах пос. Дальнегорска. Здесь мощность ритмов изменяется от 8 до 50 см, но преобладают ритмы мощностью 10—15 см. В основании каждого полного ритма располагается слой массивного грубо-крупнозернистого песчаника, выше залегает крупно-среднезернистый песчаник с микрослоистой текstu-

рой их природу. Приводятся факты, подтверждающие гравитационную природу аллохтонных кремнисто-терригенных пластин среднетриасового — раннемелового возраста.

рой, который перекрывается косослоистым средне-мелкозернистым песчаником. Последний сменяется микрослоистым алевролитом, постепенно переходящим в массивный аргиллит. Эта последовательность аналогична «последовательности Боума» [3]. Текстуры нижних четырех интервалов ритма относятся к внутрипластовым синседиментационным [3] текстурам течения. Согласно экспериментальным данным, их последовательность может образовываться при отложении осадков из плотностного потока [3] в условиях постепенного уменьшения его скорости. Массивная текстура аргиллитового интервала при этом соответствует, по-видимому, осаждению пелагического глинистого материала, а также глинистых частиц, приносимых потоком. При осаждении наряду с последовательной сменой текстур образуется нормальная градационная слоистость. В рассматриваемых отложениях она наблюдается в каждом ритме и проявляется в постепенном уменьшении размера зерен от грубозернистых песчаных в подошве до глинистых в кровле. Следствием повторения нормальной градационной слоистости в каждом ритме является резкое увеличение размера зерен на границах между ритмами (при переходе от нижележащих к вышележащим).

В неполных ритмах отсутствуют верхние интервалы, которые в разной степени размыты и срезаются неровной подошвой вышележащего ритма. Размыв происходил неравномерно как по латерали, так и на глубину. Это подтверждается наличием в пределах поверхностей напластования (т. е. границ между ритмами) неровных участков, осложненных системой линейных продольных изгибов шириной 5—20, амплитудой 2—12 см (рис. 1). В пределах поверхностей напластования изгибы ориентированы субпараллельно. Можно полагать, что их ориентировка соответствует направлению потока, создавшего эти формы. Наибольшие неровности поверхностей напластования соответствуют наименее полным нижележащим ритмам. Кроме того, на поверхностях напластования наблюдаются различные межпластовые [3] текстуры. Наиболее мелкими из них являются выемки грушевидной формы в

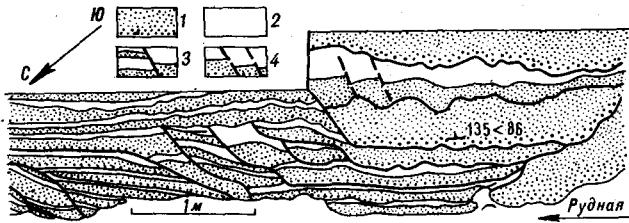


Рис. 1. Продольные линейные изгибы и русла в берриас-валанжинских флишоидных отложениях (поперечное сечение). Правый берег р. Рудной.

1 — песчаниковая, 2 — алевролит-аргиллитовая части ритма; 3 — границы русел; 4 — конседиментационные микросбросы.

кровле ритмов и их слепки в подошве вышележащего ритма. Ширина их составляет 1—3, длина 5—15 см, амплитуда постепенно уменьшается от 1—1,5 см в закругленной части до нуля — в выклинивающейся. На поверхностях напластования эти текстуры распределены неупорядоченно, но сохраняют общую ориентировку. Экспериментальными работами установлено, что выемки, аналогичные наблюдаемым, образуются в результате эрозионного воздействия потока на глинистые осадки, ориентировка выемок соответствует ориентировке потока, а закругленные их части обращены ему навстречу [3]. Более крупными межпластовыми текстурами, наблюдаемыми в обнажениях, являются текстуры размыва и выполнения — это небольшие русла, врезанные в ритмичные отложения и выполненные такими же ритмичными осадками (см. рис. 1). Ширина их составляет 2—3, глубина 0,7—1 м. Ориентировка русел совпадает с ориентировкой грушевидных выемок (их слепков) и систем продольных изгибов. Оси русел на рис. 1 почти перпендикулярны поверхности обнажения и плоскости рисунка. Наличие в подошве каждого ритма межпластовых текстур указывает на то, что размыв происходил перед отложением каждого ритма. Скачкообразное увеличение размера частиц на границах между ритмами, сопровождаемое текстурами течения в нижних интервалах ритмов, свидетельствует о том, что после размыва кровли предыдущего ритма материал последующего ритма был принесен течением. Возможно, размыв предыдущего и образование последующего ритмов осуществлялись одним и тем же течением, скорость которого сначала возрастила до значения, при котором течение способно размывать и переносить отложившиеся осадки, а затем постепенно уменьшалась с осаждением влекомого и переносимого во взвешенном состоянии материала.

Ритмичное строение отложений с повторяющейся в каждом ритме одной и той же последовательностью структур и текстур свидетельствует о том, что их формирование происхо-

дило в результате периодически повторяющегося одного и того же процесса. Это, по-видимому, были глубоководные морские течения, переотлагавшие терригенный материал, приносимый со склона различными гравитационными процессами — от оползней до мутевых потоков. Возможно, эти течения были аналогичны современным глубоководным морским течениям с непостоянными скоростями, обусловленными периодическими изменениями в системе атмосфера — океан.

Установленное [5] строение мезозойского разреза требует объяснения положения кремнисто-терригенной толщи среднетриасового-раннемелового возраста среди берриас-валанжинских флишоидных отложений. Ю. П. Юшмановым [5] высказано предположение о том, что в берриас-валанжинское время кремнисто-терригенные пластины соскальзывали в бассейн осадконакопления со склона поднятия типа геоантклинали. Подтверждением этого является следующее. Верхние юрские горизонты кремнистой части аллохтонных пластин представлены слоистыми кремнистыми породами мощностью первые десятки метров. Слоистость обусловлена чередованием слоев светлосерых полупрозрачных кремнистых пород мощностью 2—5 см и более темных слойков мощностью менее 1 мм. По этим слойкам развиты послойные трещины отрыва. Для слоистых кремнистых пород характерны прослой (6—8 м) со складчатыми дислокациями, затухающими к их кровле и подошве, т. е. кверху и книзу прослой переходит в недеформирован-

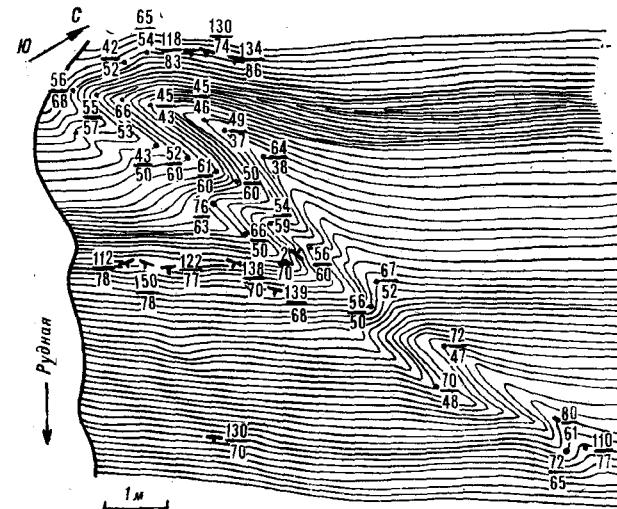


Рис. 2. Складки волочения в слоистых кремнистых породах. Левый берег р. Рудной. Расстояние между линиями не соответствует масштабу.

Точки — замеры ориентировки шарниров складок (в числе — азимут погружения, в знаменателе — угол погружения). Элементы залегания — замеры слоистости (в числе — азимут падения, в знаменателе — угол падения).

ные горизонты (рис. 2). Шарниры складок в деформированных прослоях имеют упорядоченную ориентировку (северо-восточное — восток-северо-восточное простирание) с падением осевых поверхностей на юго-восток — юго-юго-восток. Эти складки расцениваются автором как признак общего движения кремнистой толщи в северо-западном направлении под действием гравитационных сил. Такое движение вызвало скольжение верхних слоев по нижним, которое не было сплошным, а сосредоточивалось в складчатых, вероятно, более пластичных горизонтах, разделенных недеформированными интервалами.

Характерной особенностью разреза аллохтонных пластин является постепенная смена (снизу вверх) глубоководных кремнистых отложений с радиоляриями сначала алевролитовыми, а затем мелководными песчаными с берриас-валанжинской флорой. Эта смена может рассматриваться как результат роста поднятия типа геоантклиналии, который и приводил к процессам оползания.

Породы аллохтонных пластин перекрываются здесь второй, не менее мощной (более 1000 м), также берриас-валанжинской флишоидной толщей [5], в строении которой участвуют аналогичные описанным выше пачки ритмично переслаивающихся терригенных пород. Следовательно, после перемещения пластин в бассейн осадконакопления последний также интенсивно продолжал заполняться терригенным материалом, поставляемым, вероятно, теми же гравитаци-

ционными процессами и в значительной мере переотлагавшимися глубоководными морскими течениями с непостоянными скоростями.

Расположение толщ в разрезе, их мощность и возраст, а также отмеченные особенности их строения позволяют сделать следующие выводы: в берриас-валанжинское время бассейн осадконакопления представлял собой, по-видимому, глубоководный участок морского дна вблизи склона поднятия типа геоантклиналии и интенсивно заполнялся смыдавшимися и сползвшими с него осадками; эти осадки в значительной мере переотлагались глубоководными морскими течениями, возможно, аналогичными современным глубоководным течениям с непостоянными скоростями; рост геоантклинального поднятия, который фиксируется в разрезе аллохтонных пластин сменой глубоководных отложений более мелководными, сопровождался увеличением крутизны склона, что приводило к отрыву и оползанию кремнисто-терригенных пластин; в процессе гравитационного перемещения верхние юрские горизонты кремнистой части пластин находились в пластичном состоянии и образовывали складки волочения. Таким образом, здесь предполагается единство процесса перемещения масс в бассейне осадконакопления, заключающееся в движении аллохтонных пластин с образованием в их подшве олистостромовых отложений и осаждении осадков, формировавших мощные флишоидные толщи на ранних и поздних стадиях этого сложного процесса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология СССР. Т. 32. Приморский край. Ч. 1.— М.: Недра, 1969.
2. Красилов В. А., Парняков В. П. Рудоносная тетюхинская свита — олистостромовый комплекс.— Докл. АН СССР, 1984, т. 277, № 3.
3. Селли Р. К. Введение в седиментологию.— М.: Недра, 1981.

ИТИГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

4. Юшманов Ю. П. К вопросу о тектонических движениях по Нежданкинскому разлому (Приморье).— Тихоокеанская геол., 1985, № 3.
5. Юшманов Ю. П. Конседиментационные тектонические покровы Прибрежной зоны Восточного Сихотэ-Алиня на примере Дальнегорского рудного района.— Тихоокеанская геол., 1986, № 3.

Поступила в редакцию
14 января 1986 г.

А. И. Квасов

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛАТИНОИДОВ, ЗОЛОТА И ЭЛЕМЕНТОВ ГРУППЫ ЖЕЛЕЗА В ПОРОДАХ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ П-ОВА КАМЧАТСКИЙ МЫС (Восточная Камчатка)

Впервые в породах офиолитовой ассоциации п-ова Камчатский Мыс определены содержания Pt, Pd, Ir, Au и Ti, Cr, Ni, Co, Sc, Fe. Платиноиды и золото предварительно концентрировались на сульфиде никеля в процессе тигельной плавки с последующим нейтронно-активационным окончанием. Элементы группы железа

Ранее [1] изучены геологические и геохимические особенности пород офиолитовой ассоциации п-ова Камчатский Мыс. Нейтронно-активационным методом были определены редкоземельные элементы в базальтах, долеритах габбро и перидотитах. В настоящей статье приведены данные по распределению в этих же породах платиноидов, золота и элементов группы железа (ЭГЖ).

Геохимия кларковых концентраций платиноидов и золота изучена достаточно слабо. Для территории Дальнего Востока такие данные не опубликованы. Это связано, по-видимому, с отсутствием общепринятых методик анализа элементов субмальных концентраций и трудоемкостью аналитических работ. В настоящее время в основу методов определения названных элементов положено предварительное концентрирование с последующим физико-химическим анализом. Так, в работе [2] концентрирование платиноидов выполнялось в процессе пробирной плавки с сульфидом никеля с последующей сорбцией на хелатный сорбент и кинетическим количественным окончанием.

В данной работе определение ЭГЖ, платиноидов и золота проводилось в комплексе. Первые определялись инструментальным нейтронно-активационным методом с облучением навесок надтепловыми нейtronами, платиноиды и золото — нейтронно-активационным методом с облучением навесок тепловыми нейтронами после концентрирования элементов в сульфидно-никелевый штейн. Способ подготовки навесок с концентратами платиновых металлов и золота заключается в следующем. Навеска пробы 5 г перемешивается с оксидом никеля, серой и флюсом (бура, карбонат натрия, кремнезем). Плавление подготовленной шихты осуществляется в корундовых тиглях при 1050°C в течение 45—50 мин. Затем тигель извлекается из муфеля, плав выливается в металлическую (стальную) изложницу. После охлаждения изложница отделенный от шлака штейн измельчается и растворяется в 50—60 мл 12M HCl при кипячении до полного растворения осадка. При этом сульфиды

определялись инструментальным вариантом нейтронно-активационного анализа. Проведена статистическая обработка экспериментальных данных. Вычислены парные коэффициенты корреляций, определены факторы и значения факторных нагрузок.

элементов группы железа (в первую очередь никеля) переходят в раствор. Последний фильтруется через бумажный фильтр «синяя лента». Осадок обрабатывается соляной кислотой, промывается тщательно водой и, запаянный в полиэтилен, облучается нейтронами. Палладий определяется через сутки после облучения, а платина, иридий и золото через 5—7 дней. Облучения проб проводились на реакторе типа ВВР-СМ (ИЯФ АН УзССР, Ташкент). Гамма-спектры радиоактивных проб записывались на многоканальный анализатор Nokia LP-4900. Химический выход элементов составляет 80—90%.

Учитывая то, что опубликованных экспериментальных данных по концентрациям элементов группы платины и золота весьма мало, этим элементам в настоящей работе удалено особое внимание. Элементы группы железа приводятся для вычисления корреляционных связей и выяснения группирования между собой, платиноидами и золотом.

Как следует из таблицы, содержание золота изменяется в пределах 1,7—30,1 мг/т, но крайние значения концентраций встречаются редко, преобладают 4—14 мг/т со средними значениями для перидотитов 9,5, для дунитов 9,7, для долеритов 8,8 и для габбро 4,9 мг/т.

Распределение иридия в исследованных породах однородное, хотя наблюдается некоторое уменьшение содержания Ir от перидотитов к дунитам и долеритам (0,7 : 0,34 : 0,18 мг/т).

Платина и палладий накапливаются в дунитах и перидотитах. В долеритах в габбро содержания этих элементов меньше в 2÷3 раза. Значительный разброс палладия (15÷120 мг/т) наблюдается в дунитах.

Соотношения содержаний платиноидов и золота для рассмотренных пород подчиняется зависимости $Pd > Pt > Au > Ir$, что соответствует для хондритов [3] — $Pd \geqslant Pt > Ir$.

В практике геохимических исследований широко используются статистические методы обработки экспериментальных данных. Для выявления взаимосвязей между элементами при-

Содержание элементов в породах п-ова Камчатский Мыс, г/т

Порода	Ti (%)	Cr	Ni	Fe (%)	Sc	Co	Au×10 ⁻³	Ir×10 ⁻³	Pt×10 ⁻³	Pd×10 ⁻³
Перидотиты	0,04—0,31 0,155(11)	707—2545 1645(11)	694—1878 1264(11)	3,85—6,94 5,97(11)	4,1—19,5 9,38(11)	44—115 88(11)	3,2—30,1 9,5(11)	0,37—2,9 0,7(11)	15—64 31(11)	19—70 39(11)
	0,03—0,21 0,085(7)	1152—2967 1682(7)	885—1458 1204(7)	5,9—8,5 7,16(7)	4,2—15,6 9,41(7)	73—122 89(7)	4,1—20,0 9,7(7)	0,33—0,48 0,34(7)	20—68 41(7)	15—120 52(7)
Дуниты	0,67—2,57 1,35(6)	57—331 200(6)	20—95 55(6)	5,4—9,5 7,3(6)	26—45 37(6)	25—44 35(6)	4,8—14 8,8(6)	0,16—0,2 0,18(6)	14—24 19(6)	
	0,29—1,06 0,64(10)	111—614 396(10)	61—210 106(10)	14—63 36(10)	5,3—78 6,4(10)	25—49 38(10)	1,7—12,3 4,9(10)	0,36—1,06 0,68(10)	5—24 12,5(10)	7—20 14(10)

П р и м е ч а н и е. В числителе указаны интервалы концентраций, в знаменателе — средние значения, в скобках — количество анализов. Образцы отобраны совместно с д. ф. Семёновым и А. Ф. Бехтольдом.

меняется, в частности, корреляционный анализ. Однако когда число параметров (исследуемых объектов) превышает пять, интерпретация результатов корреляционного анализа затруднена большим набором статистических характеристик. В этом случае корреляционную матрицу подвергают дальнейшему статистическому анализу — факторному. В результате двойного анализа (корреляционного и факторного) химические элементы по своим геохимическим признакам объединяются в группы (факторы), а каждый элемент в группе несет определенную нагрузку (факторную) для данного фактора.

Проведенная статистическая обработка экспериментальных данных по выявлению линейных коэффициентов парных корреляций (r) и вычислению факторов и факторных нагрузок (f_n) показывает следующие закономерности.

В перидотитах ЭГЖ (Cr, Sc, Co и Fe) ответственны за первый фактор и имеют значения $f_n = 0,58 - 0,9$. Второй фактор представлен Pt и Pd ($f_n = 0,96 - 0,95$). Ti и Ir группируются в третьем ($f_n = 0,67$ и $0,88$), Ni, Fe и Au — в четвертом факторе ($f_n = 0,65 - 0,85$).

Для дунитов первый фактор также представлен ЭГЖ (Sc, Co и Cr) со значениями $f_n = 0,91 - 0,96$, второй — Ir, Au, Ni и Ti. Титан имеет для этого фактора отрицательную факторную нагрузку ($-0,66$). Pt, Fe и Pd от-

ветственны за третий фактор ($f_n = 0,48 - 0,92$).

В долеритах представляет особый интерес третий фактор ввиду выявления новой связи Pt и Ir ($f_n = 0,85; 0,81$). Эту корреляционную связь можно объяснить возможным нахождением в долеритах платинистого иридия.

В габбро первый фактор представлен Cr, Ni и Co ($f_n = 0,84; 0,95$ и $0,71$), второй — Ti и Fe ($f_n = 0,92; 0,89$), третий — Pt и Pd ($f_n = 0,95; 0,79$) и четвертый — Sc, Ir и Au ($f_n = 0,78 - 0,86$ и $0,85$).

Рассмотренный материал по изучению распределения платиноидов, золота и ЭГЖ в перидотитах, дунитах, долеритах и габбро позволяет сделать следующие выводы: 1. Выявляется тенденция накопления платиноидов в дунитах, в меньшей степени — в перидотитах. 2. Средние содержания золота, иридия, платины и палладия в породах базит-гипербазитовой ассоциации п-ова Камчатский Мыс близки к содержаниям тех же элементов в базит-гипербазитовых комплексах Украинского щита [4], ниже содержаний в породах различных ассоциаций Урала и значительно ниже хондриевых содержаний. 3. Отчетливые корреляционные зависимости Pt с Pd в перидотитах, Pt с Ir в долеритах предполагают наличие в составе пород акцессорных минералов (палладиевой платины и платинистого иридия).

ЛИТЕРАТУРА

1. Бехтольд А. Ф., Квасов А. И., Семёнов Д. Ф. Новые данные по геологии и геохимии оphiолитов Восточной Камчатки. — Докл. АН СССР, 1985, т. 281, № 2.
2. Давыдова И. Ю., Кузнецов А. П. и др. Определение металлов платиновой группы в горных породах с использованием комбинированной методики концентрирования. — Ж. аналит. химии, 1979, т. 34, вып. 6.
3. Родионов Д. А., Иванов В. В. Статистические оценки кларков по совокупности наблюдений разной представительности. — Геохимия, 1967, № 1.
4. Фомин А. Б., Латыш И. К. и др. О распределении платины и палладия в базит-гипербазитовых комплексах Украинского щита. — Докл. АН УССР, сер. Б, 1980, № 9.

ИТИГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
25 июня 1985 г.

ХРОНИКА

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА ДНА МОРЕЙ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

8—15 октября 1985 г. в г. Хабаровске Институтом тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР и Междуведомственным геофизическим комитетом АН СССР проведен пятый советско-японский симпозиум. (Первый советско-японский симпозиум состоялся в г. Находке в 1970 г., второй — в г. Токио в 1973 г., третий — в г. Южно-Сахалинске в 1976 г., четвертый — в г. Ниигата в 1981 г.) Тема симпозиума — «Геология и геофизика дна окраинных морей Восточной Азии». В его работе приняли участие 50 человек, в том числе 13 японских ученых: проф. С. Уeda, М. Хошино, Т. Нозава, Х. Аоки, Т. Сики, М. Шимазу, доктора наук Н. Исезаки, Д. Касахара, М. Кимура, К. Немото, Н. Ниитсума, Е. И. Отофудзи, А. Сугияма. Среди советских участников — академик Ю. А. Косыгин, чл.-корр. АН СССР А. Д. Щеглов, доктора наук И. И. Берсенев, Н. А. Богданов, Ю. Я. Ващилов, А. Г. Гайнанов, Г. С. Гнибиденко, В. Г. Моисеенко, И. О. Мурдама, П. М. Сычев, А. Г. Родников и др. Было сделано 35 докладов, в том числе 14 докладов японских ученых.

Основная дискуссия на симпозиуме развернулась между представителями неомобилистской и фиксистской концепций.

С неомобилистских позиций формирование окраинных морей Восточной Азии рассматривал С. Уеда. По его мнению, задуговые бассейны следует разделять на два типа: окраинные моря типа Берингова и Филиппинского, отшнурованные от океана островными дугами, и бассейны, формирование которых генетически связано с островными дугами. Образование последних обусловлено преимущественно процессами расширения и наличием зон спрединга, которые могут быть активными и сопровождаться мантийными диапирами по схеме Д. Карига. Древние и современные зоны спрединга выделяются в Филиппинском и Японском морях, в троге Окинава и других бассейнах. В целом ряде случаев активное влияние на спрединг в тыловых бассейнах оказывает субдукция океанических плит в глубоководных желобах. Интересной, с точки зрения С. Уеды, является идея о связи процессов расширения Южно-Китайского моря под влиянием коллизии Индийского субматерика и Евразийского континента.

В результате задугового спрединга в период от позднего мела до среднего олигоцена сформировалась, по мнению Н. А. Богданова, Командорская котловина Берингова моря. Процесс расширения и становления коры океанического типа в этой впадине сопровождался образованием Олюторско-Ширпинской островной дуги на востоке и Карагинско-Высокинской аккреционной призмы на западе. Н. А. Богданов считает, что локальные зоны спрединга типа командорской были широко распространены в складчатых поясах Северо-Востока Азии в палеозое и мезозое.

По Н. Исезаки, анализировавшему карту аномального магнитного поля Японского моря, раскрытие последнего началось 19 и закончилось 15 млн. лет назад, т. е. этот процесс продолжался в течение 5 млн. лет со скоростью 3,4 см/год. Однако Н. Ниитсума на основании обработки палеомагнитных данных на о. Хонсю приходит к выводу о том, что расширение Японского

моря началось 14 млн. лет назад и сопровождалось открытием всех бассейнов в Японском море и вдоль его побережий, поворотом Юго-Западной Японии на 45° по часовой стрелке и Северо-Восточной Японии на 20° против часовой стрелки, а также крупномасштабным кислым магматизмом вдоль юго-западного побережья Японии.

Проблемы расширения Японского моря и вращательных движений Японских островов на основании анализа палеомагнитных данных рассматривал в своем докладе Е. И. Отофудзи. С его точки зрения раскрытие Японского моря происходило в отрезок времени 21—12 млн. лет назад с пиковым периодом на рубеже 15 млн. лет. Юго-западная часть Японии с начала раскрытия Японского моря повернулась по часовой стрелке на 54° вокруг точки с координатами 129° в. д. и 34° с. ш., северо-восточная часть — против часовой стрелки на 50° вокруг точки с координатами 146° в. д. и 44° с. ш.

По-видимому, можно полагать, что приводимые выше данные о времени раскрытия Японского моря и амплитуде поворота Японии удовлетворительно согласуются друг с другом. Рассматривая проблему раскрытия дна Японского моря, все авторы, во-первых, называют цифру 15 млн. лет, которую, вероятно, и следует считать временем наиболее активных подвижек дна Японского моря и, во-вторых, единодушно полагают, что процессы раскрытия последнего имели место только в определенный промежуток времени, приходящийся на миоцен. Меньшие амплитуды поворота юго-западной и северо-восточной частей Японии, указанные Н. Ниитсумы, по сравнению с цифрами, приводимыми Е. И. Отофудзи, возможно, объясняются тем, что первый из них рассматривает меньший промежуток времени, чем второй.

Вопросы расширения дна Японского моря рассматривал в своем докладе М. Шимазу. На основании анализа особенностей кайнозойского вулканизма он указывает, что в среднем миоцене во внутренней (япономорской) части Японии возникает узкий трог глубиной до 2 км, который знаменовал собой начало расширения дна Японского моря. В позднем миоцене, плиоцене и квартете происходило дальнейшее расширение вплоть до оформления его современных очертаний. Характер подводного вулканизма на горе Мацу банки Ямато с возрастом 4,16 млн. лет свидетельствует о том, что с плиоценом до современной эпохи она погрузилась более чем на 2000 м.

А. Г. Гайнапов и П. А. Строев считают, что наилучшее совпадение расчетных и наблюденных аномалий силы тяжести в районе западно-тихоокеанских глубоководных желобов достигается в том случае, если избыточную плотность погружающейся океанической плиты принять равной $0,02 \text{ г}/\text{см}^3$. Они указывают, что восточная часть Филиппинского моря характеризуется пониженной мощностью литосферы, не превышающей 30 км, повышенной мощностью астеносферы и несколько пониженной ее плотностью.

Д. Касахара и М. Кимура изучали трог Окинава Восточно-Китайского моря. Д. Касахара указывает, что

даже на расстоянии 150 км от пункта взрыва преломленные волны от границы Мохо не были зафиксированы, что свидетельствует о большой мощности земной коры. В вышележащем разрезе выделены волны с различными скоростями 6,8; 6,0 и 4,1 км/с. По наблюдениям с донными сейсмографами установлено, что осевая часть трога Окинава высоко сейсмична. Глубина типоцентров землетрясений не превышает 15 км. На сейсмических записях установлена интенсивная волна, по своим особенностям отвечающая границе твердая фаза — жидкость. Это, наряду с высокими значениями теплового потока, позволяет предполагать наличие в недрах трога Окинава магматических очагов. Вышесказанное характеризует трог Окинава как высокоактивную современную тектоническую структуру. Д. Касахара указывает, что очаги землетрясений зафиксированы также в центральной части (на широте 20°) Марианского трога. Приведенные материалы Д. Касахара рассматривает как свидетельство расширения Марианского трога и трога Окинава. В котловине Ямато Японского моря такие процессы, по его мнению, не происходят.

На основании анализа особенностей аномалий Буге М. Кимура в отличие от Д. Касахара полагает, что мощность земной коры в центральной части трога Окинава понижена. В этой его части он выделяет рифт шириной около 10 км, в осевой части которого расположается постройка типа вулканической горы. Из центральной части рифта подняты кислые андезиты, дациты, пемзы возрастом 1 млн. лет, базальты с высоким содержанием глинозема и возрастом 0,5 млн. лет. По мнению М. Кимуры, эти данные свидетельствуют о том, что трог Окинава представляет собой окраинные моря в начальной стадии континентального рифтообразования. Он указывает, что на восточном склоне котловины Ямато подняты относительно свежие подушечные лавы, вероятно, моложе позднего миоцена, с западного склона — андезитовые лавы с возрастом 13 млн. лет. От южной части Японского моря через центральную часть котловины Ямато до южной части Татарского пролива он прослеживает структуру типа срединного хребта с осевой впадиной шириной на юге 40, в средней части 40—80, на юге Татарского пролива 80—150 км. В котловине Ямато хребет сложен базальтами предположительно постплиоценового возраста. По мнению М. Кимуры, это постплиоценовый рифт, развивающийся с юга на север.

Ссылаясь на Л. П. Зоненшайна, М. Кимура указывает на наличие в Верхоянья системы активных рифтов с действующими щелочно-базальтовыми вулканами. Это позволило ему проследить рифтовую систему от трога Окинава через котловину Ямато Японского моря, Татарский пролив, Верхоянья к рифтовой зоне Северного Ледовитого океана, а оттуда — к Срединно-Атлантическому хребту. К югу от о. Тайвань она соединяется с конвергентной границей (зоной субдукции). Система развивается от трога Окинава через Северный Ледовитый океан к Атлантическому океану, что подтверждается небольшими скоростями спрединга, не превышающими 2 см/год в троге Окинава, до максимальных скоростей на широте Гренландии.

Т. Сики и Я. Мияке выделяют в бассейне Сикоку толеитовые базальты, излившиеся, по их мнению, сразу после прекращения раскрытия бассейна Сикоку. Они предполагают горизонтальную миграцию магматического вещества астеносфера из бассейна Сикоку под Японскую дугу. С преддуговыми бордерлендами связанные изверженные породы и базальты, формирование которых отражает вариации процессов субдукции.

Идеи, совершенно противоположные изложенным, высказал М. Хошино. Время с конца юры он определяет как базальтовую эпоху. С нею связано расширение Земли на 10—20 км, рифтообразование и подъем уровня океана на 5 км. К этому времени относится зарождение рифтов Красного и Северного морей, Восточной

Африки, зал. Бохай в Китае, провинции Парагва, континентальных окраин Индийского и Атлантического океанов. М. Хошино считает, что срединно-океанические хребты заложились на континентальной коре. Самое значительное расширение Земли произошло в антропогене (плиоцене — квартере).

М. Хошино отрицает идею формирования глубоко-водных желобов и котловин, рифтов, межгорных впадин и других депрессий в результате прогибания поверхности твердой оболочки Земли. Названные структуры образуются, по его мнению, в результате расширения Земли и наращивания их бортов за счет излияния базальтовой магмы. Повышение уровня океана способствует заполнению этих депрессий осадками. Он допускает прогибание только за счет выноса из недр вулканического материала и деятельности подземных вод.

Раскол Гондваны и горизонтальная миграция ее осколков (нынешних континентов), по М. Хошино, явление кажущееся. На самом деле, материка находятся там, где они сформировались первоначально, а связь между ними прервалась в результате подъема уровня Мирового океана и затопления континентальных мостов, в прошлые эпохи соединявших ныне разделенные водами Мирового океана материки.

Надо отметить, что взгляды М. Хошино о взаимодействии гипотез расширения Земли, подъема уровня Мирового океана, затопления континентальных мостов, рифтообразования и др. являются оригинальными и довольно плодотворными для объяснения ряда геологических явлений. Особенно это относится к идее затопления континентальных мостов, которая подробно рассматривается с позиций миграции растительного и животного мира в его книге «Морская геология», издающейся в Советском Союзе.

О находках обломков пород континентального типа: биотитовых риолитов, гранодиоритов, гнейсов, гранитов, диоритов, кварцевых порфиритов, тоналитов, аркозовых песчаников, черных сланцев, туфов и их ксенолитов на подводных горах — гайотах Эримо, Такуй-Дайчи, Дайити-Кашима в прияпонской части Тихого океана, плато Амами, хребтах Дайто и Кюсю-Палау в Филиппинском море, островах Яп, Микуро-Джима, Сайпан и др., входящих в состав Западно-Филиппинских островных дуг, рассказал Х. Аоки. По его мнению, породы этого типа составляют фундамент тех геологических структур, к которым приурочены перечисленные подводные объекты и острова. Следует отметить, что о находках пород аналогичного типа в указанных районах, а также в пределах вала Зенкевича (Хоккайдо) и возвышенности Обручева имеются многочисленные публикации советских исследователей (Б. И. Васильев, В. Ф. Остапенко, К. Ф. Сергеев, М. Л. Красный и др.). И. И. Берсенев с коллегами показал, что большинство подводных гор Японского моря сложены, помимо молодых верхне-кайнозойских базальтов, метаморфическими, метаморфизованными осадочными и интрузивными комплексами от архея до мезозоя. О метаморфических породах и гранитах на подводном поднятии Сионо-Мисаки, плато Амами, хр. Дайто упоминал в своем докладе Т. Сики.

О детальных исследованиях горы Дайити-Кашима рассказал К. Немото. С 1976 по 1983 г. здесь было проведено семь экспедиций. Выполнены батиметрические, сейсмические, магнитные исследования, драгирование. Глубина до вершин горы составляет 4000 м, размеры 8 × 20 км, вершина наклонена на юго-запад под углом 3°. На ней обнаружены карбонатные породы с мелководной фауной среднего мела. На второй вершине, расположенной на глубине 5200 м, преобладают турбидитные карбонаты.

Обстоятельный доклад о метаморфических породах складчатого фундамента окраинных морей Восточной Азии сделал Е. П. Леликов. Он указал на наличие гнейсомигматитов архея — раннего протерозоя (2729—

1983 млн. лет) гранулитовой и амфиболитовой фаций на подводных возвышеностях запада Японского моря; позднепротерозойских гранитов и гнейсов и тесно связанных с ними среднеглубинных гранитоидов на возвышенности Ямато Японского моря; среднепалеозойских (355, 270 млн. лет) сланцев, амфиболитов, метабазитов — продуктов зеленосланцевой переработки базальтоидов типа щелочных базальтов океанических островов — на севере этого моря; амфиболитов малоглубинных фаций, гнейсов, сланцев на севере Охотского моря; зональных сланцевых комплексов и разгнейсовых габбро — плагиогранитов мезозоя (157—42 млн. лет) — на хр. Кюсю-Палау Филиппинского моря; позднепалеозойских (290—270 млн. лет) пород глаукофансланцевой фации и слюдистых сланцев в Восточно-Китайском море. Этот набор пород свидетельствует о том, что фундамент Охотского, Японского и северной части Филиппинского морей сложен породами континентального типа.

А. Д. Щеглов с соавторами привел данные драгирования центрального разреза оливинового комплекса эпидот-амфиболитовой фации во впадине Айпод разлома Яп Филиппинского моря, свежих магнезиальных океанических толеитов, излившихся в близповерхностных условиях и содержащих в шлихах минералы гипербазитов, в юго-восточной части Центрального разлома этого моря. Эти структуры, по их мнению, являются типично рифтогенными образованиями, подобными срединно-океаническим рифтам. Во впадине Айпод породы оливинового комплекса перекрыты свежими толеитами юоцен — олигоцена, которые связываются с процессами «океанизации». Экспедицией, о результатах которой рассказывалось в докладе, на северо-западе Центрального разлома открыта подводная возвышенность, представляющая собой субаэральный вулкан, находящийся ныне на глубине 1150—5000 м.

По мнению Р. Г. Кулинича, А. А. Врублевского и В. Ю. Косягина, в строении и формировании Филиппинского моря большую роль играли сквозные разломы различного простирания. Один из таких суперрегиональных разломов прослежен двумя последними докладчиками от Императорских гор через зону сочленения Инзу-Бонинского и Марианского желобов до Центрального Филиппинского разлома.

Интересные проблемы тектонического районирования дна Филиппинского моря по структурно-вещественным признакам подняла Г. Л. Кириллова. В результате корреляции перерывов и несогласий в разрезах ска. рейсов 6, 31, 59, 60 НИС «Гломар Челленджер» вдоль 18° с. ш. и прилегающих островов выделено шесть литолого-стратиграфических комплексов, представляющих собой латеральные ряды из двух — пяти формаций. Обособляются латеральные ряды одновозрастных структур с карбонатами, вулканокластическим и глинистым чехлом. В итоге приводится типизация разновозрастных структур, близких по составу и строению, морфологической выраженности, скоростным параметрам разреза.

Т. Нозава вслед за другими исследователями граниты западной части Тихого океана и прилегающих частей Азии разделяет на два типа: S и J. Первые связаны с осадками и характеризуются высоким содержанием K_2O , Al_2O_3 , Na_2O , CaO , вторые — с мантией и отличаются высоким содержанием мafических материалов и малым — Ni. На западе Тихого океана наиболее распространены мезозойские и кайнозойские граниты типа S. На востоке океана они пользуются меньшим распространением. Граниты типа S более древние, чем J, и связаны с зонами сжатия. Граниты типа J приурочены преимущественно к зонам растяжения.

Общими чертами кайнозойского вулканизма Японии, Северо-Восточного Китая, Востока Кореи, Сихотэ-Алиня, по М. Шимазу, является андезитовый и дацитовый

вулканизм в раннем миоцене и щелочной — от плиоцене и доныне.

Вулканизм раннего — среднего миоцена (20—15 млн. лет назад) характеризует собой эмбриональную стадию развития островных дуг и относится в основном к их внутренним частям. Это преимущественно наземные излияния известково-щелочных пород. Они подвержены гидротермальным изменениям, имеют зеленый цвет и называются «зелеными туфами». Эти породы распространены на Корейском п-ове, на япономорской стороне Сихотэ-Алиня, на внутренней стороне и япономорском шельфе Японии, островах Ота, Садо, на склонах банки Ямато. Их распространение имеет определенное отношение к очертаниям Японского моря и к его происхождению.

В плиоцене изливается большое количество щелочных базальтов. В Китае, Советском Приморье, Японии они образуют несколько поясов, крайним восточным из которых является пояс, приуроченный к внутренней зоне Японии. Х. Куно полагал — замечает М. Шимазу, — что формирование пород такого типа связано с глубокими частями сейсмофокальной зоны. Однако их распространение на востоке Азиатского континента вне проекции этой зоны на дневную поверхность не позволяет принять эту гипотезу полностью. Очевидна лишь приуроченность к глубинным разломам, возможно достигающим мантии.

Ю. Я. Ващилов указывает, что тектонические процессы в позднем мезозое на Северо-Востоке Азии, в том числе в Охотском море, протекали в условиях общего растяжения с формированием глубинных разломов типа раздвигов, грандиозных поясов гранитных массивов с глубиной подошвы до 7 км, базит-гипербазитовых комплексов в районах отсутствия гранитного слоя, Охотско-Чукотского вулканогена и Курило-Камчатской островной дуги.

Особенности теплового потока Тихого океана и строение астеносферы северо-западного сектора Азиатско-Тихоокеанской активной окраины рассматривались в докладе автора настоящей заметки. Тепловой поток в пределах ложа Тихого океана субнормальный. На западе и юго-востоке он образует два пояса повышенных значений. Первый из них совпадает с Азиатско-Тихоокеанской зоной перехода, второй — со срединно-океаническим поднятием. Под астеносферой понимается частично расплавленный слой, располагающийся в мантии. В связи с тем, что электрические, сейсмические и плотностные свойства по-различному реагируют на нахождение зон частичного расплавления, представляется целесообразным выделять геоэлектрическую, склонную, плотностную, а также геотермическую астеносферу. Изучение особенностей поведения последних свидетельствует о том, что строение их существенно отличается друг от друга. На участке оз. Байкал — Тихий океан отчетливо прослежена геоэлектрическая астеносфера. Наиболее высокое положение на глубине 40—80 км ее кровли занимает в пределах Байкальского рифта и Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода, характеризующихся, как известно, активными позднекайнозойскими и современными тектоническими процессами. В промежутке между этими зонами (соппадающим с развитием палеозойских и докембрийских структур Монголо-Охотского складчатого пояса и Становика — Джугджура), в пределах которого не отмечено заметных новейших и современных тектонических подвижек, глубина до кровли геоэлектрической астеносферы увеличивается до 190—200 км.

Интересные данные о строении плотностной астеносферы приведены в докладе М. Л. Красного, В. Ю. Косягина и В. И. Исаева. Глубина до ее кровли на Сахалине по их расчетам составляет 90, на его восточном шельфе 120—130, под Курильской котловиной Охотского моря 65—70, под Курильской дугой 45—50 км.

Несколько особо стоит доклад А. Сугиямы, в котором рассматривались особенности строения погребен-

ных дельт на шельфе залива Исикири на западном побережье острова Хоккайдо. Работы проводились сейсмоакустическим методом с бурением скважин глубиной 200 м вдоль побережья. Возраст изучаемых осадков составляет 40 000 лет, что соответствует юрмской ледниковой эпохе.

Подведем некоторые итоги.

Обычно считается, что фиксистские и неомобилистские представления несовместимы друг с другом. Дискуссия, проведенная на пятом советско-японском симпозиуме, показывает, что это не всегда так.

Главное кредо, на котором настаивают представители первого направления, сводится к утверждению континентальной природы фундамента большинства окраинных морей Восточной Азии. Для Охотского, Японского, Восточно-Китайского и северной части Филиппинского морей этот тезис можно считать доказанным. С этим согласились все участники симпозиума, надо полагать, что не возражают и сторонники мобилистской гипотезы, так как в пределах рассматриваемых морей, по их мнению, рифтогенез имеет континентальный характер. С другой стороны, следует признать весомые доводы Д. Касахары, М. Кимуры и др. о наличии в Марианском троге, троге Окинава, котловине Ямато, Татарском проливе рифтогенных структур, хотя, строго говоря, прямых свидетельств расширения этих акваторий не имеется. Данные же о значительной тектонической активности этих депрессий (высокая сейсмичность, интенсивный тепловой поток, наличие вулканических хребтов, свежих лав и др.) могут интерпретироваться и без привлечения представлений о горизонтальных перемещениях. Вместе с тем нельзя не отметить, что приуроченность названных явлений к осевым частям этих структур свидетельствует в пользу их рифтогенной природы. По-видимому, заслуживают внимания и представления о максимальном проявлении процессов расширения Японского моря в миоцене, так как именно пульсационный характер является одной из наиболее примечательных особенностей большинства геологических процессов. Здесь уместно упомянуть, что существование горизонтальных подвижек и их прерывистый характер показан Ю. М. Пущаровским и его коллегами на примере соседней с Японским морем Сихотэ-Алинской складчатой зоны. Вместе с тем процессы расширения, как полагает М. Шимазу, по-видимому, продолжались после миоцена и существуют в современную эпоху. Расширение сопровождается прогибанием дна моря, о чем придились убедительные свидетельства участниками симпозиума.

Относительно геодинамики Япономорского региона

следует заметить, что трудно представить себе процесс поворота юго-западного и северо-восточного флангов острова Хонсю, хотя материалы для таких предположений имеются. К ним относятся палеомагнитные данные, которые упоминались выше, и весьма корректные материалы о современных движениях земной коры в пределах Японских островов.

Интересной представляется идея М. Кимуры о продолжении рифтовой системы Северного Ледовитого океана через Северо-Восточную Азию к трогу Окинава, хотя она, особенно для Верхоянья и северо-западной части Охотского моря, требует дополнительных подтверждений.

Выше указывалось, что, по данным Х. Аоки, Т. Сики, Е. П. Леликова и др., фундамент Филиппинского моря сложен породами континентального типа, а по материалам А. Д. Щеглова и др.— офиолитовыми комплексами. Это противоречие, видимо, в какой-то мере может быть снято, если обратить внимание на географическую приуроченность тех и других данных: первые характеризуют северную часть моря, вторые — южную. Исходя из этого, в качестве рабочей гипотезы можно принять представление о том, что в фундаменте северной части моря преобладают породы континентального типа, южной — океанического.

Значительные затруднения возникают при согласовании представлений о континентальной природе фундамента прикамчатской, прикурильской и прияпонской частей Тихого океана с гипотезой новообразования его океанической литосферы в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия. Для объяснения этого противоречия с позиций тектоники плит можно выдвинуть два предположения: 1) указанный блок с фундаментом континентального типа представляет собой еще не субдуктированный остаток того материка, на месте которого 150 млн. лет назад зародилась Восточно-Тихоокеанская рифтовая зона; 2) этот континентальный блок является частью микроконтинента, переместившегося вместе с тихоокеанской плитой с юго-востока на северо-запад Тихого океана.

Участники симпозиума поддержали целесообразность введения понятий о геотермической, геоэлектрической, скоростной и плотностной астеносферах при одновременном сохранении за понятием «скоростная астеносфера» уже твердо вошедшего в обиход термина «волновод».

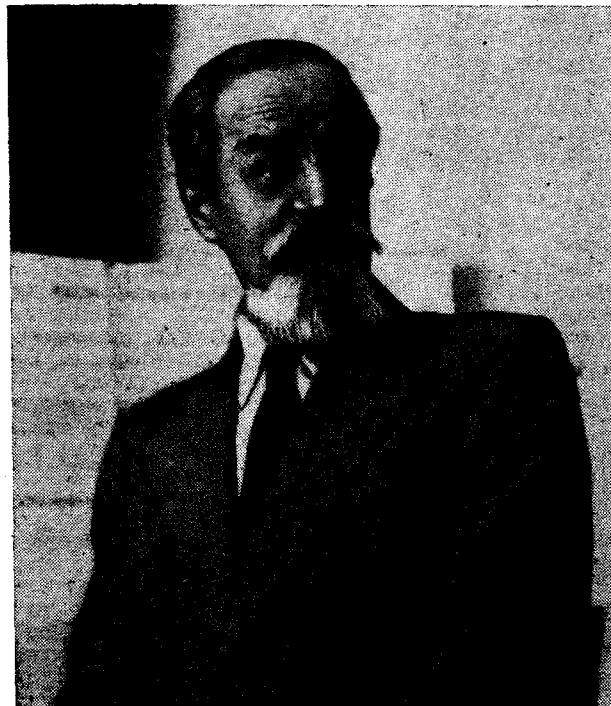
Симпозиум принял решение о подготовке советско-японских монографий с выходом их в свет в 1987—1990 гг.

И. К. Тузов

ИТИГ ДВНЦ АН СССР

ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ

70-летие ИГОРЯ ИППОЛИТОВИЧА БЕРСЕНЕВА



15 сентября 1986 г. исполняется 70 лет со дня рождения и 50 лет научно-производственной деятельности старейшего геолога Дальнего Востока, доктора геолого-минералогических наук Игоря Ипполитовича Берсенева.

Более 40 лет И. И. Берсенев посвятил изучению геологического строения и полезных ископаемых Дальнего Востока, заслужив глубокое уважение и признание в нашей стране и за рубежом. Ему принадлежат более 120 печатных работ, много научных и производственных отчетов. В их числе такие крупные обобщения, как геологическая карта Приморского края, геологическая карта Японского моря, участие в составлении и редактировании XXXII тома «Геология СССР», серия карт государственной геологической съемки м-ба 1 : 200 000 Дальнего Востока.

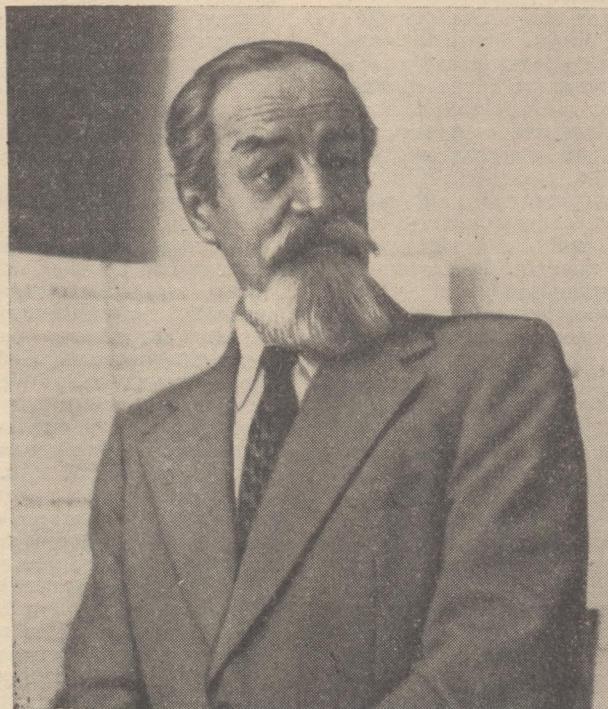
Свою плодотворную деятельность геолога И. И. Берсенев начал в 1935 г. Закончив курсы коллекторов в Алма-Ате, он работал на геологической съемке в Тянь-Шане. В 1936 г.,

как окончивший среднюю школу с отличием, без экзаменов был принят в МГРИ. Будучи студентом И. И. Берсенев совмещает учебу с работой в ГИН, ВИМС, МГРИ, занимаясь геологическими съемкой и поисками в Горном Крыму, Забайкалье, Предэльбрусье, причем уже в студенческие годы становится начальником партии. В 1941 г. И. И. Берсенев окончил МГРИ и сразу ушел в ряды Красной Армии. Молодой геолог прошел дорогами Великой Отечественной войны, командовал отдельным истребительным противотанковым батальоном и завершил войну в звании майора в Маньчжурии осенью 1945 г. Он был неоднократно ранен, за свой ратный труд награжден многими орденами и медалями.

На Дальний Восток Игоря Ипполитовича привели военные дороги. Здесь он и остался после демобилизации в 1946 г., связав с изучением этого региона всю свою дальнейшую жизнь. И. И. Берсенев был направлен в геологическое управление Комитета по делам гео-

ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ

70-летие ИГОРЯ ИППОЛИТОВИЧА БЕРСЕНЕВА



15 сентября 1986 г. исполняется 70 лет со дня рождения и 50 лет научно-производственной деятельности старейшего геолога Дальнего Востока, доктора геолого-минералогических наук Игоря Ипполитовича Берсенева.

Более 40 лет И. И. Берсенев посвятил изучению геологического строения и полезных ископаемых Дальнего Востока, заслужив глубокое уважение и признание в нашей стране и за рубежом. Ему принадлежат более 120 печатных работ, много научных и производственных отчетов. В их числе такие крупные обобщения, как геологическая карта Приморского края, геологическая карта Японского моря, участие в составлении и редактировании XXXII тома «Геология СССР», серия карт государственной геологической съемки м-ба 1 : 200 000 Дальнего Востока.

Свою плодотворную деятельность геолога И. И. Берсенев начал в 1935 г. Закончив курсы коллекторов в Алма-Ате, он работал на геологической съемке в Тянь-Шане. В 1936 г.,

как окончивший среднюю школу с отличием, без экзаменов был принят в МГРИ. Будучи студентом И. И. Берсенев совмещает учебу с работой в ГИН, ВИМС, МГРИ, занимаясь геологическими съемкой и поисками в Горном Крыму, Забайкалье, Предэльбрусье, причем уже в студенческие годы становится начальником партии. В 1941 г. И. И. Берсенев окончил МГРИ и сразу ушел в ряды Красной Армии. Молодой геолог прошел дорогами Великой Отечественной войны, командовал отдельным истребительным противотанковым батальоном и завершил войну в звании майора в Маньчжурии осенью 1945 г. Он был неоднократно ранен, за свой ратный труд награжден многими орденами и медалями.

На Дальний Восток Игоря Ипполитовича привели военные дороги. Здесь он и остался после демобилизации в 1946 г., связав с изучением этого региона всю свою дальнейшую жизнь. И. И. Берсенев был направлен в геологическое управление Комитета по делам гео-

логии при Совете Министров, где работал начальником партии, главным геологом, главным инженером экспедиции, выполняя ответственные задания по целевым геологическим, гидрогеологическим, инженерно-геологическим исследованиям.

В конце 50-х гг. И. И. Берсеневу была поручена ответственная работа главного геолога Приморского геологического управления. Здесь им был внесен значительный вклад в развитие минерально-сырьевой базы Дальнего Востока. Под его руководством и активном участии изучены крупные месторождения: Дальнегорское — борных руд, Вознесенское — флюорита, Восток-2 — вольфрама, Арсеньевское — олова, Николаевское — полиметаллов и другие. Много сил и внимания И. И. Берсенев уделил руководству геологической съемкой на территории Приморского края, что привело к резкому улучшению геологической изученности региона, позволило выяснить основные черты его строения и металлогении. В эти же годы активизируются работы юбиляра в области гидрогеологии и инженерной геологии.

Высокие практические достижения И. И. Берсенева по достоинству отмечены правительственные наградами.

С 1968 г. И. И. Берсенев начинает активную научную деятельность в системе Академии наук, вначале в отделении Института Океанологии им. Ширшова, затем (и по настоящее время) — в Тихоокеанском Океанологическом институте. Имея большой опыт руководства коллективами исследователей, он организовывает проведение детальных морских геолого-геофизических работ в Дальневосточных морях. Им совместно с коллегами разработана методика исследований, успешно опробованная на практике. Большой коллектив учеников и последователей продолжает и в настоящее время его пионерные дела. И. И. Берсенев подготовил и выполнил более 10 рейсов на научно-исследовательских судах, в которых был начальником и научным руководителем. В этих экспедициях получены принципиально-новые данные о геологическом строении, стратиграфии, магматизме и тектонике окраинных морей Тихого океана. Это позволило по-новому решать кардинальные вопросы их происхождения и истории развития, заложить основы для прогнозирования и поисков полезных ископаемых морского дна. Им успешно разви-

вается гипотеза образования окраинных морей с позиции внедрения мантийных диапиров, рифтогенеза и сжатия периферийных зон.

Научные исследования И. И. Берсенева постоянно направлены на решение народнохозяйственных проблем. В частности, при его непосредственном участии найдены и изучены высококачественные фосфориты.

Труды И. И. Берсенева хорошо известны за рубежом. Он участник 21, 22 и 27-й сессий Международного геологического конгресса, XIV Тихоокеанского научного конгресса и других международных совещаний, на которых выступал с докладами.

Большое внимание уделяет И. И. Берсенев подготовке и росту квалификации молодых геологов. Многие годы он ведет курсы в ДВПИ и ДВГУ. Его богатейший опыт, знания стали достоянием сотен студентов. Под его щедрым, но требовательным руководством работали и работают сейчас аспиранты и соискатели, многие из них успешно защитили диссертации. Игорь Ипполитович — член Межведомственного тектонического комитета СССР, многие годы входит в состав специализированных советов по защите докторских и кандидатских диссертаций.

Коммунист с 1942 г., И. И. Берсенев всегда общественно активен, отличаясь принципиальностью, исключительной работоспособностью, честностью и добросовестностью. Он был и остается оптимистом, добрым и отзывчивым человеком, имеет много друзей и коллег. Все они, от всей души поздравляя Игоря Ипполитовича с 70-летием, желают ему крепкого здоровья, бодрости духа, новых творческих деяний на благо Отечества, во имя народа.

Б. А. Акуличев, А. В. Алексеев,
Г. Н. Батурин, Е. И. Бедокуров, Ч. Б. Боруков, Г. М. Власов, А. А. Врублевский,
И. Н. Говоров, В. И. Гончаров, С. С. Зимин,
В. В. Иванов, В. И. Ильин,
Г. Л. Кириллова, Ю. А. Косыгин,
Е. В. Краснов, Н. И. Лаврик, Е. П. Леликов,
Ю. С. Липкин, А. П. Милов,
В. Г. Моисеенко, И. К. Пущин, Е. А. Радкевич,
К. Ф. Сергеев, С. М. Тильман,
И. К. Тузов, В. Н. Шарапов, Н. А. Шило,
Э. Л. Школьник, А. Д. Щеглов,
С. А. Щека.

60-летие АЛЕКСЕЯ ДМИТРИЕВИЧА ЩЕГЛОВА



В декабре 1986 г. исполняется 60 лет со дня рождения и 37 лет научной и научно-организационной деятельности Алексея Дмитриевича Щеглова — члена-корреспондента АН СССР, доктора геолого-минералогических наук, лауреата Государственной премии СССР.

А. Д. Щеглов — крупный ученый в области геологии рудных месторождений и металлогенеза, автор более 300 научных работ. Широко известны книги А. Д. Щеглова «Металлогенезия областей автономной активизации», которая переведена на французский и китайский языки, «Металлогенезия срединных массивов» и «Основы металлогенического анализа», последняя вышла двумя изданиями и переведена на английский и китайский языки.

Труды А. Д. Щеглова создали новое направление в изучении региональных закономерностей размещения рудных месторождений. За цикл монографий по региональной металлогенезии А. Д. Щеглов в 1973 г. удостоен звания лауреата Государственной премии СССР.

Начало трудовой деятельности А. Д. Щеглова связано с г. Ленинградом, где он прошел путь от инженера Ленгипростроя до начальника экспедиции, зам директора и директора ВСЕГЕИ. С 1970 по 1979 г. А. Д. Щеглов находился в должности заместителя министра геологии СССР и возглавлял отдел по организации геологоразведочных работ на твердые полезные ископаемые. В это же время он был редактором Всесоюзного журнала «Разведка и охрана недр».

С 1979 по 1985 г. А. Д. Щеглов работал в ДВНИЦ АН СССР в должности заместителя председателя Президиума и директора Дальневосточного геологического института.

А. Д. Щеглов участник 22, 23, 24, 26, 27-й сессий Международного геологического конгресса. На 26-й сессии МГК в Париже А. Д. Щеглов избран Президентом Международной Ассоциации по генезису рудных месторождений.

А. Д. Щеглов — член ряда межведомственных Научных советов и комиссий, в том числе Научных советов по рудообразованию при ОНЗ АН СССР и СО АН СССР, заместитель главного редактора журнала «Тихоокеанская геология».

За заслуги в области геологии А. Д. Щеглов награжден орденом Октябрьской Революции, двумя орденами «Трудового Красного Знамени», орденом «Знак Почета» и медалями. Геологическая служба Польской Народной Республики наградила т. Щеглова почетной медалью «Короля Богдановича», а горные общества ФРГ — большой серебряной медалью «Святая Барbara».

Исследования А. Д. Щеглова широко известны геологической общественности страны и за рубежом. Характерной чертой его научного творчества является сочетание глубины разработки научных проблем с решением практических вопросов, связанных с оценкой рудных месторождений и рудоносных территорий. Научные труды А. Д. Щеглова и его большая научно-организационная деятельность, всегда направленные на решение важнейших теоретических и практических вопросов, выдвинули его в число ведущих ученых геологов страны — исследователей геологии рудных месторождений.

Редколлегия журнала выражает глубокое сожаление, что Алексей Дмитриевич покинул Дальний Восток.

Редколлегия.



В декабре 1986 г. исполняется 60 лет со дня рождения и 37 лет научной и научно-организационной деятельности Алексея Дмитриевича Щеглова — члена-корреспондента АН СССР, доктора геолого-минералогических наук, лауреата Государственной премии СССР.

А. Д. Щеглов — крупный ученый в области геологии рудных месторождений и металлогенеза, автор более 300 научных работ. Широко известны книги А. Д. Щеглова «Металлогенез областей автономной активизации», которая переведена на французский и китайский языки, «Металлогенез срединных массивов» и «Основы металлогенического анализа», последняя вышла двумя изданиями и переведена на английский и китайский языки.

Труды А. Д. Щеглова создали новое направление в изучении региональных закономерностей размещения рудных месторождений. За цикл монографий по региональной металлогенезии А. Д. Щеглов в 1973 г. удостоен звания лауреата Государственной премии СССР.

Начало трудовой деятельности А. Д. Щеглова связано с г. Ленинградом, где он прошел путь от инженера Ленгипростроя до начальника экспедиции, заместителя директора и директора ВСЕГЕИ. С 1970 по 1979 г. А. Д. Щеглов находился в должности заместителя министра геологии СССР и возглавлял отдел по организации геологоразведочных работ на твердые полезные ископаемые. В это же время он был редактором Всесоюзного журнала «Разведка и охрана недр».

С 1979 по 1985 г. А. Д. Щеглов работал в ДВНИЦ АН СССР в должности заместителя председателя Президиума и директора Дальневосточного геологического института.

А. Д. Щеглов участник 22, 23, 24, 26, 27-й сессий Международного геологического конгресса. На 26-й сессии МГК в Париже А. Д. Щеглов избран Президентом Международной Ассоциации по генезису рудных месторождений.

А. Д. Щеглов — член ряда межведомственных Научных советов и комиссий, в том числе Научных советов по рудообразованию при ОНЗ АН СССР и СО АН СССР, заместитель главного редактора журнала Тихоокеанская геология.

За заслуги в области геологии А. Д. Щеглов награжден орденом Октябрьской Революции, двумя орденами «Трудового Красного Знамени», орденом «Знак Почета» и медалями. Геологическая служба Польской Народной Республики наградила т. Щеглова почетной медалью «Короля Богдановича», а горные общества ФРГ — большой серебряной медалью «Святая Барbara».

Исследования А. Д. Щеглова широко известны геологической общественности страны и за рубежом. Характерной чертой его научного творчества является сочетание глубины разработки научных проблем с решением практических вопросов, связанных с оценкой рудных месторождений и рудоносных территорий. Научные труды А. Д. Щеглова и его большая научно-организационная деятельность, всегда направленные на решение важнейших теоретических и практических вопросов, выдвинули его в число ведущих ученых геологии рудных месторождений.

Редакция журнала выражает глубокое сожаление, что Алексей Дмитриевич покинул Дальний Восток.

Редакция.

Цена 1 р. 80 к. _____

(адрес подписчика)

Индекс 70985