

ISSN 0207-4028

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

1

1995

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор *Н.А. ШИЛО*

Романовский Н.П. (зам. главного редактора), Симаков К.В. (зам. главного редактора), Кириллова Г.Л. (отв. секретарь), Бакулин Ю.И., Васильев Б.И., Власов Г.М., Врублевский А.А., Малышев Ю.Ф., Моисеенко В.Г., Попеко Л.И., Равдоникас О.В., Ревердатто В.В., Сергеев К.Ф., Сидоров А.А., Сухов В.И., Шарапов В.Н., М. Хэлбути (США), А. Аоки (Япония), Чень Гога (КНР)

РЕДАКЦИОННЫЙ СОВЕТ

В. Паттон (США), Д. Грайбек (США), С. Портер (США), Ян Красон (США), М. Сесили (Канада), А. Пантелеев (Канада), Х. Окада (Япония), М. Шимазу (Япония), Т. Нозава (Япония), Лю Гуандин (КНР), Сунь Шу (КНР), Ки-хун Чанг (Корея), Кейс Крук (Австралия), Пан В.П., Троян В.Б., Гагаев В.Н., Бедокуров Е.Н., Ващлов Ю.Я., Буряк В.А., Сычев П.М., Красный М.Л., Некрасов И.Я.

Адрес редакции: 680063 Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65. ИТиГ ДВО РАН. Тел. 21-08-59

Зав. редакцией *Н.А. Лившиц*

Мл. редактор *М.А. Языкова*

Художественный редактор *Л.В. Матвеева*

Технический редактор *Л.П. Минеева*

Оператор электронной верстки *Т.Р. Пантюхина*

Сдано в набор 30.09.94. Подписано к печати 05.01.95. Бумага типографская. Формат 70×108 1/16. Offsetная печать. Усл. печ. л. 13,3. Уч-изд. л. 12,5. Тираж 213 экз. Заказ № 236.

Ордена Трудового Красного Знамени ВО "Наука". Сибирская издательская фирма.
630099 Новосибирск, ул. Советская, 18.

Оригинал-макет изготовлен на настольной издательской системе.
Новосибирская типография № 4 ВО "Наука". 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.

**ТИХООКЕАНСКАЯ
ГЕОЛОГИЯ**

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

ЯНВАРЬ—ФЕВРАЛЬ

№ 1, 1995

СОДЕРЖАНИЕ

Томсон И.Н., Тананаева Г.А. Металлогенетические циклы в областях кайнозойской активизации восточной ветви Тихоокеанского пояса	3
Калягин А.Н., Пушин И.К., Бутенко Т.Ю., Куриленко Л.Н., Можеровский А.В., Баринев Н.Н. Минералого-геохимические особенности железомарганцевой минерализации в юго-западной части Тихого океана	16
Мельников М.Е., Школьник Э.Л., Сенькова Т.В., Попова Т.В., Мечетин А.В. Геологическое строение и полезные ископаемые гайота Батиса (Тихий океан)	23
Захаров Ю.Д., Котляр Г.В., Олейников А.В. Позднелазарские (позднечансинские) беспозвоночные Дальнего Востока и особенности вулканизма рубежа перми и триаса в Западной Циркум-пацифике	40
Синица С.М., Ханчук А.И. Преколлизийные гранитоиды (условия становления ранних плутонов складчатых областей)	50
Эйриш Л.В., Моисеенко В.Г. Региональные закономерности и районирование золотоносности Амурской области	56
Мирзаханов Г.С., Неменман И.С., Бердников Н.В. Рудно-метасоматическая зональность и флюидный режим формирования золотоокварцевого оруденения Худжан-Берелакского междуречья (Северо-Восток России)	62
Изосов Л.А., Маляренко Л.И. Петрохимические особенности девонских формаций Приморья	78
Зимин С.С., Худоложкин В.О. Новое о роли фосфора в магматических расплавах и оценка ресурсов апатитовых руд в габброидных массивах	90
Карсаков Л.П., Роганов Г.В. Сэйимский интрузивный комплекс расслоенных габброидов и его рудоносность (Восточная Сибирь)	99
Ивашов П.В. Закон зоны гипергенеза (уровни организации минерального вещества гипергенных геосистем)	111
Еремин Г.Д. О расположении термочувствительных элементов в измерительном зонде при определении теплового потока (теоретическое обоснование)	119
Исаев В.И., Волкова Н.А. Применение квадратичного программирования для решения обратной задачи геометрии	124

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Коваленко С.В., Сапин В.И., Фатьянов И.И. Канфильдит на одном из золоторудных полей Южного Приморья	135
---	-----

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

Чу Ен Чиль, Пек Ю Сен, Тонван Ги Ун, Ли Вон Гук, Семенов Р.М. Неотектоника Кореи (дискуссия по поводу статьи Ли Дюк Нама)	139
---	-----

НЕКРОЛОГ

Соломон Маркович Тильман (1919—1994)	150
--------------------------------------	-----

GEOLOGY OF THE PACIFIC OCEAN

RUSSIAN SCIENTIFIC JOURNAL

Appears from January 1982

Periodicity 6 issues in a year

JANUARY—FEBRUARY

No 1, 1995

CONTENTS

Thomson I.N., Tananaeva G.A. Metallogenic cycles in the Cenozoic activation areas of the Pacific belt eastern branch	3
Kalyagin A.N., Pushchin I.K., Butenko T. Yu., Kurilenko L.N., Mozherovsky A.V., Barinov N.N. Mineralogo-geochemical specific features of ferromanganesian mineralization in the Pacific Ocean south-western part	16
Melnikov M.E., Shkolnik E.L., Sen'kova T.V., Popova T.V., Mechetin A.V. Geological structure and minerals of the Batisa guyot (the Pacific Ocean)	23
Zakharov Yu. D., Kotlyar G.V., Oleinikov A.V. The Late Dorashamian (Late Chansinian) invertebrates of the Far East and peculiarities of volcanism at a boundary of Permian and Triassic in the Western Circum Pacific	40
Sinitsa S.M., Khanchuk A.I. Pre-collision granitoids (emplacement conditions of early plutons of fold areas)	50
Eirish L.V., Moiseenko V.G. Regional regularities and auriferous zonation in the Amursky region	56
Mirzekhanov G.S., Nemenman I.S., Berdnikov N.V. The ore-metasomatic zonality and the fluid regime of the formation of the gold-quartz mineralization in the Khudzhakh-Berelakhsky interfluvium (North East Russia)	62
Izozov L.A., Malyarenko L.I. Petrochemical peculiarities of the Devonian formations of Primorie	78
Zimin S.S., Khudolozhkin V.O. New data on phosphorus role in magmatic melts and estimation of apatite ore resources in gabbroid massifs	90
Karsakov L.P., Roganov G.V. The Sayimsky intrusive complex of the layered gabbroids and its ore content (Eastern Siberia)	99
Ivashov P.V. The law of the zone of hypergenesis (The levels of the compositional maturity of the mineral matter in the hypergenic geosystems)	111
Eryemin G.D. On the location of thermosensitive elements in a measuring probe by heat determination (theoretical substantiation)	119
Isaev V.I., Volkova N.A. Application of square programming for the solution of the inverse problem in geothermy	124

BRIEF COMMUNICATIONS

Kovalenko S.V., Sapin V.I., Fatyanov I.I. Canfieldite in one of the gold-ore fields in South Primorie	135
---	-----

CRITICS AND DISCUSSIONS

Chu Yen Chil, Piek Yu Syen, Tonwang Gi Wung, Lee Wong Guk, Semenov R.M. Neotectonics of Korea (discussion on Lee Dyuk Nam's paper)	139
--	-----

NECROLOGY

Solomon Markovich Tilman (1919—1994)	150
--	-----

УДК 553.061.6

И.Н. Томсон, Г.А. Тананаева

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ В ОБЛАСТЯХ КАЙНОЗОЙСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ВОСТОЧНОЙ ВЕТВИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

На основании обобщения опубликованных материалов по геохронологии месторождений различных металлов установлено, что в третичном периоде в восточной ветви Тихоокеанского подвижного пояса многократно повторялось образование однотипных месторождений, что позволило выделить ряд металлогенических циклов. В течение последних происходила направленная смена рудных месторождений трёх-четырёх основных типов.

Длительность циклов составляет 5—6 млн лет, перерывов между ними — 2—6 млн лет. Эти циклы следующие: 58—52, 44—37, 35—30, 25—20 (24—17), 17—12, 10—5 (11—7), 5—2 (5—0) млн лет.

Ранние месторождения циклов обычно относятся к порфировому типу — сложные, полиметалльные, штокерковые, приуроченные к штокам порфировых пород. Поздние имеют более простой состав, рудные тела их — жильные, прожилковые, метасоматические.

Цикличность в образовании месторождений сопоставима с этапами развития магматизма и осадконакопления, а циклы разделены поверхностями несогласия, перерывами в осадконакоплении.

Обращаясь к проблеме периодичности рудообразования и ее зависимости от тектонических и магматических ритмов, мы опирались на обширные геохронологические материалы, которые имеются сейчас для восточной ветви Тихоокеанского пояса. Обобщение этих данных для рудоносных вулканических поясов позволило выделить новые закономерности, которые отчетливо определяются в районах длительного развития процессов рудообразования и подтверждаются сравнением результатов по вулканическим поясам Анд и Северо-Американских Кордильер.

Глобальный Тихоокеанский рудный пояс, простирающийся вокруг акватории океана, включает окраины континентов и островные дуги. Высокая тектоническая активность сохранялась в пределах пояса длительное время. Офиолитовые пояса были заложены еще в позднем палеозое и затем возобновлены в триасе, верхней юре и в меловое время. Начиная с последнего стали преобладать условия тектономагматической активизации, в процессе которой были образованы в акваториальной области андезитовые геосинклинали или островодужные вулканические пояса, а также окраинно-континентальные вулканические пояса [7]. Субэвральный вулканизм получил широкое развитие с альбского времени, когда началось воздымание Тихоокеанских окраин [8]. В этот процесс были вовлечены гетерогенные области складчатых систем и кратонов, на которые были наложены вулканические и интрузивно-дайкивые пояса. Тихоокеанский пояс сохраняет сейсмическую и вулканическую активность по настоящее время.

В развитии магматических процессов устанавливаются общие закономерности. Они отражают стадии развития области тектономагматической активизации или, другими словами, орогенеза, который нами рассматривается как самостоятельный эндогенный режим [3, 4]. Это — следствие периодического характера изменений тектонической активности, которые отражены в седиментационных ритмах, магматических циклах, многократном возобновлении рудообразования.

Краткая характеристика вулканоплутонических поясов. Вулканоплутонические пояса окраины континента Северной Америки (Кордильера) наложены на срединные массивы, платформу, разновозрастные складчатые комплексы, что сказывается на их металлогении. Субмеридиональная система разделена поперечными широтными дислокациями на ряд сегментов.

Позднекайнозойские магматические тела и оруденение группируются в секущие пояса северо-восточного простирания типа пояса Колорадо. Период активного рудообразования в западных штатах США охватывал ларамийское и альпийское время и длился более 80 млн лет. Несмотря на многократную повторяемость основных типов оруденения, проявилось также направленное изменение в преобладании определенных его типов на ранних и поздних этапах этого процесса. Так, до рубежа 25—30 млн лет преобладающее развитие получали месторождения меди, свинца, цинка, золота [3]. С 26—23 млн лет большая роль стала принадлежать месторождениям молибдена, олова и благородных металлов.

Третичная орогенция сопровождалась активным вулканизмом и оруденением. Последовательно сменялись различные вулканические формации: известково-щелочная, игнимбритовая, первая, вторая и третья бимодальные. Каждая формация соответствует этапу развития вулканического процесса. Длительность этих этапов составляет от 10—11 до 6 млн лет.

Андийский вулканоплутонический пояс образовался в то же время, что и Северо-Американский, на фоне крупнейшего воздымания, связанного с орогенным периодом. Пояс, протянувшийся на расстоянии около 4500 км, состоит из ряда отдельных структур, объединившихся к плиоцен-четвертичному времени.

В пределах Боливии и Южного Перу указанное воздымание осложнено продольной впадиной Альтиплано, разделяющей его на Западную и Восточную Кордильеры.

В Западной Кордильере, особенно на ее Чили-Аргентинском сегменте, в позднем мелу — палеогене сформировалась огромная масса вулканитов преимущественно андезитового состава (формация Калипуи). Здесь же вдоль побережья локализован огромный андийский батолит палеогенового возраста. На всем протяжении Западной Кордильеры широко распространены мелкие тела и штоки гранитоидов и субвулканических пород, многочисленные месторождения меди ("медный пояс"), а также золота, серебра, свинца, цинка и других металлов.

Восточная Кордильера, примыкающая к Бразильской платформе, носит название "палеозойского блока". Третичный магматизм здесь представлен многочисленными интрузивами гранитоидов и субвулканическими телами кислого состава, реже измененными лавами также кислого состава. Эта территория представляет собой крупнейшую оловорудную провинцию, но содержит также крупные месторождения серебра, вольфрама, цинка, сурьмы, реже — свинца, ртути, урана и др.

Впадина Альтиплано сложена мощной толщей молассовых отложений палеогена — миоцена и вулканитами мио-плиоцена (их возраст — 22—2,9 млн лет). Среди последних преобладают риолиты, риодациты, игнимбриты, широко распространены также штоки пород того же состава, особенно дацитов.

В пределах впадины Альтиплано и на ее продолжении к северо-западу в кислых вулканитах, а также в осадочных породах фундамента (Т—J) широко распространены медно-полиметаллические месторождения, богатые серебром, а в крайней северной и южной частях — содержащие также W, Mo, реже Sn и Au. Большая часть рудных месторождений связана с миоценовыми субвулканическими штоками кислых пород.

Металлогенические циклы. Периодичность процессов рудообразования в пределах Кордильер отмечалась многими исследователями, выделявшими палеозойскую и третичную [9], палеозойскую, палеогеновую и неогеновую минерализации [18]. А.И. Кривцов и др. [2] выделили три основных миниму-

Мезо-кайнозойские металлогенические циклы западной части США

Возрастные интервалы оруденения, млн лет	Типы месторождений	Примеры месторождений	Металлогенические циклы, млн лет
0—0,5	Уран-молибденовые, ртутные, сурьмяные Золотосеребряные Бериллиевые, урановые Золотосеребряные Молибден-порфиновые	Амеди, Бойлинг, Стимбет, Сал Бэнк, Опелайт	10—0,5
0,5—2		Сульфур, Мак Лафлин, Черри Хилл, Паудерривер	
4—6		Сперр Маунтин, Хоннкомб Хилл	
6—10		Боди, Мохавс, Буллфорг, Квац Маунтин, Рамсей, Кочити	
10		Бассейн Чикаго	
12—13	Ртутные, уран-полиметаллические, флюоритовые Золотосеребряные Молибден-порфиновые	Брети, Мерисвейл, Макдермит	17—12
13—16		Комсток, Джарбридж, Эврика, Санисайд, Букхорн, Севен Трои, Сильвертон, Дехамар, Иванхоэ, Манхеттен	
17		Маунт Эммонс	
19—20	Псиломелановые Полиметаллические Золотосеребряные Молибден- и медно-порфиновые	Кэпрок Маунтин, Энимос	23—19
21—23		Тонопа, Пиоч, Ред Хилл, Лейк Сити, Централ Ареа	
22—23		Куэста, Вондер, Голдфилд, Лейк Сити, Ред Маунтин, Нейшеонал Бел, Утэ Хидден	
25—27	Золотосеребряные Полиметаллические Молибден-порфиновые	Куэста, Саммитвиль	30—25
27—28		Криид, Раунд Маунти, Крипл Крик, Пиоч	
29—30		Сан Хуан, Ла Гардия, Лост Лейк, Бичелор	
31	Флюоритовые Золотосеребряные Полиметаллические Молибден- и медно-порфиновые	Кляймэкс, Литл Фэллс	36—32
32—34		Джила	
33—34		Бонанца, Меркур, Стипл Рок	
32—36		Орган-33, Кингстон-33, Эрмоза, Кериллос 34—37	
42	Полиметаллические Золотосеребряные Золотосеребряные Медно-порфиновые	Бингем, Рэд Маунтин, Коппер Каньо	55—42
45—49		Центр. Тинтик, Вост. Тинтик	
53		Рипаблик, Янки Форк, Санбим	
55		Норс Мокассин Месторождения Аризоны	
57,5	Медно-цинковые Золотосеребряные Полиметаллические Урановые Молибден-порфиновые	Бьютт	63—57,5
58—59		Литл Ронк, Хоршоу, Хермал	
60—62		Ледвилл, Юрика	
62		Месторождения Колорадо	
63		Бьютт	
69—71	Вольфрамоносные скарпаны Золоторудные Медно-порфиновые	Браунс Лейк	73—69
71—72		Рочестер, Елбоу, Пайн	
72—73		Месторождения Аризоны	

Геохронология оруденения западной окраины Южной Америки (Западная и Восточная Кордильеры)

Возрастные интервалы оруденения, млн лет	Западная Кордильера Чили, Перу, Колумбии (I)		Восточная Кордильера Боливии и Перу (II)		Металлогенические циклы, млн лет	
	Типы месторождений	Примеры	Типы месторождений	Примеры	I	II
5—4	Золотосеребряные, золотосеребромедные и золотые руды	Арката, Рио Бланка, Лос Бронсес, Чокелимпе				
5—6		Медно-порфиновые				
6—7	Золотосеребряные	Ахойа, Чокелимпе	“Деревянистого“ олова Сурьмяные Сереброполиметаллические	Р-н Эстаньо Мадеоа Колпа, Реванша Сан Кристобаль, Коримпата	10—6	11—8
9—10	Золотомедно-порфиновые	Лос Пеламбрес				
12—13	Золотопорфиновые Меднопорфиновые	Марти, Лобо, Ла Колпа Альдебаран	Урановые, сурьмяные Сульфостаннатов Оловосеребропорфи- ровые Олововольфрам-серебро- ропорфиновые	Парака, Колпа, Чапу Пулакайю Потоси, Чокайя Чоролке, Тасна	17—12	
13—14						
17—16	Молибден-медные (манто)	Эл Индио, Эл Тамбо, Либра				
20—21	Серебротуртунные	Фаральон, Эсперанса	Эпитермальные вольфрам-сурьмяные Сереброоловополиме- таллические Олововольфрам-тур- малиновые	Р-н Чаконе Санта Фе, Колкечака, Марагун, Хапо, Ллалагуа Вилоко, Чикотэ, Ками, Капаколос	25—30	
21—23	Золотосеребросульфидные	Ла Пепа, Ла Колпа, Рефугио				
24—25	Золото(медно)-порфиновые	Касеронес, Санта Сесилия				
30—31	Золото(медно)-порфиновые Золотомедно-порфиновые Медно-порфиновые	Ла Эскондида	Олововольфрамовые	Кумуранья, Чальвари	35—30	
33—34		Эль Абра	Вольфрамо-оловоруд- ные	Серо Югро		
35—34		Чукикамата, Ла Эскондида				

37	Золотосеребросульфидные Медно-золотомолибден-порфи- риновые	Эль Уэско Потрерильос	Серебряно-свинцовые	44—37	44—40
39—38					
40—39	Медно-молибденовые (манто)	Эль Сальвадор	Медно-полиметалли- ческие		
40—41					
44—42	Медно-полиметаллические	Сентинелла, Атапака			
52	Медно-молибден-серебро- порфиновые	Куахоне			
56	Медно-молибден-порфиновые	Кельяеко		60—52	
58—59	Медно-турмалин-порфиновые	Токепала			
60—61	Медно-порфиновые	Льюта			
61	Серебозолотомедные	Лос Байас, Фарид, Эль Гуанако		65—61	
64—65	Медно-молибден-порфиновые (с турмалином)	Сьера Горда			

ма образования медно-порфи-
ровых месторождений в кайнозойе —
75—50, 35—28, 10—5 млн лет.

Для выяснения последова-
тельности образования рудных
месторождений на западной ок-
раине обеих Америк нами были
систематизированы опублико-
ванные материалы по их геохроно-
логии [3, 5, 8, 10—12, 14—16, 18]
(табл. 1—3). Эти данные пока-
зали, что процесс рудообразова-
ния в третичное время был пре-
рывистым: выделяются короткие
интервалы времени, в течение ко-
торых происходило образование
месторождений, и разделяющие
их безрудные паузы. Длитель-
ность первых — 3—11, чаще 5,
вторых — 2—10 млн лет. В неоген
рудные и безрудные интервалы
были несколько короче, чем в па-
леогене.

Отмечается многократное по-
вторение наиболее распространен-
ных типов оруденения (рудных
формаций), таких как медно-мо-
либденовые, золотосеребряные,
полиметаллические и другие. Бла-
годаря этой повторяемости есть ос-
нование говорить о существовании
металлогенических циклов (см.
табл. 1—3). В Кордильере США
выделяются следующие металло-
генические циклы: 73—69, 63—
57, 55—42, 36—25, 23—19, 17—
12, 10—0 млн лет (см. табл. 1). В
Андийском поясе: 65—52 (60—
52), 43—40 (44—38), 35—30,
25—20 (26—19), 17—12, 10—5,
3—1,5 (3—0) млн лет. Повсемест-
но и широко проявились циклы:
25—20, 17—12 и 10—5 (10—0)
млн лет (см. табл. 2, 3).

Относительно редкие циклы
длительностью 8—12 млн лет мы
называли продленными. Они отли-
чаются двукратным образованием
основных рудных формаций. Ни-
же они будут описаны подробнее.

Последовательность рудооб-
разования в течение металлогени-
ческих циклов. Металлогени-
ческие циклы включают от 2 до 4,
редко 5 типов месторождений, по-
следовательно сменяющих друг
друга во времени. Нередко они
сближены и пространственно.

Геохронология оруденения западной окраины Южной Америки (Альтиплано и Высокие Анды)

Возрастные интервалы, млн лет	Альтиплано (Перу и Боливия)		Высокие Анды Перу		Металлогенические циклы, млн лет
	Типы месторождений	Примеры месторождений	Типы месторождений	Примеры месторождений	
0,5—1,5 2—3	Ртутные Сурьмяные	Колпа Реванша	Золотосеребряные	Атунсулья, р-н Калера	3—1,5
5—6 8—9 9—10	Золотосеребряные Серебросвинцовые Серебромедно-порфиновые, сереброполиметаллические Серебромедно-порфиновые	Павико, Кокачара Тодос Сантос, Компюерта Лаурани, р-н Сан Кристобаль	Серебряные Медно-молибден-полиметаллические (Вольфрам)молибден-порфи- ровые	Уачакколпа, Ярикоча Морокоча Раура Магистрил, Компача, Пасто Бхена, Антимина	10—5
11—12 12—13 14—15 16—17	Серебросвинцовые Сереброполиметаллические Золотосеребромедно-порфи- ровые Сереброоловопорфиновые	Тиванаки, Какиавири Титири, Тарикойа, р-н Кимса Чита Ла Хойа, Кори Кольо Оруро, Мирикири, Чукинья	Сереброполиметаллические Серебромедно-полиметалли- ческие Медно-серебропорфиновые Полиметаллические	Чунгар Уалгайок Серо де Паско Оркопампа	17—12
20—21 22—23 24—25	Золотосеребряные Серебро(марганец)полиметал- лические Железомедно-скарновые	Район Маньясо Санта Барбара, Мадригал, Капакабана Лимон Верде	Полиметаллические Золотосеребряные Серебромарганец-полиметал- лические	Р-н Сукро Миллоачаки Учукчакуа, пояс Тикла Кайан	25—20 (27—20)
30—32 32—33 35—34		Нет	Медно-полиметаллические Медно-сереброполиметалли- ческие Медно-скарновые	Милпо, Атакоча Чолкобамба, Мариак Тинтайа	35—30

Большая часть циклов начинается с образования месторождений порфиривого типа (медно-молибден-олово- или золотопорфириновые). Это многократно описанные в литературе месторождения большого объема прожилково-вкрапленных руд, обладающие рядом характерных особенностей, наиболее детально изученных на примере медно(молибден)-порфириновых месторождений. В числе этих особенностей: приуроченность оруденения к зоне эндоэконтакта штоков порфириновых пород среднего или умеренно кислого состава, которые в большинстве случаев представляют собой поздние внедрения многофазных массивов гранитоидов; наличие эксплозивных брекчий, часто нескольких генераций; магматические тела и эксплозивные брекчии нередко бывают внутри- и послерудными; зональное размещение минерализации и метасоматитов относительно порфириновых штоков; многоминеральность и полиметалльность руд. Помимо основных металлов — Cu, Sn, Ag, Mo — в рудах присутствуют Au, Zn, Pb, Sb, Bi, As, W, Se, Te, Re, Ge, Ga и т.д. Многие из этих примесей добываются попутно.

В последние годы месторождения порфиривого типа выделены в качестве порфириновых систем [1, 2, 6, 19, 20]. А.А. Сидоров и И.Н. Томсон назвали подобные месторождения “базовыми рудными формациями”.

Более поздние месторождения металлогенических циклов (“сопутствующие”) проявляют зависимость от минерального состава базовых, являясь как бы их дифференциатами: главный металл базовой формации (Cu, Mo или Sn) в поздних становится второстепенным, иногда исчезая в конечных проявлениях циклов, но при этом в них резко возрастают содержания некоторых второстепенных металлов, которые уже и определяют тип месторождения. В медном поясе это прежде всего месторождения золота и серебра различных формаций (кварцевой, эпитепмальной сульфидной и т.д.), реже — полиметаллические. Сопутствующие месторождения представляют собой жильные, реже вкрапленные тела, тела замещения.

Полиметаллические и золотосеребряные месторождения приходят на смену молибден-порфириновым месторождениям запада США. В оловорудном поясе Анд оловопорфириновые, олововольфрам-порфириновые и единичные висмут-оловпорфириновые месторождения сменяются в пределах циклов олово-полиметаллическими и оловоцинковыми, в которых главными минералами олова являются сульфостаннаты, сереброполиметаллическими с большим количеством карбонатов, эпитепмальными вольфрам-сурьмяными, а также мелкими проявлениями колломорфного касситерита, урана, ргути, барита.

В полиметаллических поясах Боливии, Перу, США типичные порфириновые месторождения не отмечаются, но местами широко распространены близкие к ним сереброполиметаллические месторождения с примесью в рудах Sn, W, Mo, Au, Ag, приуроченные к штокам дацитов (Кордильера Бланка на северо-западе Перу и др.).

На территории Альтиплано месторождения начала циклов 30—25, 19—15 и 8,5—5 млн лет — серебромедные, а более поздние — сереброполиметаллические и серебряные. Как и в других частях рассматриваемой территории, наиболее поздние месторождения — урановые, деревянистого олова, баритовые, алунитовые.

Все изложенное показывает, что главная особенность эволюции рудообразования в пределах металлогенических циклов заключается в смене сложных полиметалльных месторождений начала циклов на менее сложные золотосеребряные и серебро(олово)полиметаллические, а также и целую серию месторождений и рудопроявлений “упрощенного” состава, главным металлом которых могут быть как второстепенные металлы базовых, порфириновых месторождений, так и элементы-примеси последних. Таковыми являются, например, проявление селена Пакахака в Боливии, руды которого сложены селенидом никеля и содержат примесь платиноидов; проявления гринокита; появление минералов германия в месторождениях сульфостаннатов.

Следует отметить еще одну важную особенность эволюции рудообразования в пределах металлогенических циклов: от наиболее ранних месторож-

дений (обычно порфирирового типа) к поздним и конечным нередко меняется минеральная форма выделения металлов. Так, халькопирит, являющийся главным минералом меди в медно-порфирировых месторождениях, в более поздних золотосульфидных и полиметаллических сменяется энаргитом, борнитом, блеклыми рудами.

В базовых месторождениях оловорудного пояса (олововольфрам-порфирировых) олово сосредоточено в основном в касситерите, а в более поздних — оловополиметаллических — в сульфостаннатах. Вольфрамит базовых месторождений сменяется гюбнеритом или ферберитом в эпитермальных вольфрам-сурьмяных месторождениях конца циклов.

Пирротин, обильный минерал почти во всех базовых месторождениях, в более поздних месторождениях тех же циклов сменяется пиритом, а иногда — сидеритом. Количество последнего может составлять до 40 % объема полиметаллических рудных тел. Местами в поздних месторождениях циклов обилён гематит, ассоциирующий с самородным серебром, алунитом, каолинитом (Сан Кристобаль в Боливии и другие).

Число подобных примеров можно многократно увеличить, но и приведенных достаточно для того, чтобы сделать вывод о том, что формирование оруденения в пределах металлогенических циклов происходило на фоне падения температуры, изменения окислительно-восстановительного потенциала, кислотности рудообразующих флюидов и т.д.

В заключение характеристики третичной металлогении рассматриваемого региона отметим, что в третичных, в основном домиоценовых игнимбритах и молассоидах Боливии и Чили местами распространены стратиформные вкрапленные медные руды. Главные минералы в них — самородная медь, халькозин, отмечаются самородное серебро, галенит, сфалерит, домейкит, пирит, халькопирит, тенорит, куприт. Встречается небольшое количество углеродистого вещества.

Метасоматические изменения вмещающих пород в металлогенических циклах. На всех рассматриваемых месторождениях породы, вмещающие оруденение, интенсивно изменены метасоматическими процессами. В пределах металлогенических циклов характер этих изменений существенно различен в их начале и конце. Так, на медно- и молибден-порфирировых месторождениях наиболее ранние метасоматиты, сопровождающие медно-молибденовую минерализацию, — высокотемпературные, щелочные — калишпат-биотитовые. Присутствующие на многих месторождениях тела турмалиновых брекчий — дорудные; иногда внутрирудные образования, в которых цемент и обломки замещены железистым турмалином. Турмалиновые брекчии иногда обогащены W и Au.

Более поздние минеральные ассоциации медно-молибден-порфирировых месторождений — полиметаллическая и карбонатная, сопровождаются серицит-карбонат-кварцевыми метасоматитами и аргиллизацией.

Золотосеребряные и полиметаллические месторождения, приходящие на смену порфирировым, также сопровождаются серицит-карбонат-кварцевыми метасоматитами, местами они сильно окварцованы вблизи жил.

Аргиллизация и алунитизация присутствуют на всех месторождениях, но лишь в конце циклов они имеют самостоятельное значение, сопровождая серебряное, ртутное, мышьяковое, урановое оруденение. Вместе с тем встречаются золотосеребряные поздние месторождения, руды которых сопровождаются адуляр-кварцевыми метасоматитами, — Атунсулья в Перу, Чокелимпе в Чили и др. [12].

На всех месторождениях вдали от рудных тел наблюдается ореол интенсивной пропицитизации.

На олововольфрам-порфирировых месторождениях Боливии и Перу как плутонического, так и вулканического типов наиболее ранним метасоматическим процессом является турмалинизация (Тасна, Чоролке, Ллалагуа, Вилоко и др.). Местами отмечается незначительная предшествующая оруденению грейзенизация гранитоидов (Колкири). На некоторых вольфрамных

месторождениях наблюдается интенсивная калишпатизация, связанная с образованием шеелит-кварцевых жил (юго-восток Перу).

В целом месторождения олова и вольфрама начала циклов сопровождаются относительно щелочными метасоматитами.

Поздняя минерализация на этих же месторождениях (кварц-сульфидные жилы) сопровождается серицитизацией и аргиллизацией пород. Эти же процессы интенсивно проявились на месторождениях сульфостаннатов, где турманизация пород не отмечается.

Кислотные метасоматиты (аргиллизация, алунификация, окварцевание) широко проявлены в полях кислот вулканитов, особенно на территории Альтиплано, где они сопровождаются вкрапленным оруденением серебра, свинца и цинка, золотосеребряное, серебромарганцевое (с родохрозитом), золото-сурьмяное, ртутное, урановое.

Исследователи Андийского пояса подчеркивают интенсивную пропи-литизацию (развитие эпидота, хлорита, серицита, карбонатов по полевым шпатам и темноцветным минералам) по периферии месторождений.

Таким образом, метасоматические преобразования вмещающих пород в металлогенических циклах происходят на фоне снижения температуры и увеличения кислотности рудообразующих флюидов.

Некоторые особенности "продленных" циклов. Кратко остановимся на характеристике отмеченных выше "продленных" циклов, длительность которых превышает 8—10 млн лет. Главная их особенность заключается в том, что в них сменяют друг друга во времени аналогичные месторождения. Так, в Южном Перу в интервале 52—60 млн лет на относительно небольшой площади известно четыре разновозрастных медно-порфирировых месторождения (см. табл. 2): Серо Верде (60—61 млн лет), Токепала (57,1 млн лет), Кельявеко (56 млн лет) и Куахоне (52—51 млн лет). Самое крупное из них — Токепала, самое мелкое и бедное — Серо Верде. Наиболее типичное медно-порфирировое месторождение Токепала: оно ассоциирует с многофазным массивом гранитоидов, телами турмалиновых брекчий, сопровождается калишпат-биотитовыми метасоматитами. Самое позднее — Куахоне, меньшее по запасам, богаче молибденом и серебром, сопровождается серицитизацией пород и, по-видимому, является наиболее близповерхностным.

На этом примере можно видеть, что эволюция рудного вещества в рамках одного металлогенического цикла не была столь кардинальной, чтобы образовать "сопутствующие" формации.

В противовес этому многие "продленные" циклы включают как базовые, так и сопутствующие формации, которые повторяются дважды в течение цикла. Иначе говоря, "продленные" циклы состоят из двух сближенных коротких циклов, не разделенных "паузой". Например, в цикле 44—37 млн лет в Чили оба разновозрастных медно-порфирировых месторождения — Сьера Горде и Лохос Байос, сменяются малосульфидным золотосеребряным месторождением (см. табл. 2). Все четыре месторождения сосредоточены в пределах одного рудного узла.

Точно так же цикл 36—25 млн лет на западе США включает медно-молибден-порфирировые месторождения двух возрастов: 29—30 и 32—36 млн лет. Дважды повторяются в этом цикле и золотосеребряные и полиметаллические месторождения (см. табл. 1).

Все изложенное показывает, что главные особенности рудообразования в пределах металлогенических циклов заключаются в следующем:

1. Металлы, комплекс которых входит в состав сложных порфирировых ("базовых") месторождений, образующихся в начале циклов, в последующих процессах разведываются, давая ряд самостоятельных месторождений, в последних концентрируются 1—3 главных металла. Основные из них — золотосеребряные, полиметаллические с различным количеством серебра, оловополиметаллические в оловорудном поясе, медно-полиметаллические в медном поясе.

Самостоятельные проявления дают и некоторые металлы, содержащиеся в "базовых" в виде элементов-примесей в руде (Se, Te, Co, Ni, Sb, Hg, As, Cd, Ge).

Большая дифференцированность минерального состава месторождений характерна для конечных интервалов циклов, когда образуются монометалльные и биметалльные месторождения: колломорфного каситерита (с кварцем и адуляром), колломорфного молибдена (иордизита), ртути, вольфрама и сурьмы и т.д.

2. Эволюция рудообразования в пределах отдельных металлогенических циклов сопровождается изменением минеральной формы ряда металлов, что свидетельствует об изменении физико-химических условий рудообразования от начала циклов к их концу за счет падения температуры и изменения других физико-химических параметров.

3. Последовательные рудные формации, образующие металлогенический цикл, связаны единством процесса эволюции рудного вещества при достаточно определенной длительности этого процесса в 5 млн лет (для краткого цикла) и наиболее часто повторяющейся длительности паузы между циклами в 2 млн лет.

Соотнесение эволюции магматизма и рудообразования в пределах металлогенических циклов. Проведенные сопоставления показывают, что за время формирования отдельных металлогенических циклов происходит образование одной вулканической формации, завершающейся образованием малых плутонических и субвулканических штоков. При этом ранние месторождения циклов нередко ассоциируют с плутоническими (в случае медно-порфириновых месторождений — многофазными) интрузивными телами, более поздние — с субвулканическими штоками, дайками. Так, в цикле 17—12 млн лет в Южной Бразилии ранние месторождения сложного состава (W, Bi, Sn, Ag и другие) Тасна и Чоролке ассоциируют с малыми плутоническими телами микрогранодиоритов, более поздние (Потоси и другие), богатые серебром, ассоциируют с субвулканическими телами. Самые поздние месторождения циклов — эпитегрмальные, ассоциируют с взрывными брекчиями или амагматичны.

В Андийском поясе изменение химического состава магматических пород в пределах циклов чаще антидромное. Встречаются и более сложные случаи. Например, медно-порфириновые месторождения ассоциируют с поздними относительно кислыми телами многофазных интрузивов, но следующие за ними близкие по возрасту золотопорфириновые приурочены к штокам диоритов и кварцевых диоритов. При этом они бедны медью, обогащены магнетитом, минеральный состав их относительно прост, а масштабы оруденения небольшие.

Многочисленные серебромедные, сереброполиметаллические месторождения ассоциируют со штоками дацитов, реже — риолитов.

Магматические породы, ассоциирующие с медно-порфириновыми месторождениями, отличаются высокой калиевой щелочностью. Такие же породы оловорудных месторождений Восточной Кордильеры — как плутонические, так и субвулканические — умеренно кислые. Однако, местами в них наблюдаются крупные метасоматические вкрапленники калишпата размером от 1 до 11 см, и такие породы содержат до 8,5 % K_2O .

Широкое развитие эксплозий, взрывных брекчий нескольких генераций, нередко перемежающихся с рудными жилами, является общей особенностью развития магматизма, ассоциирующегося с оруденением в третичное время. Это свидетельствует о высокой газонасыщенности рудоносных магм.

Тектонические условия формирования металлогенических циклов. Анализ тектонических и литолого-стратиграфических условий формирования оруденения третичного периода показал, что отдельные формации и группы вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, соответствующие металлогеническим циклам, разделены поверхностями несогласия, перерывами в осадконакоплении, периодами складкообразования.

Несмотря на то, что на огромной территории Андийского пояса отдельные тектонические фазы часто не совпадают полностью, удается подметить, что главные периоды складчатости соответствуют промежуткам между металлогеническими циклами. Так, на территории Северного Альтиплано главная складчатость имеет возраст 30 млн лет (Кечуа), более слабо проявлены — 11 (Кечуа 2), 8,7 (Кечуа 3) и 3,5—2 (Кечуа 4) млн лет [11, 13, 16, 18, 21 и др.].

Поверхности размыва, несогласия разграничивают как этапы магматической деятельности, так и металлогенические циклы. С последними была сопряжена также активизация рифтогенеза.

Эволюция рудообразования в пределах металлогенических циклов. Все изложенное показывает, что условия образования месторождений направленно изменялись от начала к концу металлогенических циклов. Рассмотрим их несколько подробнее. Так, по данным ряда исследователей [2, 3, 6, 20 и др.], руды медно-порфировых и медно-молибден-порфировых месторождений, являющихся базовыми для медного пояса Перу—Чили—Аргентины, формировались из сильно восстановительных щелочных флюидов. В пользу этого, по данным перечисленных авторов, свидетельствуют: наличие минералов закисного железа, примесь ряда самородных металлов, прожилки и вкрапления битумоидов в рудах, высокие содержания в газово-жидких включениях метана, этана, водорода, азота, окиси углерода, сероводорода (часто наряду с хлоридами и сульфатами натрия), щелочные изменения вмещающих пород (калишпатизация, биотитизация) и др.

Приуроченность месторождений к глубинным разломам, наличие в рудах и минералах элементов фемических магм (Cr, Ti, Co, Ni, V и др.), разнообразие магматических пород, наличие углеводородов, а в ряде случаев и значительный вертикальный размах оруденения указывают на глубинный, мантийный источник руд [6]. Причиной рудоотложения названные авторы считают прежде всего понижение окислительно-восстановительного потенциала флюидов и температуры.

Более поздние месторождения циклов медного пояса сопровождаются серицит-пирит-кварцевыми метасоматитами, пропилитами, аргиллизацией, т.е. уменьшением восстановленности и щелочности, а также температуры флюидов. Об этом же свидетельствует состав газово-жидких включений, в которых появляется вода.

Базовые рудные формации Восточной Кордильеры относятся к касситерит-силикатно-сульфидной и касситерит-сульфидной формациям [4]. Многие из них крупные и уникальные по запасам. Хотя они существенно отличаются от медно-молибден-порфировых по вещественному составу и геологическим условиям формирования, тем не менее ряд признаков свидетельствует об их формировании также из восстановленных и щелочных флюидов, насыщенных газами: руды их богаты минералами закисного железа (пирротин, турмалин, реже хлорит), содержат самородные металлы. В рудах месторождения Потоси установлены твердые битумоиды (элатерит), газово-жидкие включения обогащены углеводородами, водородом, азотом наряду с хлоридами Na и CO_2 . Изменения вмещающих пород здесь менее щелочные (турмалинизация, пропилитизация, серицит-пирит-карбонат-хлоритовые метасоматиты).

Некоторые признаки указывают и на глубинный, мантийный источник рудообразующих флюидов. Это — наличие в рудах элементов фемических магм: редкие земли в апатите, монаците и ксенотиме, распространенных в ассоциации с касситеритом (Ллалагуа), германий в канфильдите, а также Ga, Co, Ni, Se, Cr, V, Te в виде примесей в других минералах оловосеребряных и оловополиметаллических месторождений и в виде собственных минералов (Co, Ni, Se), примесь платиноидов, значительное количество летучих элементов в рудах — P, B, F [17], наличие взрывных и взрывных брекчий.

В пользу этого вывода свидетельствуют также и особенности геотектонической позиции территории оловорудного пояса: приуроченность к уча-

стку земной коры, отличающемся громадной контрастностью вертикальных движений, очень большим временным отрывом оруденения от консолидации складчатых структур, что говорит о высокой глубинной проницаемости земной коры.

Сопутствующие (базовым) месторождения металлогенических циклов Восточной Боливии — оловосеребряные, оловополиметаллические, сереброполиметаллические — не содержат турмалина. Они образуются из менее восстановительных и щелочных растворов и сопровождаются более кислотными преобразованиями пород.

Температура флюидов к концу циклов заметно снижается, благодаря чему образуются месторождения колломорфных руд (касситерита, молибденита), усиливается аргиллизация, возрастает количество алунита, карбонатов, появляются проявления барита, флюорита.

Заключение. Систематизация данных о возрасте разнообразного кайнозойского оруденения в восточной ветви Тихоокеанского пояса позволила сделать следующие выводы.

1. Периодическая повторяемость основных типов оруденения дает основания выделить ряд металлогенических циклов.

2. Выделяются два типа металлогенических циклов по их длительности — краткие (4—6 млн лет) и продленные (до 10—11 млн лет), причем преобладают краткие циклы. Продленные циклы являются как бы сдвоенными: в них дважды повторяются основные типы оруденения. Перерывы между циклами составляют 2—6, редко до 10 млн лет.

3. Металлогенические циклы начинаются с образования крупных месторождений порфирирового типа (базовых), которые сменяются золотосеребряными, сереброполиметаллическими, оловополиметаллическими, затем сурьмяными, ртутными, урановыми и т.д.

Во всех “послепорфирировых” месторождениях происходит уменьшение роли металла, являющегося ведущим в “базовых”, вплоть до полного его исчезновения в конечных месторождениях цикла.

4. Главная минералого-геохимическая особенность металлогенических циклов состоит в последовательной смене базовых сложных многометалльных месторождений целой серией месторождений более простого состава, вплоть до одно-двухметалльных в конце циклов. Характерно, что самостоятельные, хотя и небольшие проявления могут образовывать и некоторые элементы-примеси руд базовых месторождений.

5. Предрудный метасоматоз на месторождениях начала циклов (каллишпатовые, биотитовые, турмалиновые, углеродистые метасоматиты) свидетельствует о восстановленном щелочном характере рудообразующих флюидов. Рудообразование в пределах металлогенических циклов происходило на фоне падения щелочности и температуры, о чем свидетельствует широкое развитие в более поздних месторождениях циклов серицит-хлорит-кварцевых и серицит-пирит-кварцевых окоlorудных метасоматитов. Кислотность рудообразующих флюидов возрастает в самом конце цикла, когда широкое распространение получают процессы окоlorудной аргиллизации.

6. Металлогенические циклы в большинстве случаев совпадают с этапами образования магматических формаций. Близкие типы оруденения могут развиваться синхронно с различными по составу вулканогенными формациями.

7. Начало вулканических и металлогенических циклов обычно совпадает во времени с формированием перерывов в осадконакоплении и поверхностей несогласия, что позволяет говорить о единых рубежах эндогенных событий, которые сопровождалась к тому же формированием углеродистых слоев.

8. В целом процесс рудообразования в восточной ветви Тихоокеанского пояса на протяжении всего третичного периода был ритмичным прерывисто-непрерывным.

Работа выполнена при финансовой поддержке Государственной программы “Глобальные изменения природной среды и климата”.

1. Власов Г.М., Мишин Л.Ф. Геотектоническая теория и магматогенно-рудные системы. — М.: Наука, 1992.
2. Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С. Медно-порфировые месторождения мира. — М.: Недра, 1986.
3. Рудные месторождения США. Т. 1, 2 / Под ред. Дж. Риджа. — М.: Мир, 1972.
4. Тананаева Г.А. Рудно-формационные признаки при выяснении источников олова // Источники вещества и условия локализации оловорудных месторождений. — М.: Недра, 1984. — С. 72—93.
5. Тернер Ф. Сравнительная характеристика главных рудных месторождений Центральной Боливии // Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 2. — М.: Мир, 1964. — С. 197—303.
6. Флюидный режим Земли и проблемы крупномасштабного рудообразования / В.С. Кузубный, А.Л. Павлов, В.А. Макаров и др. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1991.
7. Шеглов А.Д. Металлогения областей автономной активизации. — М.: Недра, 1968.
8. Элстон В.Е. Постларамийская металлогения юго-западной части Нью Мехико, США // Металлогения и рудные месторождения. Т. 12. — М.: Наука, 1984. — С. 124—136.
9. Ahlfeld F. Metallogenic epochs and provinces of Bolivia // *Mineralien deposita*. — 1967. — V. 2, N 4. — P. 291—311.
10. Clark A.H., Palma V.P., Archibald D.A., Farrar E. Occurences and age of tin mineralization of Cordillera Oriental, South Peru // *Econ. geol.* — 1983. — V. 78, № 3. — P. 514—520.
11. Cobbing E.J., Pitcher W.S., Wilson J.J. et al. The geology of the Western Cordillera of northern Peru // *Overseas mem.* — 1981. — N 5. — P. 1—143.
12. Davidson C.J., Mpodiz C. Regional geologic setting of epithermal Gold Deposits, Chile // *Econ. geolog.* — 1991. — V. 86, N 6. — P. 1174—1186.
13. De Silva S.L. Altiplano-Puna Volcanic complex of Central Andes // *Geology*. — 1989. — V. 17, N 12. — P. 1102—1106.
14. Evernden J.R., Kris S., Cherronic C. K-Ar ages of some Bolivian rocks // *Econ. geol.* — 1977. — V. 72, N 6. — P. — 1042—1061.
15. Farrar E., Yamamura K., Clark A.H. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of magmatism and tungsten-polymetallic mineralization, Palca 11, Choquene district, South Peru // *Ibid.* — 1990. — V. 85, N 7. — P. 1669—1676.
16. *Geology and mineral resources of the Altiplano and Cordillera Occidental, Bolivia* // *U.S. Geol. Surv.* — 1992. — Bull. 1975. — P. 362.
17. Gordon S.G. The mineralogy of the tin-mines of Cerro de Llalagua, Bolivia // *Proc. of the Acad. of Nat. Sci. of Philadelphia*. — 1944. — V. XCVI. — P. 3—40.
18. McKee E.H., Noble D.C. Miocene Volcanism and deformation in the western Cordillera and high plateaus of south-central Peru // *Geol. Soc. Amer.* — 1982. — Bull. 93, N 8. — P. 657—662.
19. Redwood S.D., Macinture R.M. R-Ar Dating of Miocene magmatism and related epithermal mineralization of Northern Bolivia // *Econ. geol.* — 1984. — V. 84, N 3. — P. 618—630.
20. Sillitoe R.H. The tops and bottoms of copper deposits // *Ibid.* — 1973. — V. 68, N 6. — P. 799—815.
21. Sillitoe R.H., Halls C., Grant Y.N. Porphyry tin deposits in Bolivia // *Ibid.* — 1975. — V. 75, N 5. — P. 913—927.

ИГЕМ РАН
Москва

Поступила в редакцию
6 мая 1994 г.

Thomson I.N., Tananaeva G.A.

METALLOGENIC CYCLES IN THE CENOZOIC ACTIVIZATION AREAS OF THE PACIFIC BELT EASTERN BRANCH

On the basis of generalization of the publications, devoted to the geochronology of different metalliferous deposits, it is ascertained that the formation of the deposits of the similar type has been multiply occurring in the eastern branch of the Pacific mobile belt in Tertiary. It allows us to distinguish series of the metallogenic cycles. The regular change of the ore deposits, belonging to three or four major types, has been occurring during these cycles.

The duration of the cycles mentioned amounts to 5—6 mln. years, with the intervals of 2—6 mln. years between them. The cycles are as follows: 58—52, 44—37, 35—30, 25—20 (24—17), 17—12, 10—5 (11—7), 5—2 (5—0) mln. years.

The early deposits, occurring during these cycles, are usually referred to the porphyry type, that is, they are composite, polymetalliferous and stockwork, confined to the stocks of the porphyry rocks. The composition of the later deposits is less complicated, their ore bodies being the vein, streak and the metasomatic ones.

One can compare the cyclicity of formation of the deposits with the stages of magmatic evolution and the history of sedimentation. The surfaces of unconformity and the time intervals in the process of sedimentation may be assumed to be the boundaries of the cycles.

*А.Н. Калягин, И.К. Пуцин, Т.Ю. Бутенко,
Л.Н. Куриленко, А.В. Можеровский, Н.Н. Баринов*

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Изучение образцов, поднятых при опробовании морфоструктур, входящих в тектонические системы дуга-желоб Кермадек и Новые Гебриды, позволило выделить три типа железомарганцевых образований (ЖМО). Установлена зависимость между минеральным составом и геохимической специализацией. Сделан вывод о том, что ЖМО представляют собой непрерывный генетический (осаждение из морской воды) ряд от эндогенной (с преобладанием гидротермального источника) до гидrogenной (осаждение в холодноводных условиях на уровне фоновых концентраций) поставки вещества. Последнее обуславливает геохимическое и минералогическое многообразие железомарганцевой минерализации этой части акватории Тихого океана.

В процессе геологического опробования различных морфоструктур, входящих в тектонические системы дуга—желоб Кермадек и Новые Гебриды (17-й рейс НИС “Академик Александр Несмеянов”, 1990 г., см. рисунок) на ряде станций были подняты различные железомарганцевые образования (ЖМО). Детальные исследования этих образований представляют особый интерес, поскольку они подняты вне зон их максимального распространения (и изучения).

Наиболее представительные пробы ЖМО, отобранные нами, были получены практически со всех типов морфоструктур (список станций приведен в табл. 1).

По условиям локализации и текстурно-структурным особенностям выделено три морфологических типа ЖМО: конкреции и корки с взаимопереходами друг в друга; тонкие налеты и маломощные корки; сложнослоистые корки.

Первый тип приурочен к осевым частям срединных хребтов, привершинным частям подводных гор и объединяет наиболее многочисленную группу образцов с внутреннего склона Новогебридского желоба, хребта Хантер, впадины Хавр и подводной горы в Северо-Фиджийской котловине (ст. Н17-54, 117; 122). Образцы могут быть отнесены к коркам и промежуточному ряду между собственно корками и сросшимися конкрециями. Часто в таких образцах видны нарушения в их росте: перерывы в образовании отдельных зон и срезание слойков и их утыкание во вновь образованные и др. Выделяются брекчированные корки, цементированные туфогенно-карбонатным цементом с кавернозной поверхностью. Процесс брекчирования объединяет несколько стадий: дробления, цементации, ранних новообразований тонких пленок и корок, перерыва рудоотложения и поздней стадии образования более мощной корки. Размер брекчированных обломков до 5—7 мм в поперечнике. Толщина корок — от миллиметров до сантиметров. Почти все корки имеют зональное строение. Контакты у верхней и нижней части корки, как правило, неровные кавернозные. Внешняя зона плотная, полосчатая, смоляно-черного цвета, тогда как внутренняя — более “рыхловатая”, с включением мелких обломков субстрата. Отдельные корки объединяют как бы скопления плотно пригнаннных конкреций, слабо дробленных, цементированных также железомарганцевым материалом. Текстура в этих случаях поперечно-слоистая, сферондальная, участками — ноздревато-пористая с заполнителем из глинистых минералов зеленого и коричнево-бурого цвета. Нередки почковидные, концентрически-зональные срастания и сферолитоподобные колломорфные агрегаты с тонкой сетью микротрещин. Полосчатые текстуры могут переходить в тонкообломочный агрегат зонального строения.

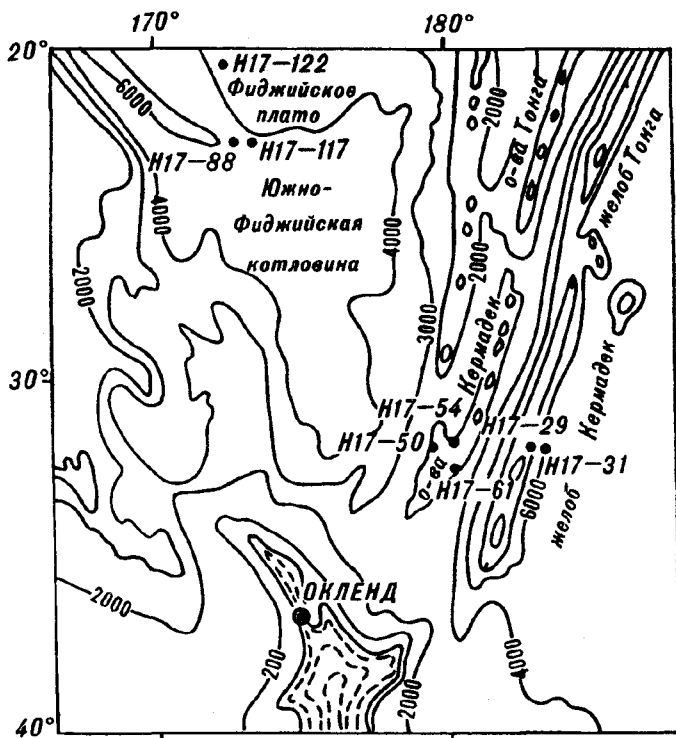


Схема расположения станций опробования железомарганцевой минерализации в 17-м рейсе НИС "Академик Александр Несмеянов".

Участками отмечаются скопления серо-стального минерала (бернессита), пластичного, придающего структуре характерный пылеватый облик.

Марганцевые минералы первого типа представлены бернесситом и тодорокитом (см. табл. 1, 2). Содержание тодорокита от образца к образцу колеблется в пределах от 10 до 40 % и только в одном образце (N17-54-11-1) достигает 90 %. В этом же образце (сложнослоистая корка) наблюдается зональное строение. Нижняя зона сложена тодорокитом, верхняя — бернесситом.

По данным электронно-микроскопического анализа, бернессит находится в двух модификациях: крупнокристаллической и тонкочешуйчатой, которые состоят из обломков различной азимутальной ориентировки. В виде примеси отмечаются хризотил политипа 20 ч₁, павлен-хризотил политипов 2Me₁ и 20 ч₁, плохоупорядоченная разность хризотила Дс и слоистые силикаты.

Тодорокит отмечается двух разновидностей: хорошоокристаллизованный с параметром $a = 9,75 \text{ \AA}$ и плохоупорядоченный.

Глинистые минералы представлены смешанослойными образованиями типа смектит—гидрослюда с соотношением переслаивающихся пакетов от 70:30 до 50:50 при $P_{\text{мм}} = 0,5$ и $S = 0$, с примесью хлорита, гидрослюда и, возможно, серпентина. Разности с малым содержанием гидрослюдистых пакетов по рентгеновским данным близки к контрониту (рефлекс 060 равен $1,523 \text{ \AA}$).

Второй морфологический тип не имеет четкой привязки к определенным морфологическим структурным элементам, хотя и локализован в структурах второго порядка типа восточного склона хребта Колвилл и хребта Кермадек (ст. N17-50; 61). Образцы — от микро- до грубослоистого строения с параллельной или сфероидальной слоистостью. В порах и трещинах налеты, примазки и гнезда бурых и желтовато-зеленых глинистых минералов.

Характеристика станций

Номер станции	Морфоструктурное положение	Координаты (широта — южная, долгота — В — восточная, З — западная)	Интервал опробования, м	Характеристика материала, поднятого на станции
Н17-29	Средняя часть склона подводной горы на бровке океанического желоба Кермадек	31°48,0; 176°50,1'З	4550—4390	Преимущественно базальты, литовитрокластические брекчи, ЖМО, пемзы, осадочные породы
Н17-31	Верхняя часть подводной горы на бровке океанического желоба Кермадек	31°54,1'; 176°44,8'З	4220—4200	То же
Н17-50	Восточный склон желоба Колвилл	32°06,9'; 179°15,2'В	2300—1700	Преимущественно осадочные породы, обломки базальтов с ЖМО
Н17-54	Западный склон срединного хребта трога Хавр	32°14,8'; 179°59,28'З	3280—2760	Базальты, пемзы, ЖМО
Н17-61	Хребет Кермадек	33°17,9'; 179°32,7'З	760—700	Осадочные породы и ЖМО
Н17-88	Хребет Хантер, подножие	22°45,9'; 172°32,5'В	2600—2360	Базальты, андезиты, пемзы, слаболитифицированные известняки, ЖМО
Н17-117	Там же осевая зона хребта Хантер	22°42,2'; 173°12,6'В	4800—4480	Преимущественно базальты, осадочные породы и ЖМО
Н17-122	Северо-Фиджийская котловина	20°31,4'; 172°13,9'В	3400—3200	Долериты ЖМО

ЖМО в основном сложены вернадитом и, вероятно, бузеритом-1 (рефлекс в 10 Å при прокаливании до 100 °С в течение суток исчезает и появляется слабое отражение 7 Å).

Для третьего типа ЖМО характерна приуроченность к склонам глубоководных желобов на океаническом склоне хребтов Кермадек и Хантер и внутреннего склона Ново-Гебридского желоба. Он представлен тонкими (до 2 мм) корками светло-коричневого цвета с бурой чертой и налетами черного цвета, сформированными на различных осадочных и вулканогенных породах. Контакты с горными породами четкие, ровные (ст. Н17-29; 31; 88).

В образцах этой группы установлен только вернадит.

Геохимия ЖМО рассмотрена на основе аналитических данных 38 образцов, отобранных с 8 станций драгирования (табл. 3). На их основе вначале были составлены концентрационные ряды химических элементов по абсолютной величине содержаний (от большего к меньшему) и рассмотрены частные концентрированные ряды по отдельным пробам, образцам и станциям (табл. 4). Частные ряды были сопоставлены между собой. Сравнение показало, что селективное опробование, выполненное вторично по типовым рудам и валовым способом, не нарушают как частный, так и обобщенный ряды зональности. Отмечается также сходство всех образцов по отдельным станциям и различие между станциями. Эти особенности позволяют:

1) при расчете средних содержаний использовать анализы по валовым и объединенным пробам;

2) сходные частные ряды зональности (см. табл. 4) преобразовывать в ряды зональности в обобщенном виде;

3) рассчитать средние содержания основных рудных химических элементов в образцах различных геохимических типов, соответствующих рядам зональности (табл. 5).

Минералогический состав ЖМО юго-западной части Тихого океана

Номер образца	Компонент									Краткое описание образца	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9		
29/40					XXX						“Конкреция”, валовая проба
31/7					XX	XX					То же
31/14					XXX						»
50/6			XX		XX						»
50/10			XX		XX						»
54/7-1		X			XX						Поверхность конкреционной корки
54/7-2	XX	XXX			X						То же, середина, валовая проба
54/7-3	XX	XXX			X						То же, центральная часть, точечная проба
54/9-1	XX	XXX			X						Корка, валовая проба
54/9-2								XXX	X		Зеленая глина
54/9-3								XXX			Коричневая пленка
54/9-4								XXX			Светло-зеленый минерал
54/11-1	XXX	XX		X	X						Сажистый минерал на поверхности корки
54/11-2	XX	XXX		X	X						Нижняя часть корки
54/11-3	XX	XXX		X	X						Центральная часть корки
61/5A			XX		XX						Зональная корка, валовая проба
88/1-1					XXX						“Конкреция”, верх
88/1-2					XXX						“Конкреция”, низ
117/18-1	X	XXX			X						Корка, серо-стальной лучистый агрегат
117/18-2	X	XXX			X						Замещенные марганцем ходы илоедов
122/12-1	X	XXX			X				X		Соскок с боковой поверхности корки
122/12-2	X	XXX			X						Замещенные марганцем ходы илоедов
122/12-3	X	XXX			X						То же, верхняя часть образца
122/12-4	X	XXX			X						То же, центральная часть образца
122/12-5	X	XXX			X						То же, серо-стальной лучистый агрегат

Примечание. 1 — тодорокит; 2 — бернессит; 3 — бузери-1; 4 — бузери-2; 5 — вернадит; 6 — гетит; 7 — смешанослойные смектит-гидрослода; 8 — хлорит; 9 — серпентин; XXX — преобладающий минерал; XX — находится в смеси; X — присутствует в виде примеси. При диагностике минералов использовался дифрактометр “Дрон-3М” и электронный микроскоп BS-540 (Tesla).

Для оценки достоверности этих положений использовались статистические методы, применяемые при обработке геохимической информации [2, 3]. Для этого концентрационные ряды зональности (абсолютные концентрации) преобразовывали в ряды зональности, рассчитанные по коэффициентам концентраций применительно к эталонному ряду Тихого океана. Согласно литературным данным [8], эмпирический эталонный ряд для Тихого океана был принят следующий: Mn/19,78; Fe/11,96; Ni/0,634; Cu/0,392; Co/0,335; Pb/0,0846; Zn/0,068; Cd/0,0007, где в числителе — символ химического элемента, в знаменателе — содержание в процентах.

По сопряженным признакам получено три группы рудопроявлений, подтверждающих ранее выделенные морфологические типы:

Частные концентрационные ряды основных рудных элементов ЖМО юго-западной части Тихого океана

Номера станций	Обстановки, сопутствующие горные породы	Концентрационные ряды
29-40/А 31-3 31-7 31-14/А 31-14/Б 31-14/В 31-17	Тихоокеанская плита, океанический склон желоба Кермадек, глубина 4200—4550 м. Базальты, брекчии, пемзы	Fe Mn Co Ni Pb Cu Zn Cd Fe Mn Ni Co Cu Pb Zn Cd Fe Mn Co Ni Cu Pb Zn Cd Fe Mn Pb Co Ni Cu Zn Cd Fe Mn Co Ni Pb Zn Cu Cd Fe Mn Ni Co Pb Cu Zn Cd Mn Fe Ni Co Cu Pb Zn Cd
50-6 50-10	Хребет Колвилл, глубина 1700—2300 м. Долеритобазальты, осадки	Fe Mn Ni Pb Co Zn Cu Cd Fe Mn Co Ni Cu Pb Zn Cd
54-1 54-6 54-7/А 54-7/Б 54-10 54-11 54-13	Впадина Хавр, центральная часть, глубина 2760—3280 м. Базальты, пемзы	Fe Mn Ni Co Pb Zn Cu Cd Mn Fe Cu Ni Co Zn Pb Cd Mn Fe Ni Co Zn Cu Pb Cd Mn Fe Ni Co Zn Cu Pb Cd Fe Mn Ni Zn Cu Co Pb Cd Mn Fe Ni Pb Zn Cu Co Cd Mn Fe Ni Zn Cu Pb Co Cd
61-1 61-5/А 61-5/Б 61-6/А 61-6/Б	Хребет Кермадек, осевая часть, глубина 700—760 м. Слаболитифицированные илы	Fe Mn Ni Pb Co Zn Cu Cd Fe Mn Ni Co Pb Zn Cu Cd Fe Mn Ni Co Pb Zn Cu Cd Fe Mn Ni Co Pb Zn Cu Cd Fe Mn Ni Co Pb Zn Cu Cd
88-1/1 88-1/2 88-2/1 88-2/2 88-2/3 88-3 88-4 88-10	Хребет Хантер, подножие, глубина 4480—4800. Базальты	Fe Mn Zn Ni Co Cu Pb Cd Fe Mn Ni Zn Co Cu Pb Cd Fe Mn Ni Zn Co Cu Pb Cd Fe Mn Ni Co Zn Cu Pb Cd Fe Mn Ni Co Zn Cu Pb Cd Fe Mn Ni Co Pb Zn Cu Cd Fe Mn Co Ni Cu Zn Pb Cd Fe Mn Ni Co Cu Pb Zn Cd
117-18/Б 117-18/В 117-18/Г 117-18/Д 117-18/Е	Хребет Хантер, осевая зона, глубина 2360—2600 м. Базальты, андезиты	Mn Fe Ni Zn Cu Co Cd Pb Mn Fe Ni Zn Co Cu Cd Pb Mn Fe Ni Zn Cu Co Cd Pb Mn Fe Ni Zn Cu Co Cd Pb Mn Fe Ni Zn Co Cu Cd Pb
122-12/А 122-12/Б 122-12/Д 122-12/Е	Северо-фиджийская котловина, глубина 3200—3400 м. Долериты, базальты	Mn Fe Ni Zn Cu Co Cd Pb Mn Fe Ni Zn Co Cu Cd Pb Mn Fe Co Ni Cu Zn Cd Pb Mn Fe Ni Co Zn Cu Cd Pb

первая соответствует образцам из впадины Хавр, осевой зоны хребта Хантер и Северо-Фиджийской котловины (тип 1);

вторая группа объединяет образцы хребта Колвилл и хребта Кермадек (тип 2);

третья группа — образцы с океанического склона хребта Кермадек, внутреннего склона Ново-Гебридского желоба и подножия хребта Хантер (тип 3).

Выделенным геохимическим типам соответствуют минеральные ассоциации или мономинеральные агрегаты марганцевых минералов (см. табл. 2). Первому типу присущ парагенезис бернессит — тодорокит — нонтронит — серпентин. Второму — бузерит-1, вернадит. Для третьего типа характерен только вернадит.

Обобщенные концентрационные ряды основных рудных элементов железомарганцевых образований юго-западной части Тихого океана

Станция	Концентрационные ряды
H17-29	Fe Mn (Ni, Co) (Pb, Cu) Zn Cd
H17-31	Fe Mn (Ni, Co) (Pb, Cu) Zn Cd
H17-50	Fe Mn Co, Ni Cu Pb Zn Cd
H17-54	Fe Mn Ni (Co, Zn, Cu, Pb) Cd
H17-61	Fe Mn Ni Co Pb Zn Cu Cd
H17-88	Fe Mn Ni (Co, Cu, Zn) Pb Cd
H17-117	Mn Fe Ni Zn (Cu, Co) Cd Pb
H17-122	Mn Fe Ni (Zn, Co, Cu) Cd Pb

Примечание. Химические элементы, указанные в скобках, могут меняться местами.

Таблица 5

Средние содержания основных рудных элементов в железомарганцевых образованиях юго-западной части Тихого океана, %

Станция	Количество образцов	Fe	Mn	Zn	Co	Cu	Cd, $\times 10^{-4}$	Pb	Ni
H17-29;31	7	15,68	11,36	0,066	0,151	0,071	5,4	0,081	0,148
H17-50	2	42,4	13,3	0,014	1,94	0,194	16,0	0,167	0,504
H17-54	7	11,72	23,18	0,058	0,111	0,059	18,6	0,036	0,323
H17-61	5	18,15	14,55	0,044	0,124	0,023	9,3	0,117	0,208
H17-88	8	16,37	8,34	0,069	0,123	0,052	7,6	0,047	0,137
H17-117	5	4,43	37,03	0,028	0,01	0,01	9,8	—	0,09
H17-122	4	1,99	37,65	0,029	0,048	0,027	5,9	—	0,043

Примечание. Определение металлов проводили атомно-абсорбционным методом, после кислотного разложения проб, пределы обнаружения, %: Fe — $1,12 \times 10^{-4}$, Ni — $1,25 \times 10^{-4}$, Co — 1×10^{-4} , Zn, Cu, Mn — 5×10^{-5} , Pb — $7,5 \times 10^{-5}$. Прочерк — содержание элемента ниже предела обнаружения.

Анализ концентраций элементов показывает, что наблюдаются существенные различия в поведении как макро- (железо, марганец), так и микро-элементов.

В первом типе отмечаются высокий железомарганцевый модуль (в некоторых образцах содержание марганца достигает 40 % и более), повышенные содержания кадмия и довольно высокие — цинка. Для никеля вариации достигают трехкратных значений. Сумма основных элементов-примесей (Co + Ni + Cu) около 1 %. Средние содержания Co и Ni каждого в отдельности и в сумме сопоставимы с содержаниями в ЖМО Северной Пацифики [8]. Концентрация меди значительно ниже.

ЖМО хребта Колвилл (тип 2) могут быть отнесены к богатым кобальт-содержащим коркам с примесью никеля и меди. От типичных кобальтоносных корок Маршалловых островов и гор Карин (подводные горы цепи Лайн) они отличаются более высокой концентрацией главных рудных элементов, преобладанием кадмия и малым содержанием цинка. В образцах установлена высокая концентрация железа (42 %) и сравнительно низкая — марганца. Для них характерна ассоциация железа с кобальтом и кадмия со свинцом, что согласуется с выводами Дж. Ботбэла и Дж. Эвендена [7], но находится в некотором противоречии с данными Г.Н. Батурина [1].

Конкреции и корки третьей группы характеризуются постоянством состава и равномерным оруденением со слабой вариацией от средних величин. Однако для рудопроявлений желоба и хребта Кермадек, по сравнению с железомарганцевыми рудами Тихого океана, отмечено слабое обогащение свинцом, железом и кадмием и значительное обеднение другими металлами.

Вариации состава отмечаются как между типами, так и внутри них. Корреляция Cd—Mn является главной особенностью геохимических типов (первого и третьего) железомарганцевых образований.

Особенно ярко выражены отличительные особенности ЖМО Ново-Гебридского желоба и Северо-Фиджийской котловины. При предельно низкой концентрации свинца они резко отличаются по железомарганцевому модулю и характеризуются существенно железистой (Ново-Гебридский желоб) и собственно марганцевой (Северо-Фиджийская котловина) минерализацией.

Сходство рядов ЖМО из желобов Кермадек и Ново-Гебридского очевидно в основном ассоциативном комплексе химических элементов. Для желоба и хребта Кермадек характерна железисто-свинцовая, для Ново-Гебридского — железокадмиевая специализация.

ЖМО хребта Хантер, Северо-Фиджийской котловины и впадины Хавр объединяет кадмиево-марганцевая специализация.

Все описанные типы ЖМО различаются по условиям их распространения, текстурно-структурным особенностям, минералогическому и химическому составу. Если сравнить средние содержания металлов в образцах изученного региона со средними содержаниями основных металлов в подобных образованиях Галапагосского рифта и Восточно-Тихоокеанского хребта, то возможно установление широтной зональности, описанной Дж. Мейнардом [4].

Таким образом, рассмотренные неоднородности отражают, несомненно, только часть истинных вариаций в геохимии и минералогии изученных корок и конкреций. Описанные геохимические типы, скорее всего, составляют единый и непрерывный генетический ряд (осаждение из морской воды) от эндогенной (с преобладанием гидротермального источника) — тип 1 (ст. Н17-54, 117, 122) до гидротермальной (осаждение в холодноводных условиях на уровне фоновых концентраций) — тип 3 (ст. Н17-29, 31, 88) поставки вещества. Последнее обуславливает геохимическое и минералогическое многообразие железомарганцевой минерализации этой части акватории Тихого океана, что не противоречит точке зрения большинства авторов на генезис ЖМО [4—6].

ЛИТЕРАТУРА

1. Батулин Г.Н., Орешкин В.Н., Скорнякова Н.С. Кадмий в железомарганцевых конкрециях Тихого океана // Геохимия. — 1986. — № 7. — С. 1052—1055.
2. Бейс А.А., Григорян С.В., Ойзерман М.Т. Руководство по предварительной математической обработке геохимической информации при поисковых работах. — М.: Недра, 1965.
3. Григорян С.В., Яшицевский Е.М. Эндогенные геохимические ареалы рудных месторождений. — М.: Недра, 1968.
4. Мейнард Дж. Геохимия осадочных рудных месторождений. — М.: Мир, 1985.
5. Метро Дж. Минеральные богатства океана. — М.: Прогресс, 1969.
6. Рой С. Месторождения марганца. — М.: Мир, 1986.
7. Bolhal J.M., Evenden J.J. Descriptive statistics and spatial distribution of geochemical variables associated with oxide-rich phase in the Northern Pacific // U.S. Geol. Surv. Bull. — 1989. — P. 1—62.
8. Mangelim F.J., Lane-Bostwick C.M. Chemical composition of ferromanganese crusts in the world ocean: A review and comprehensive database. Open file Report 89-020. — Woods Hole, 1989.

Институт химии ДВО РАН
Владивосток

Поступила в редакцию
3 июня 1994 г.

Kalyagin A.N., Pushchin I.K., Butenko T.Yu.,
Kurilenko L.N., Mozherovsky A.V., Barinov N.N.

MINERALOGIC-GEOCHEMICAL SPECIFIC FEATURES OF FERROMANGANESE MINERALIZATION IN THE PACIFIC OCEAN SOUTH-WESTERN PART

The study of the samples, extracted in the process of core drilling within the areas of the morphostructures of the tectonic arc-trench systems, namely: Kermadec and the New Hebrides, allows us to differentiate between three types of the ferromanganese mineralization (FMM). The has been

established the dependence between the mineral composition and geochemical specialization. The conclusion has been made, that the ferromanganese mineralization is a permanent genetic series (deposition from the sea waters), ranging from the endogenic (the hydrothermal source predominating) to the hydrogenic (deposition in cold waters, reaching the level of the background concentration) delivery of the matter. Due to this reason the geochemical and mineralogical variety of the ferromanganese mineralization is caused within this part of the Pacific water area.

УДК 551.35

*М.Е. Мельников, Э.Л. Школьник, Т.В. Сенькова,
Т.В. Попова, А.В. Мечетин*

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ГАЙОТА БАТИСА (Тихий океан)

Впервые приводится геологическая характеристика сравнительно детально изученного драгированием и другими методами гайота Батиса из системы подводных гор Маркус-Уэйк в Тихом океане. Особое внимание уделено развитому в привершинной части оксидному железомарганцевому и фосфоритовому оруденению. Рассмотрены закономерности размещения этого оруденения зонально-концентрического характера, зависимые от ряда факторов: геологического строения, геоморфологии, батиметрии, развития придонных течений. Охарактеризованы характер, типы фосфоритов, приведены химические анализы. Рассмотрен вопрос соотношения оксидной железомарганцевой и фосфоритовой минерализаций, определен ряд причин развития на гайотах такой минерализации, детерминированных геологическим строением их привершинных частей.

В последнее десятилетие с использованием глубоководного бурения и драгирования подвергалось изучению значительное число гайотов Тихого океана, но отдельными скважинами и небольшим числом драг. Несколько лет назад начали осуществляться и детальные площадные исследования отдельных, наиболее рудоносных гайотов. Такое изучение проведено на гайоте Батиса, расположенном в юго-западной части системы подводных гор Маркус-Уэйк, с координатами центра $156^{\circ}30'$ в.д. и $20^{\circ}10'$ с.ш. Настоящая статья имеет целью осветить геологическое строение и особенности размещения рудных корок и фосфоритов на этом гайоте.

В 1991 г. в 11-м рейсе НИС "Геолог Петр Антропов" ПО Дальморгеология были выполнены необходимые геологические исследования, а в 1992 г. проведено детальное геофизическое изучение в 1-м рейсе НИС "Профессор Федынский". Комплекс геологических работ включал фотопрофилирование, донный пробоотбор дночерпателем, гравитационной трубкой и скальной драгой. Фотопрофили располагались преимущественно субширотно с интервалом 5 км. Драгирование осуществлялось по интерпретированным участкам фотопрофилей с шагом 1,5—2,0 км на склонах и 2—5 км на вершинной поверхности гайота. Пробоотбор дночерпателем проведен на вершинной поверхности и на пологих склонах в областях развития рыхлых осадков. Выполнено более 400 погонных км фотопрофилей, отобрано 146 драг и сделано 58 дночерпательных станций. Геофизическое изучение включало эхолотирование, непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСАП) и гидромагнитометрическую съемку по сети 5×5 км, участками сгущенную до $2,5 \times 2,5$ км.

Гайот Батиса входит в вулканотектонический массив, включающий кроме него гайот Дженнингс и еще две небольшие горные постройки, изометричные в плане. По изобате 3400 м гайот Батиса имеет отчетливо

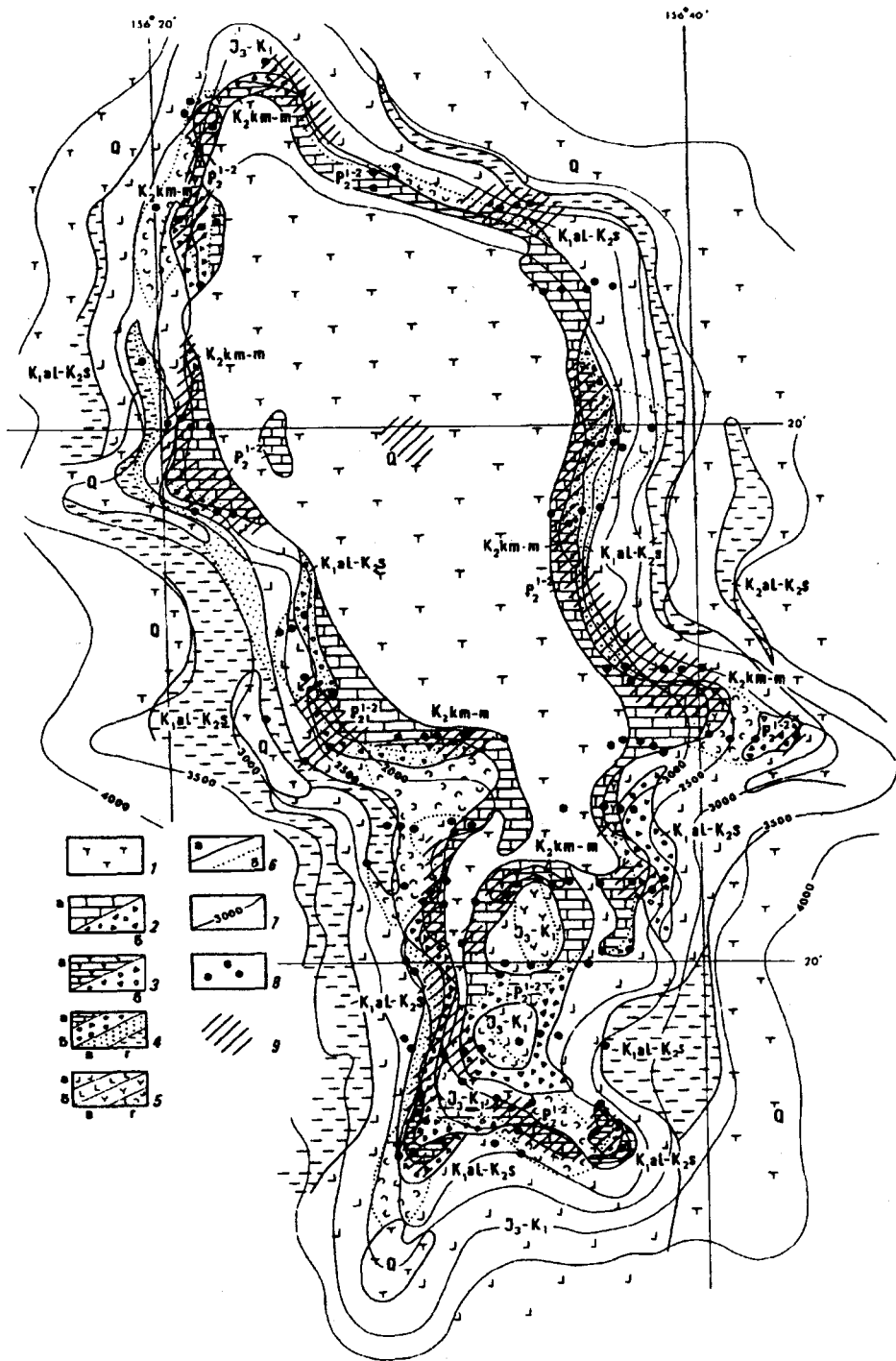


Рис. 1. Схема геологического строения гайота Батиса.

1 — комплекс четвертичных карбонатных и глинисто-карбонатных осадков (Q); 2 — комплекс эоценовых фосфатизированных осадочных пород (а — планктоногенные известняки, б — брекчии с фосфатно-карбонатным цементом (P_2^{1-2})); 3 — комплекс кампан-маастрихтских осадочных пород (а — известняки рифовой фации, б — обломочные породы: брекчии, конгломератобрекчии, гравелиты, песчаники (K_2 km-m)); 4 — комплекс альб-сеноманских пород (а — рифогенные и планктоногенные известняки, б — конгломераты, конгломератобрекчии, гравелиты, в — измененные вулканомиктовые песчаники, г — глины, алевроглины, песчаники (K_1 al- K_2 s)); 5 — позднеюрский-раннемеловой комплекс магматических пород (а — анкармиты, б — трахибазальты, в — фолониты, г — туфы различного состава (J_3 - K_1)); 6 — границы (а — стратиграфические, б — фациальные); 7 — изобаты; 8 — геологические станции драгирования; 9 — участки свалов обломков фосфоритов.

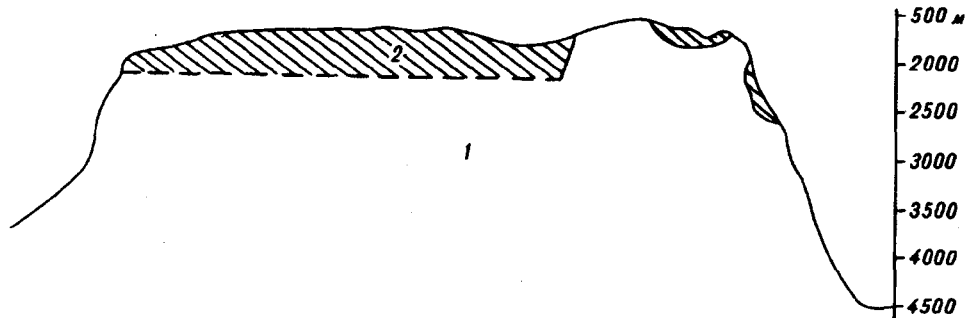


Рис. 2. Схематический продольный (С—Ю) профиль гайота Батиса.
Горизонтальный масштаб 1:750 000. 1 — вулканический фундамент гайота; 2 — осадочная "шапка".

удлиненную в меридиональном направлении неправильную форму с размерами осей 85×40 км (~ 3400 км²) (рис. 1). Осложняют его морфологию оперяющие отроги западного, юго-западного и восточного направлений, что впервые отмечено Н.К. Смутом [14], выполнявшим сонарную съемку.

Вершинная поверхность гайота неоднородна: северная часть — это столбовидное плато с отметками 1800—1900 м, окаймляемое пологими ($3\text{—}5^\circ$) склонами, спускающимися до глубины 2000—2200 м; южная часть с достаточно сложным мезорельефом из валовидных возвышений и выровненных площадок с минимальной отметкой 1574 м при пологих ограничивающих склонах (рис. 2). Бровка поверхности изредка осложнена характерным выступом рельефа, который отождествляется с реликтами рифовых построек кампан-маастрихтского возраста. Очертания вершины в целом повторяют очертания основания (в контурах изобаты 2000 м размеры осей 69×16 км или ~ 1100 км²).

На основе собранных данных, с учетом материалов глубоководного бурения в сопредельных районах, геологическое строение гайота представляется следующим образом. Вулканиды, слагающие основание гайота, имеют позднеюрский-раннемеловой возраст, что достаточно обычно для приэкваториальной части Тихого океана. Они представлены комплексом анкарамитовых базальтов и долеритов, океанитов, трахибазальтов, фонолитов, с соответствующими туфами и туффитами, детально охарактеризованных в ряде работ [3, 4], и отнесены к самостоятельной анкарамитовой серии океанического магматизма, представленной анкарамитовой и трахибазальтовой ассоциациями.

Наиболее древние осадочные образования, слагающие основание надвулканической "шапки" гайота, — обломочные породы и планктонные известняки, вероятно, отвечающие двум разным палеообстановкам. Обломочные породы — конгломераты, конглобрекчии, отчасти грубые песчаники и, возможно, относящиеся в этой группе глины — распространены достаточно равномерно по периметру гайота на глубинах примерно 1900—2100 м. Обломочные породы состоят преимущественно из галек, обломков, зерен вулканидов, т.е. являются вулканомиктовыми. Они образованы, вероятно, в результате абразионного разрушения пород вулканической постройки гайота, достигавшей уровня океана. Возможно, к этому комплексу относятся и глины, являющиеся, по-видимому, продуктом разложения вулканических пород. Слои этих глин установлены в привершинной части гайота по его периметру, в интервале глубин 2800—4000 м непосредственно на вулканиках. Кроме того, в глинах (станция № 1008) Л.В. Васильченко (ВНИИОкеанологии) установлены планктонные (преобладают) и бентосные меловые фораминиферы. Большая часть видов характеризует сеноманский возраст, встречен индекс-вид нижнего сеномана *Thalaminella arpenipica* (Renz). Бентосные формы имеют альбский возраст.

Известняковые фации установлены только на юго-восточном отроге (станции 1008, 926). В планктонных известняках станции 1008 С.П. Плетневым (ТОИ ДВО РАН) установлен комплекс *Planomalina Buxforfi*, *Hedbergella simplex*, *Globigerinelloides ferreolensis*, *Biticinela roberti*, *Rotalipora appeninica*, *Praeglobetuncana stephani* позднего альба — раннего сеномана. На ст. 926 подобный же комплекс фораминифер, но с худшей сохранностью фоссилий установлен в карбонатном цементе брекчий, включающем обломки вулканитов.

Мощность начального комплекса “шапки” гайота, по данным НСП, составляет около 100 м и хорошо коррелируется с мощностью альб-сеноманских отложений по скв. 463 [13].

Вышележащая толща отложений кампан-маастрихта, видимо, залегает на начальном комплексе с размывом, в результате которого в основном завершалось формирование уплощенной вершинной поверхности. Этот комплекс стадии острова-атолла включает рифовые известняки и ассоциирующие образования — карбонатные брекчии, песчаники и алевропесчаники. Баундстоуновые известняки преимущественно коралловые: колониальные ортокораллы семейства *Isidae*, одиночные кораллы родов *Elasmophulla* и *Smilotrohus* (определения Ю.Л. Латылова, ИБМ ДВО РАН); некоторые разности существенно водорослевые. Обломочные разности включают окатанный детрит скелетов упомянутых кораллов, склерактиний, а также остатки брюхоногих и двустворчатых моллюсков, морских ежей, водорослей, зубы рыб, а также онкоидные образования. Комплекс определенных органических остатков-моллюсков (заклучения В.Д. Худик, ДВГИ) и кораллово-меловой. Онкоидные известняки иногда образуют самостоятельные разновидности. В некоторых случаях карбонатный цемент обломочных известняков микритуевый, частично перекристаллизованный, иногда обломки и онкоиды погружены в нанофораминиферовый матрикс. Последние разновидности отвечают, видимо, ситуации начавшегося погружения части гайота ниже уровня океана в конце мела, судя по статкам планктонных фораминифер (определения С.П. Плетнева, ТОИ ДВО РАН) и кокколитофорид (М.Г. Бирюлина, ТОИ ДВО РАН) сантона, но главным образом, кампан-маастрихтского времени.

Отложения кампан-маастрихта отдельными участками обнажаются в верхней части склонов гайота (см. рис. 1). По результатам бурения, на относительно недалеком расположенных гайотах мощность аналогичных комплексов отложений варьирует от 150—200 м до более чем 350 м [11—13]; на Батисе мощность рифогенных отложений оценивается в 150—180 м.

На отдельных участках гайота Батиса установлены нижнепалеоценовые планктонные известняки. Таким образом, с раннего палеоцена существуют уже обстановки подводной горы. Наиболее значительно распространены эоценовые отложения, также представленные планктонными известняками и брекчиями с нанофораминиферовым заполнением. Между известняками и брекчиями существуют постепенные переходы; обломочный материал представлен, главным образом, детритом вулканитов. Брекчии развиты особенно широко в южной, несколько пониженной вершинной части гайота, где распространены скальные обнажения вулканитов. Поэтому чаще известняки занимают более высокие гипсометрические отметки. Комплекс пород эоцена обнажается частично в эрозионных окнах рыхлых осадков северной вершинной части гайота, но преимущественно по периферии верхней части склонов гайота без значительных перерывов.

В известняках и карбонатном заполнении брекчий установлены обильные комплексы кокколитофорид эоцена (определения М.Г. Бирюлиной, ТОИ ДВО РАН). Комплекс планктонных фораминифер в них характеризуется наличием *Morosovella aragonensis*, *M. formosa*, *M. crater-crater*, *M. subbtinal*, *Asarinnia pentacamerata*, *A. tiplex*, характерных для завершающего этапа раннего эоцена (определения С.П. Плетнева, ТОИ ДВО РАН). При полном отсутствии бентосных форм комплекс фораминифер, по мнению С.П. Плетнева, скорее указывает на палеоглубины океана над гайотом не более

Химический состав железомарганцевых образований гайота Батиса

Компо- ненты	Корки			Конкреции вершинные			Конкреции склоновые		
	С, %	V, %	n	С, %	V, %	n	С, %	V, %	n
Mn	21,43	14	102	24,05	9	32	20,75	18	24
Fe	15,87	13	102	15,30	11	32	15,32	11	24
Ni	0,41	24	102	0,62	14	32	0,47	18	24
Cu	0,13	25	102	0,12	16	32	0,14	27	24
Co	0,57	19	102	0,60	11	32	0,52	24	24
SiO ₂	12,54	27	65	11,05	21	26	12,93	27	19
Al ₂ O ₃	2,63	30	65	2,17	25	26	2,74	28	19
TiO ₂	2,25	19	65	1,97	13	26	2,11	18	19
Na ₂ O	2,40	7	65	2,36	9	26	2,35	9	19
K ₂ O	0,65	32	65	0,56	24	26	0,68	36	19
MgO	2,28	16	65	2,25	9	26	2,26	10	19
CaO	6,78	43	65	6,22	24	26	7,00	51	19
P ₂ O ₅	2,39	68	101	2,51	68	32	3,18	86	24
Zn	0,07	16	94	0,07	12	30	0,07	13	22
Pb	0,16	13	94	0,19	7	30	0,16	13	22
Mo	0,04	18	94	0,05	9	30	0,04	18	22
Mn/Fe	1,39	26	102	1,47	28	32	1,36	16	24

нескольких сот метров. На соседних гайотах близкие по составу отложения имеют: на гайоте Арнольд — раннеэоценовый, а на гайоте Мэлони и других — среднеэоценовый возраст, что, вероятно, обусловлено индивидуальными различиями развития соответствующих подводных гор.

Мощность эоценовой толщи, по сейсмическим наблюдениям, около 40—60 м, однако не исключено, что она фактически больше за счет горизонтов брекчий, являющихся для НСП непрозрачными. Мощность одно-возрастной толщи по скважинам 171 и 202, пробуренным на близлежащих гайотах [11, 12], составляет 70—80 м.

Рыхлые отложения плейстоцена—голоцена практически полностью покрывают северную часть вершинной поверхности, а также образуют удлиненные полосовидные тела на ступенях склонов, а ниже 3800—4000 м покрывают пологие части склонов. Эти образования представлены карбонатными, глинисто-карбонатными и карбонатно-глинистыми осадками. Нижние части склонов покрыты слабокарбонатными глинами.

Обильный комплекс фораминифер в существенно карбонатных равновидностях, вследствие своего смешанного характера, не позволяет датировать возраст осадков ближе, чем плейстоценом (А.В. Гуляев, ВНИИОкеанологии). Большинство встреченных видов относится к зоне *Globigerina calidacalida* плейстоцена. В существенно глинистых отложениях по комплексам радиолярий возраст датируется как плейстоценовый, иногда с выделением зон (определения В.В. Шилова, ВНИИОкеанологии); частично встречаются переотложенные и переходные виды к плиоцен-четвертичным, и, вероятно, это указывает на единую толщу плейстоцен-четвертичного возраста. Мощность плиоцен-четвертичных отложений, отождествляемых с верхней, акустически прозрачной пачкой, достигает 30 м.

Для гайота Батиса, как и практически для всех достаточно возвышенных подводных гор системы Маркус-Уэйк, характерно развитие гидрооксидных железомарганцевых образований, а также фосфоритов в субстрате железомарганцевых корок.

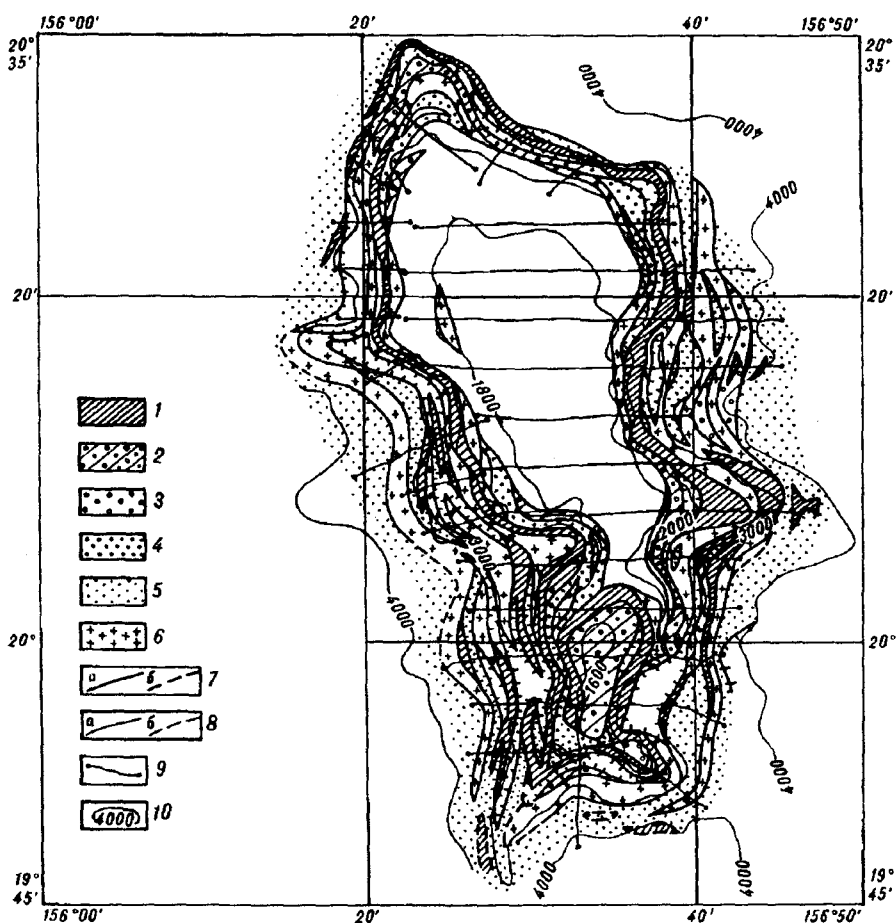


Рис. 3. Распределение типов железомарганцевых образований на гайоте Батиса по данным фотопрофилирования.

1-6 — зоны развития различных типов железомарганцевых образований: 1 — преимущественно корок, 2 — корок, валунных и мелких конкреций, 3 — преимущественно валунных конкреций, 4 — преимущественно вершинных конкреций мелких фракций, 5 — преимущественно склоновых конкреций мелких фракций, 6 — зоны частого чередования различных типов рудных образований и безрудных участков; 7 — границы относительно крупных безрудных участков: прослеженные (а) и предполагаемые (б); 8 — границы зон развития различных типов железомарганцевых образований: прослеженные (а) и предполагаемые (б); 9 — расположение фотопрофилей; 10 — изобаты.

Железомарганцевые образования представлены корками и конкрециями. Корки сплошным покровом развиты на обнажениях скальных пород либо на обломках этих пород — продуктах разрушения коренных выходов.

Мощность корок широко варьирует — от нескольких миллиметров до 9—11 см, что связано с их строением. Маломощные корки однослойны, а мощные корки состоят из 2—3 слоев, чаще разрез корок трехслойный и уже детально описан для района, включающего гайот Батиса [9]. Морфология, размеры и гранулометрический характер конкреций довольно разнообразен. Небольшие конкреции, фракции 2—8 см, характеризуются преобладанием сферических форм; валунные, размером до 16—24 см, весом до 12—15 кг, имеют преимущественно эллипсоидальную или неправильно эллипсоидальную форму.

Строение и вещественный состав корок и конкреций соседних гайотов уже детально рассмотрен в ряде работ [2, 3, 9]. Корки и конкреции гайота Батиса совершенно аналогичны им. Химический состав железомарганцевых образований гайота Батиса приведен в табл. 1.

Большее внимание уделим главным особенностям размещения железомарганцевого оруденения, которые удалось установить в результате высокой детальности выполненных на гайоте Батиса исследований. Основной объем

информации дали результаты интерпретации материалов фотопрофилирования, а донный пробоотбор позволил уточнить и конкретизировать эти наблюдения.

Размещение оруденения на гайоте носит отчетливо концентрически-зональный характер относительно периметра привершинной части и контролируется абсолютными батиметрическими отметками, крутизной склонов, гидро- и литодинамическими режимами у поверхности гайота.

Концентрическая зональность в размещении корок и конкреций выражена в чередовании на поверхности дна узких, но протяженных участков — зон, в пределах которых: а) развиты или, наоборот, отсутствуют корки; б) преобладают либо вершинные, либо склоновые конкреции мелких или валунных фракций; в) совместно либо раздельно находятся различные виды железомарганцевых образований. Безрудные участки, как правило, покрыты четвертичными, плиоцен-четвертичными осадками. Эти узкие зоны имеют вид неправильных сегментов (рис. 3), охватывающих от трети до половины длины периметра привершинной части гайота, и редко образуют непрерывное кольцо.

Отдельные зоны размещения оруденения, окаймляя склоны, тяготеют к одному батиметрическому уровню в сходной геоморфологической обстановке. Литодинамический режим смещения обломочных шлейфов по склону был не всегда постоянен и, видимо, влиял на степень покрытия дна железомарганцевыми образованиями. При этом, несомненно, для развития корок существенную роль играет присутствие вблизи коренных выходов, наличие шлейфа обломков пород, а также характер соотношения с участками накопления осадков. Зоны совместного присутствия корок и разного вида конкреций явно преобладают над зонами с развитием только одного типа рудных образований: последние занимают не более 30 % продуктивной площади. Такая ситуация характерна для гайота Батиса, на других гайотах, в частности, на столь же детально изученном гайоте ИОАН Магеллановых гор (неопубликованные материалы ПО Дальморгеология) проявлена иная картина: резко преобладают корки, а зоны корок, совместно с конкрециями, крайне ограничены по площади. Только небольшие склоновые конкреции занимают обширные площади в нижних частях склонов, а такие участки составляют 20 % изученной площади.

Центральной в системе концентрической зональности является обширная безрудная зона размером 50×20 км, занимающая северную часть вершинной поверхности. Она сложена фораминиферовыми осадками. Практически по всей поверхности развита волновая рябь устойчивой субширотной ориентации. По периферии вершинной поверхности перед бровкой склона развита узкая полоса (ширина до 500 м) вершинных конкреций фракции 2—4 см. К южной части вершинной поверхности — валообразному поднятию — приурочена относительно крупная (15×5 км) область преимущественного развития корок с присутствием небольших и валунных вершинных конкреций. Ниже перегиба склона начинается чередование указанных выше зон. Полосовые участки, исключительно несущие корки, тяготеют к поверхности с уклонами 15—25° и имеют ширину 0,5—2,0 км. При уклонах 10—15° на фоне преобладания корок появляются небольшие и валунные конкреции, отмечается присыпанность корок осадками; ширина таких полей 1—6 км. Исключение составляет обширная зона с исключительным распространением корок на восточном отроге: при уклонах от 1° до 10° ее размеры составляют 6×3 км, и здесь практически нет осадков.

Гипсометрически ниже описанного интервала, в связи с выполаживанием склонов (уклоны 5—10°), значительную роль начинает играть склоновая аккумуляция с погребением корок движущимися вниз по склону осадками. В зависимости от интенсивности аккумуляции отмечаются: безрудные зоны; зоны преимущественного развития склоновых небольших конкреций с редкими валунными конкрециями и редкими же корками; зоны преобладания на этом фоне валунных конкреций; узкие полосы (первые метры) распространения корок с валунными конкрециями.

Глубже 3000 м склоны выполаживаются до уклона 0—5°. На этих глубинах чередуются зоны, в пределах которых присутствуют только склоновые небольшие конкреции, иногда в ассоциации с валунными конкрециями или с редкими глыбами регенерированных корок. Размеры небольших конкреций колеблются от 2—4 до 10—12 см, валунных — от 20 до 60 см по наибольшей оси; максимальные размеры плит достигают 1—1,5 м. Ширина таких зон достигает 3—4 км. В целом степень покрытия дна рудными образованиями весьма изменчива: от менее 1 % в безрудных зонах до 100 % в зонах сплошного развития корок. Поскольку в некоторых случаях конкреции залегают на поверхности корок, этот показатель может превышать 100 %.

Фосфориты, открытые на подводных горах в 50-е гг., как стало известно, особенно в последние годы, исключительно широко на них распространены. Гайот Батиса не является исключением, более того, как установлено, фосфориты на нем развиты довольно широко, и представленные ниже материалы позволяют оценить не только масштабы, но и причины такого обилия.

Все поднятые образцы фосфоритов и фосфатных пород имеют оксидную корку, представляя обломки пород, отторженные от коренных выходов, расположенных в привершинных частях гайота. Фотопрофилированием фиксируется общее распределение обломков с корками, но только часть обломков представляет фосфоритовый субстрат корок. Поэтому все, что выше сказано о распределении корок, относится и к распространению фосфоритов. Данными же о распределении фосфоритов в коренных выходах, т.е. *in situ*, авторы не располагают. Этот вопрос может быть выяснен только бурением. Однако обилие поднятых обломков фосфоритов позволяет достаточно полно восстановить характер фосфатогенеза.

Из 146 отобранных успешных драг в 58 (40 %) установлено присутствие фосфоритов и фосфатных пород, в том числе в 34 подтверждено различными анализами. Наиболее часто фосфориты встречаются ниже бровки, в интервале глубин от 1800 до 2400 м, на отрогах — до глубин 2800—2900 м. В северной части в одном случае они выявлены под тонким покровом рыхлых осадков почти в центре плато, а в южной части непосредственно участками на валообразном возвышении, на глубинах 1700—1800 м. В последнем случае, как и на некоторых отрогах, они находятся на слабо наклонных площадках, лишенных покрова рыхлых осадков, видимо, снесенных донными течениями. Все это говорит, что и под покровом рыхлых осадков, в случаях развития материнских фосфоритовых отложений, могут быть свалы обломков фосфоритов.

Все находки фосфоритов отчетливо тяготеют к участкам выходов на склонах и вершинной поверхности фосфатносных отложений, прежде всего — эоцена, отчасти — палеоцена и верхнего мела. Однако на ряде участков в северной, северо-западной и, реже, других частях гайота, где достаточно широко обнажены отложения эоцена, фосфориты не установлены. Наряду с присутствием незатронутых или полностью не фосфатизированных планктонных известняков эоцена это говорит о вполне естественной неполной фосфатизации разреза соответствующих отложений, т.е. об очевидной избирательности процесса фосфатогенеза, что вообще характерно. При любых обстоятельствах фосфориты устанавливаются на тех участках, где развиты оксидные корки.

Если драгой подняты фосфориты, то большей частью это уверенное свидетельство значительного распространения их на данном участке, ибо при повторном драгировании этого же участка всегда поднимались фосфориты.

Количественные соотношения в драгах, дночерпателях фосфоритов и не фосфатных пород широко варьируют, содержание фосфоритов составляет от первых до 60—80 % массы поднятого материала. При этом даже в рядом отобранных драгах могут быть значительные колебания количества фосфоритов, что предполагает наряду с возможной зависимостью от условий опробования, видимо, и значительную невыдержанность исходного орудения.

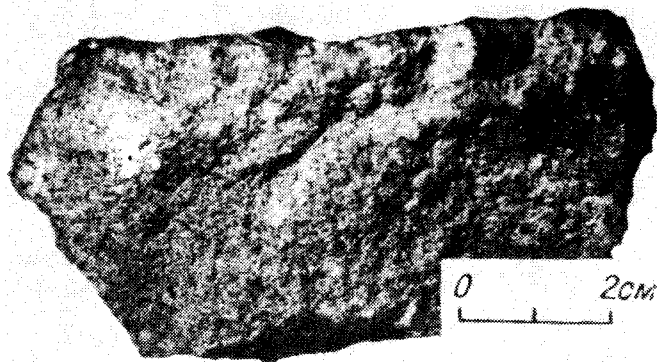


Рис. 4. Мелкозернистый карбонатный массивный фосфорит (по нанофораминиферовому известняку), пористый, относительно литифицированный. Обр. 941-1Др, полированный образец.

В целом же можно говорить о достаточно высокой продуктивности гайота Батиса по фосфоритовому оруденению, имея в виду, что до 60 % периметра имеет шлейфы фосфоритовых обломков и, вероятно, не менее 20—30 % разреза продуктивных коренных пород несут фосфоритовую минерализацию.

На гайоте Батиса получили главное развитие две разновидности фосфоритов и фосфатоносных пород: фосфатизированные планктонные (нанофораминиферовые, нанофоссилиевые) известняки и фосфатные брекчии, включающие дополнительно обломки вулканитов и реже фосфоритов. Крайне незначительно развиты фосфатные вулканиты (поры и каверны заполнены фосфатизированным планктонным илом), обычно цеолитизированные; редки фосфатоносные породы стадии острова-атолла.

Первая преобладающая разновидность, составляющая до 30 % изученных фосфатных образований на гайоте Батиса, определяет суть преобладающих на подводных горах приэкваториальной части Пацифики фосфоритов в наиболее полном виде, хотя, как указано, количественно, может быть, и не доминирует (рис. 4). В наиболее точном смысле они отвечают понятию “фосфатизированные планктонные известняки”, будучи образованными исключительно по нанофораминиферовым, нанофоссилиевым илам, и либо не содержат, либо содержат в небольших количествах (первые проценты) обломки вулканитов, фосфоритов и крайне редко остатки фрагментов или целых скелетов бентосных организмов (морских ежей, рудисты и др.), но чаще остатки позвоночных (зубы, кости рыб). Для гайота Батиса такие скелетные остатки не характерны, но для некоторых более крупных по размерам подводных гор, таких как плато Огасавара, напротив, в определенной фациальной обстановке они довольно широко распространены.

Различаются две разновидности рассматриваемого типа фосфоритов — сравнительно мягкие, слабо литифицированные, режущиеся ножом, даже ногтем, и твердые, крепкие, разбить которые можно только молотком. С другой стороны, имеются сильно пористые (до 30—40 % объема составляют тонкие, округлые поры) и весьма слабо пористые. Последние чаще твердые, плотные.

Окраска различная — от беловато-серой и чисто белой до грязновато-серой для слабо консолидированных разновидностей, желтовато-серая, розовато-сероватая до желтовато-коричневой и красновато-коричневой для плотных, литоидных разновидностей, хотя могут быть и исключения.

Текстуры чаще массивные, крайне редко заметна нечеткая слоистость. В общем однородного сложения, преимущественно сливные, хотя участками могут быть явно “зернистые”, за счет присутствия фораминифер. В некоторых случаях присутствуют заполненные ходы илоедов, отмечающиеся сложной сетью и обычно тонким однородным сложением и несколько другой окраской, чаще более желтоватой, коричневатой. Они характерны для мягких, слаболитифицированных разновидностей.

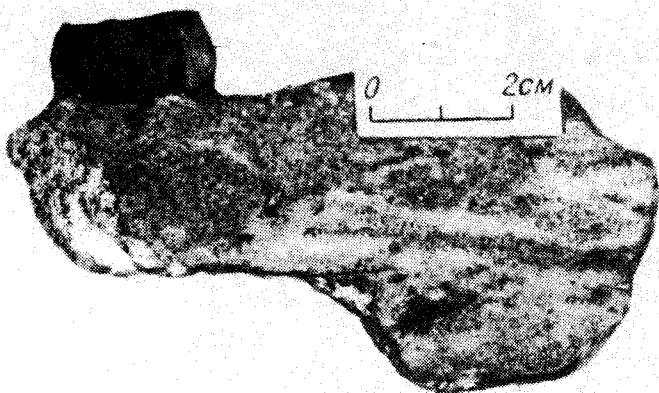


Рис. 5. Нечеткослоистый мелкообломочный брекчиевый фосфорит. Обр. 1003 Др-1, полированный образец.

Изредка видны небольшие (до 2—3 мм) обломки зеленоватых, темных вулканитов, фосфоритов и очень редко известняков, что знаменует переход к фосфатным брекчиям.

Состоят эти фосфориты преимущественно из в различной степени фосфатизированных остатков планктонных фораминифер и основной, очень тонкозернистой массы — микрита. В разностях с максимальными содержаниями оксида фосфора (31—33 % P_2O_5) почти весь объем породы, за исключением редкой сыпи тончайших зерен карбоната, замещен фосфатом.

Количественные соотношения фораминифер и микрита колеблются в широких соотношениях; максимально фораминифер может быть до 60—70 % объема, но в некоторых образцах они вообще отсутствуют. В частности, значительная часть пор в пористых разностях, вероятно, возникла за счет растворения (?) именно раковин фораминифер.

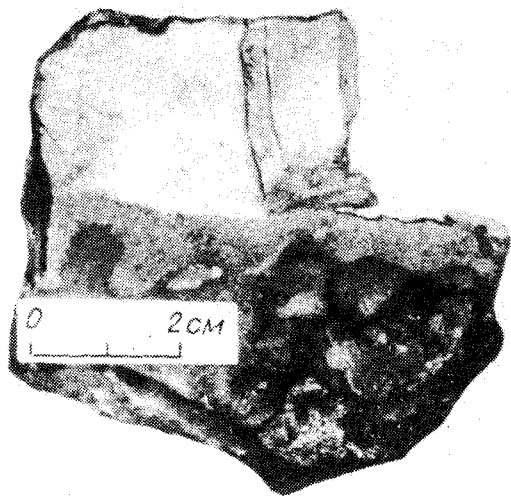
Поскольку непосредственно из фосфоритов неоднократно были выделены и диагностированы кокколитофориды, следует полагать, что микрит в основном сложен именно этими фоссилиями, хотя в фосфоритах других гайтов иногда устанавливаются и еще точно не определенные другие ультрамикроскопические органические остатки. Вместе с тем, прямо установлены фосфориты, включающие только остатки кокколитофорид. Соответственно исходный материал, претерпевший фосфатизацию, может рассматриваться как нанофораминиферовый либо нанофоссилиевый ил.

Фосфат скрыто кристаллический, почти изотропный. В образцах можно наблюдать все стадии замещения им карбоната микрита и фораминифер. Замещение происходит пятнами, расположенными хаотически, ни в коей мере не в виде поверхностной корки, но при значительной фосфатизации намечается отчетливая тенденция к полосчатому распределению, возможно, по не ясно проявленной слоистости. Замещение носит отчетливо “мягкий” характер, поскольку хорошо сохраняются даже тонкие детали строения раковин фораминифер, т.е. мы имеем дело, по сути, с щадящим биоморфным замещением. Естественно, такое замещение единственно возможно на стадии осадка до каких-либо процессов литификации, распада раковин и т.п.

Преобладающий (до 60—70 % количества) на гайоте Батиса тип фосфоритов — фосфатные брекчии — отличается лишь значительным содержанием (иногда до 60—80 % объема) обломков пород (рис. 5—7). Заполняющая часть соответствует в той или иной мере фосфатизированному нанофораминиферовому, нанофоссилиевому илу, т.е. полностью адекватна вышеописанной разновидности фосфоритов. Обычно это пестроокрашенные породы.

Размеры и форма обломков широко варьируют, выделяются мелко-, средне- и крупнообломочные брекчии, при максимальных размерах обломков

Рис. 6. Переслаивание небрекчиевого и брекчиевого фосфорита (нижняя часть образца — с примесью оксидов железа и марганца). Обр. 892 Др, полированный образец.



до 5—8 см в поперечнике, минимальных — 0,1—0,3 мм. Степень сортировки изменяется довольно широко — имеются брекчии, относительно однородные по размерам обломков, но чаще размеры широко колеблются в 6—10 раз; одновременно часто широко колеблется и степень насыщения породы обломками. Обломки, как правило, не окатанные и резко угловатые, иногда даже плитчатые, некоторые небольшие обломки полуугловатые.

Главную роль играют обломки различных вулканитов того же характера, что и слагающие саму вулканическую постройку, т.е. мы имеем дело с вулканомиктовым материалом. Эти обломки, как правило, не фосфатизированы. В очень небольшом количестве иногда присутствуют свежие кристаллы пироксена и других минералов, скорее всего, пирокластического характера. Особую группу составляют обломки более ранних фосфоритов, также обычно угловатые до остроугольных. Преимущественно, видимо, это фосфориты по наноилам, т.е. остатки фораминифер в них редки, хотя возможна и их определенная перекристаллизация, ибо они обычно весьма плотные, сливные.

Очень часто обломки вулканитов замещены гидроксидами железа и марганца, приобретают черный цвет. Изредка вокруг обломков вулканитов и иногда фосфоритов может быть тонкая оболочка (своеобразная корка) из этих же минералов, которая частично может развиваться и по матриксу. Замещенные гидроксидами Fe—Mn обломки вулканитов, имеющие черную окраску, отчетливо выделяются на фоне серой окраски матрикса. Во всех случаях понятно, что гидроксида железа и марганца — это более поздние образования.

Обломки фосфоритов, как правило, отличаются окраской более коричневатой и желтоватой до темно-коричневой, чем окраска матрикса. Обычно они не содержат участков, неподвергнутых фосфатизации, т.е. весьма высококачественные, и в них не наблюдались обломки вулканитов.

Другие обломки довольно редки в брекчиях: изредка встречаются как частично фосфатизированные, так и не фосфатизированные пластинки и иглы морских ежей, фрагменты раковин, зубь и кости позвоночных, чаще, видимо, рыб. Отчасти это признаки более мелководных фаций подводных гор, не получивших, однако, заметного развития на гайоте Батиса, где все же преобладают сравнительно более глубоководные обстановки подводной горы. Кроме того, изредка встречаются обломки планктоногенных известняков и очень редко известняков стадии острова-атолла. Изредка присутствуют игольчатые, палочковидные кристаллы барита, иногда выделения цеолитов.

Характер матрикса брекчий ничем не отличается, даже иногда он такой же пористый, как некоторые разности первого типа фосфоритов.

Довольно часто встречается отчетливо слоистые разности фосфоритов, главным образом, брекчиевые. Обычно чередуются слои с разным количеством и размерами обломков, только иногда слои брекчиевых и небрекчиевых разностей. Видимые мощности слоев варьируют в пределах 2,0—5,0 см, обычно видно два слоя. Окраска слоев обычно разная. Границы рекие,

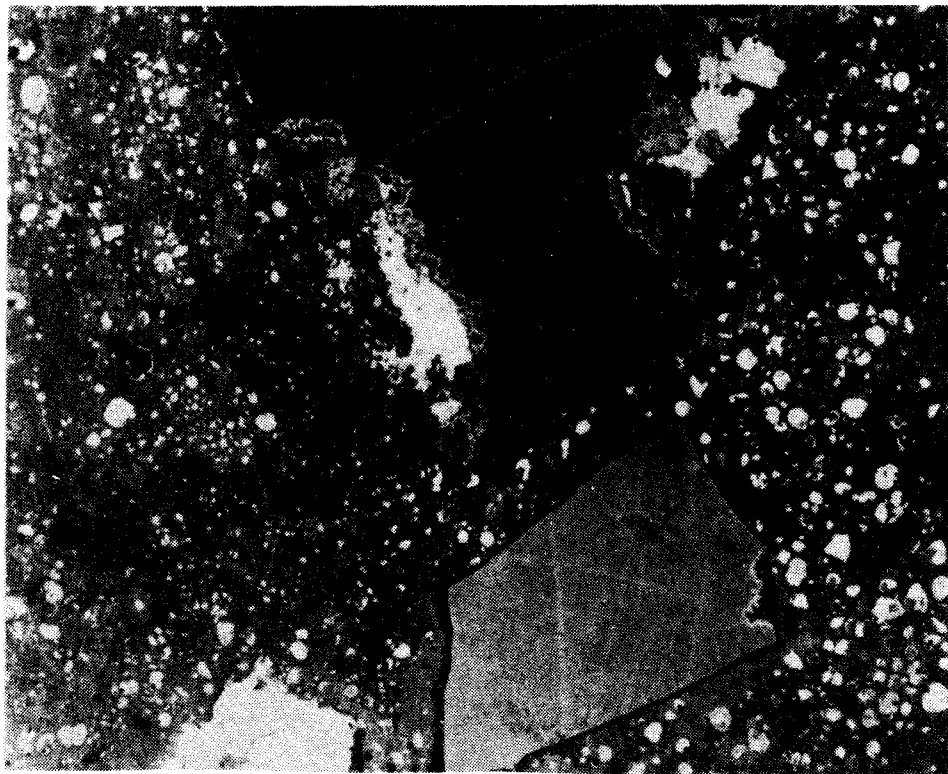


Рис. 7. Фосфоритовая брекчия. Крупные угловатые обломки более древних фосфоритов (по нанофоссилиевым известнякам) в основной фосфатизированной массе нанофораминиферового известняка. Прозрачный шлиф, николи II, увел. 15х. Обр. 839 Др.

четкие, часто неровные, пологоволнистые, скорее фиксирующие перерывы в седиментации, но признаков размыва подстилающего слоя не установлено.

Весьма характерные для подводных гор северной части системы Маркус-Уэйк фосфатные базальты [5, 8] на гайоте Батиса не получили сколько-нибудь значительного развития в доступной для изучения части.

Поскольку на гайоте развиты меловые отложения стадии острова-атолла, постольку иногда встречаются и соответствующие фосфатные породы — от конглобрекчий до гравелитов и калькаренигов. Они состоят из явно окатанных, отчасти полуокатанных и редко угловатых обломков, достаточно хорошо “упакованных”, что в совокупности указывает на сравнительно мелководную среду формирования. Сортировка по крупности различна — в грубых разностях менее совершенная. Обычно серые, реже пестроокрашенные, в зависимости от состава обломков. Наиболее характерно присутствие рифовых (баундстоуновых) известняков, а также обломков (до очень небольших) макрофауны (кораллы и др.) и крупных фрагментов водорослевых образований (типа литотамний и т.п.) (рис. 8). Иногда, как значительная примесь, присутствуют целые и разломанные онкоиды. Цемент карбонатный, видимо, двух типов — иногда без видимых остатков фораминифер и сильно перекристаллизованный, но изредка с ними и не перекристаллизованный. Вероятно, первые разности являются образованиями прибрежной зоны и не содержат планктонного материала, а вторые являются смешанными образованиями: смесь островного обломочного материала с заполнением планктонным илом.

Наряду с указанными встречаются и обломки обычно перекристаллизованных доломитов, а также (не всегда) вулканитов, количество которых широко варьирует, определяя тогда пестроту окраски пород. Обломки вулканитов чаще довольно окатанные. Изредка встречаются угловатые кристал-

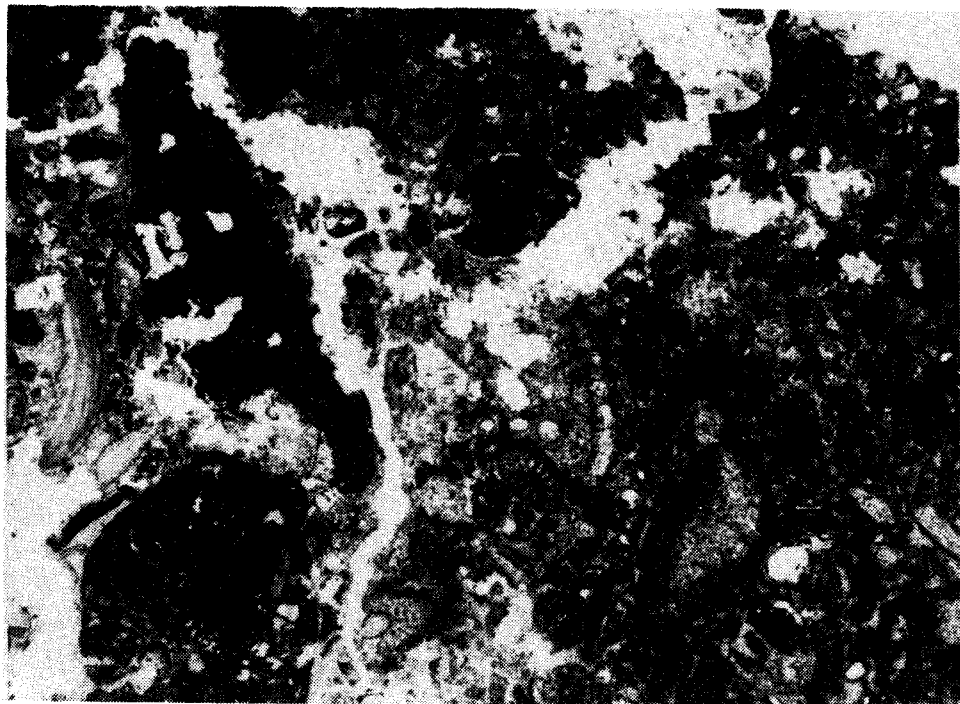


Рис. 8. Фосфатизированная гравелитобрекчия, переходная к калькарениту околорифовой фации (стадия острова-атолла). Прозрачный шлиф, николи II, увел. 10×. Обр. 923 Др-1.

лы свежего пироксена, скорее туфового происхождения, а также обломки фосфорита.

Фосфатизация неравномерно охватывает частично основную массу, обломки карбонатных пород, скелетов, онкоиды. Иногда наблюдается фосфатизация только периферии обломков, которые имеют изъеденные контуры, возможно, в результате воздействия инкрустирующих микроводорослей. В онкоидах часто фосфатизированным может быть только ядро.

Фосфат обычный, скрытокристаллический, изотропный, светлый, замещает органические остатки псевдоморфно, очень тонко, но только частично и хаотически участками.

Общая специфика этих фосфатных пород заключается только в ином наборе фосфатируемых элементов, причем в смешанных разностях различий почти уже нет.

Следует отметить, что некоторые разности охарактеризованных пород, естественно, лишенных оксидной корки, поразительно похожи на фосфатные породы современных низких островов-атоллов Индийского океана. Таким образом, ранее имевшиеся единичные указания [8, 10] о присутствии на подводных горах Пацифики фосфатных пород, сформированных на древних островах-атоллах, получают полное подтверждение.

Химический состав фосфоритов и фосфатных пород гайота достаточно типичен (табл. 2). При ясном разбросе значений от 5 до 32 % P_2O_5 , что обусловлено вполне определенной неравномерностью фосфатизации, варьирующим количеством обломочного материала разного характера, средние значения содержания по множеству анализов колеблются по разным типам фосфоритов в пределах 23—26 % P_2O_5 , что говорит об относительно высоком качестве фосфоритового субстрата корок (анализы производились из части образцов с удаленной коркой). Содержания растворенной в 2%-й лимонной кислоте пятиоксида фосфора находятся в пределах обычных значений для фосфоритов подводных гор — от 20 до 50 % отн. P_2O_5 , в среднем около 30—35 % отн., что указывает на возможно высокую агрохимическую эффективность фосфоритов подводных гор на уровне или даже несколько выше

Компоненты	Номера проб				
	952 ДР/Б	883 ДР/Б	902 ДР/Г	933 ДР/А	902 ДР/В
SiO ₂	3,55	1,08	3,15	2,40	7,52
TiO ₂	0,28	0,01	0,18	0,23	0,63
Al ₂ O ₃	1,14	1,14	1,74	2,72	0,57
Fe ₂ O ₃	2,69	1,51	2,14	2,45	3,44
MnO	0,09	0,34	1,29	0,78	0,27
MgO	0,58	0,60	0,59	0,64	0,61
CaO	48,59	50,39	48,52	47,8	50,16
Na ₂ O	1,82	2,03	1,76	1,68	0,90
K ₂ O	0,46	0,38	0,19	0,13	0,16
P ₂ O ₅	31,87	30,43	28,60	28,84	26,77
CO ₂	2,23	7,06	3,49	3,20	3,17
SO ₃	1,25	1,08	0,68	1,68	0,88
F	2,80	2,70	2,64	2,10	2,69
H ₂ O ⁻	0,75	0,65	0,25	0,69	1,60
H ₂ O ⁺	2,67	2,08	3,34	2,68	2,26
Σ ₁	100,77	101,48	99,57	98,97	101,63
F = O	1,18	1,14	1,11	0,88	1,13
Σ ₂	99,59	100,34	98,46	98,09	100,50
Rb	90	120	90	90	90
Sr	1180	1510	1510	1440	1140
Zr	150	150	299	240	180
Ba	140	5890	270	230	180
La	7	60	450	300	150
Ce	5	60	130	60	70
Nd	5	140	190	100	50
Y	90	250	1570	1200	570
Nb	10	35	33	24	27
CaO/P ₂ O ₅	1,525	1,656	1,597	1,658	1,874
F/P ₂ O ₅	0,09	0,09	0,09	0,07	0,09

фосфоритов вятко-камских месторождений, дающих значительную часть фосфоритной муки России.

Силикатообразующие компоненты в первой разновидности составляют первые проценты массы, а во второй — достигают многих десятков процентов, тесно коррелируясь с содержанием вулканических обломков. Иногда высокие содержания CaO, значительно большие связанного в фосфате кальция, отражают наличие неполностью замещенного карбоната. Содержания фтора (до 3,5 %) указывают на карбонат-фторапатитовый характер фосфата.

По результатам рентгеноспектрального анализа устанавливаются сравнительно высокие содержания Sr (до 0,15 %), обычные для фосфоритов вообще, отчасти Ba (до 0,6 %), соответствующие развитию барита. При этом содержания Ba и P не коррелируются, что, возможно, отражает определенную независимость процессов фосфатизации и баритизации. Характерны несколько повышенные содержания некоторых РЗЭ, что обычно вообще-то для фосфоритов, но иногда только содержания иттрия и неодима кажутся аномально высокими. Содержания тяжелых металлов, в частности кадмия и других (исключая цинк, количества которого достигают первых сотых процента), напротив, исключительно низкие.

гайота Батиса (мас. %), Rb по Nb в ppm

Компоненты	Номера проб			
	962 ДР/Б	965 ДР/5	952 ДР/Г	962 ДР/В
SiO ₂	8,61	5,35	13,82	24,01
TiO ₂	0,61	0,12	0,55	1,50
Al ₂ O ₃	2,07	2,07	5,27	6,66
Fe ₂ O ₃	4,20	1,45	4,79	8,53
MnO	0,37	0,44	0,25	0,18
MgO	1,36	0,20	0,86	4,74
CaO	45,57	49,41	39,38	25,32
Na ₂ O	0,72	1,52	1,76	1,58
K ₂ O	0,22	0,24	1,13	0,42
P ₂ O ₅	11,31	26,56	23,78	15,51
CO ₂	20,46	5,70	1,34	1,76
SO ₃	0,54	0,61	0,83	0,43
F	1,79	2,50	2,35	1,65
H ₂ O ⁻	1,71	2,27	1,05	1,25
H ₂ O ⁺	1,51	2,99	3,04	6,38
Σ ₁	101,05	101,43	100,20	100,72
F = O	0,75	1,05	0,99	0,69
Σ ₂	100,30	100,38	99,21	100,03
Rb	—	—	—	—
Sr	—	—	—	—
Zr	—	—	—	—
Ba	—	—	—	—
La	—	—	—	—
Ce	—	—	—	—
Nd	—	—	—	—
Y	—	—	—	—
Nb	—	—	—	—
CaO/P ₂ O ₅	4,029	1,860	1,656	1,624
F/P ₂ O ₅	0,16	0,09	0,09	0,11

Возраст фосфоритов, естественно, определяется их ассоциацией с планктоногенными карбонатными осадками палеоцена—эоцена, а соответствующих фосфатных пород — с меловым временем существования комплекса отложений острова-атолла. Определения палеонтологических остатков в самих фосфоритах полностью соответствуют установленному стратиграфическому разрезу карбонатной “шапки” гайота (по ст. 902, 893, 989, 1001, 1000, 833, 839, 925, 958, 899, 923, 885, 1008 и др.). С учетом изложенного выше можно считать, что в поздне меловое время на месте гайота Батиса существовал остров-атолл, где имела место сравнительно не очень значительная фосфатизация околорифовых и, видимо, лагунных фаций — ситуация вполне аналогичная той, что существует на многих низких атоллах современной Пацифики, на которых формируются так называемые “коровые” фосфориты [1]. Как отмечалось, имеется визуальная и отчасти петрографическая близость их с современными фосфатизированными породами таких атоллов. Обычно фосфориты низких островов-атоллов считаются связанными с отложениями гуано [5]. Но в позднем мелу кажется весьма мало вероятным сколько-нибудь массовое развитие птиц и, соответственно, заметных скоплений гуано. Естественно, как и в случае с фосфоритами поднятых атоллов

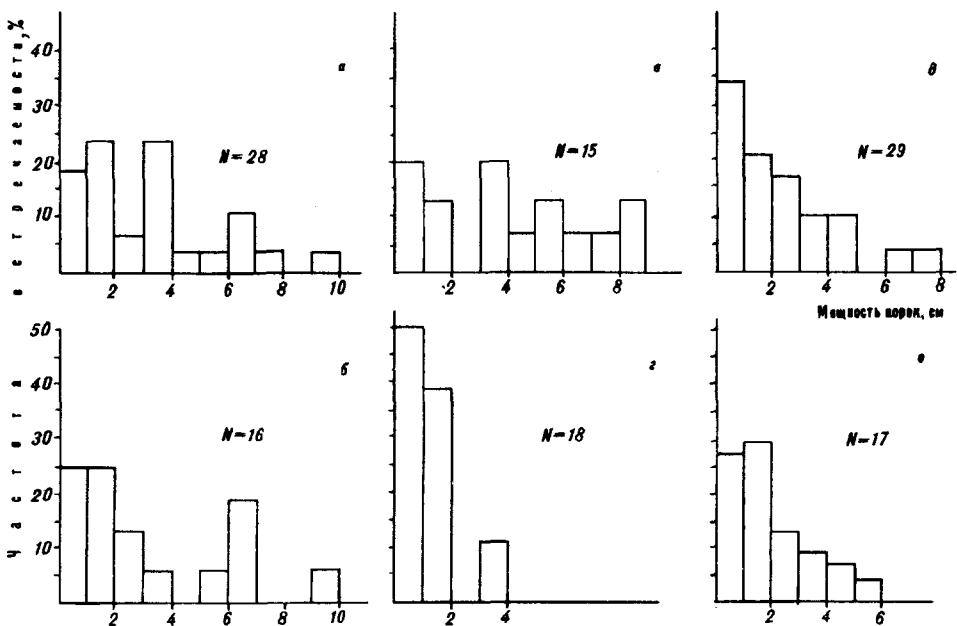


Рис. 9. Гистограммы распределения мощностей корок на различных типах субстратов.

а — на планктоногенных фосфатизированных известняках эоцена, *б* — на рифогенных фосфатизированных известняках кампан-маастрихта, *в* — на фосфатизированных брекчиях эоцена, *г* — на других фосфатизированных породах, *д* — на верхнеюрских нижнемеловых базальтах и вулканокластических породах, *е* — на других нефосфатизированных породах — терригенных комплексах и известняках альба-сеномана, терригенных комплексах кампан-маастрихта.

[6, 7], никаких признаков связи фосфатизации с отложениями гуано в изученных породах нет.

Дальнейшая интерпретация имеющихся данных позволяет предполагать, что где-то в пределах границы мела и палеогена началось, вероятно достаточно медленное, погружение острова под уровень океана, и уже с палеоэоцена начинают откладываться планктонные осадки стадии подводной горы, и, соответственно, начинается наиболее значительная фосфатизация, максимально развивавшаяся во второй половине эоцена. Дальнейшее погружение гайота в последующее время не способствовало развитию фосфатизации, что, очевидно, означает существование некоторой определенной глубины, ниже которой осадки не фосфатизируются, ибо четвертичные также планктонные осадки не содержат более 1,0—1,5 % P_2O_5 , причем, возможно, и эти значения отчасти связаны с наличием небольших обломков более древних фосфоритов.

Следует отметить, что особая ситуация зафиксирована на ст. 1000, где в пористых, слабоконсолидированных, но сильно биотурбированных, пронизанных ходами илоедов карбонатных фосфоритах присутствуют наряду с палеоценовыми и плейстоценовые фораминиферы, что кажется вполне объяснимым.

Естественно, на других подводных горах, даже в пределах системы Маркус-Уэйк, в зависимости от индивидуального характера развития, могут быть отклонения от намеченной картины, хотя некоторые общие черты тем не менее проявляются.

Соотношение железомарганцевой и фосфоритовой минерализации. Так как железомарганцевые корки и фосфориты в обломочных шлейфах обусловлены присутствием разрушающихся выходов коренных пород, отмечается их тесная пространственная связь. Этого, однако, недостаточно, чтобы понять закономерность совместного проявления. Для более детального рассмотрения были использованы данные по конкретным образцам — средние значения мощности корок в каждой драге. Результаты приведены в виде гистограмм распределения мощности корок на различных типах субстрата (рис. 9). При выделении типов субстрата учитывалось присутствие или отсутствие фосфоритов. Полученная картина создает впечатление, что на фосфатном

субстрате мощные корки встречаются чаще, чем на нефосфатном (см. рис. 9, а—в). Видимо, такая картина характерна только для гайота Батиса с его специфическими особенностями геологического строения: фосфатносные породы эоценового и кампан-маастрихтского комплексов находятся на наиболее благоприятных для образования корок батиметрических и геоморфологических интервалах, а базальты и обломочные породы, известняки альбсеномана распространены на более гипсометрически низких участках склонов, где мощные корки крайне редки (см. рис. 9, д, е), как и на этих породах, так и фосфоритах (см. рис. 9, з). Таким образом, можно сделать существенный вывод: при довольно мощной карбонатной “шапке” на подводных горах, расположенных в благоприятных батиметрических условиях, значительно чаще будут встречаться максимальные по мощности корки с фосфоритовым субстратом. Если же карбонатная “шапка” незначительная или вообще отсутствует, то максимальные мощности корок будут на вулканитовом субстрате, но следует иметь в виду, что последний также может быть фосфатным, если вулканиты пористые. Обычно это имеет место тогда, когда развиты их субщелочные, а не плотные толеитовые разновидности.

В то же время, приведенные данные указывают на необходимость учета совместного залегания рассматриваемых полезных ископаемых при разработке технологии добычных и обогащающих операций для исключения потерь полезных компонентов.

Результаты довольно детального изучения гайота Батиса указывают на необходимость учета ряда факторов при оценке размещения, качества, типа полезной минерализации на подводных горах приэкваториальной Пацифики, в том числе батиметрических, историко-геологических, геоморфологических, петрографо-литологических. Только такой анализ и может представить достаточно непротиворечивую картину этого своеобразного, типично океанического рудогенеза.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Альтшулер Э.С.* Выветривание месторождений фосфоритов — аспекты геохимии и среды // Фосфор в окружающей среде. — М.: Мир, 1997. — С. 47—116.
2. *Андреев С.И., Ванштейн В.Г., Аникеева Л.И. и др.* Кобальтоносные железомарганцевые корки океана // Морская геология и геофизика / ВИЭМС. — М., 1989.
3. *Богданов Ю.А., Сорохтин О.Г., Зонениайн Л.П. и др.* Железомарганцевые корки и конкреции подводных гор Тихого океана. — М.: Наука, 1990.
4. *Говоров И.Н., Киселев В.В., Говоров Г.И. и др.* Автономные анкармиты гор Маркус-Уэйк (Тихий океан) // Докл. РАН. — 1992. — Т. 325, № 5. — С. 994—999.
5. *Лисицына Н.А., Исаева А.Б., Соколова А.Д., Шевченко А.Л.* Карбонатно-фосфатные породы подводных гор Восточно-Марианского бассейна (Тихий океан) // Литология и полезн. ископаемые. — 1988. — № 2. — С. 39—54.
6. *Школьник Э.Л., Батурич Г.Н.* О происхождении фосфоритов о. Науру (Тихий океан) // Тихоокеан. геология. — 1990. — № 5. — С. 42—48.
7. *Школьник Э.Л., Батурич Г.Н., Жегалло Е.А.* О структуре фосфоритов о. Науру // Там же. — 1992. — № 4. — С. 136—140.
8. *Школьник Э.Л., Мельников М.Е., Сенькова Т.В., Герасимова Г.Н.* Особенности комплексной минерализации на подводных горах центральной части системы Маркус-Уэйк, Тихий океан // Там же. — 1993. — № 2. — С. 28—36.
9. *Halbach P., Sattler C.D., Teichmann F., Wahsner M.* Cobalt-rich and platinum-bearing manganese crust deposits on seamounts: nature, formation, and metal potential // Mar. Mining. — 1989. — V. 8. — P. 23—39.
10. *Hutchinson G.E.* Survey of Existing knowledge of Biogeochemistry, 3. The Biogeochemistry of Vertebrate Excretion // Am. Mus. nat. hist. bull. — 1950. — V. 96. — P. 554.
11. *Initial reports of the Deep-Sea Drilling Project. V. 20.* — Washington: US Govern. Print. Office, 1973.
12. *Initial reports of the Deep-Sea Drilling Project. V. 32.* — Washington: US Govern. Print. Office, 1975.
13. *Initial reports of the Deep-Sea Drilling Project. V. 62.* — Washington: US Govern. Print. Office, 1978.
14. *Smoot N.C.* The Marcus-Wake seamounts and guyots as paleofracture indicators and their relation to the Dutton Ridge // Mar. Geol. — 1989. — V. 88. — P. 117—131.

GEOLOGICAL STRUCTURE AND MINERALS
OF THE BATISA GUYOT
(the Pacific Ocean)

Geological description is first given for Batisa guyot of the Marcus-Wake seamount system of the Pacific, that was investigated by dredging and other methods. Special attention was paid to oxide ferro-manganese and phosphorite ores developed in the apical part of the guyot. Regularities of zonal-concentric distribution of mineralization are discussed. They depend on some factors: geological structure, geomorphology, bathymetry, bottom currents. Relation of oxide ferro-manganese and phosphorite mineralization is discussed. Some factors responsible for such mineralization on guyots were determined as the result of their apical part geological structure.

УДК 564.53:551.736.3(571.6)

Ю.Д. Захаров, Г.В. Котляр, А.В. Олейников

ПОЗДНЕДОРАШАМСКИЕ (ПОЗДНЕЧАНСКИЕ)
БЕСПОЗВОНОЧНЫЕ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА
И ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЗМА РУБЕЖА ПЕРМИ И ТРИАСА
В ЗАПАДНОЙ ЦИРКУМ-ПАЦИФИКЕ

В верхней части людянзинского горизонта верхней перми (капревские алевролиты) в южном Приморье обнаружен довольно представительный комплекс аммоноидей (17 видов 10 родов) и брахиопод (3 вида 3 родов), ассоциирующихся с однообразными двустворками. Новые данные подтверждают существование полного разреза верхней части перми в южном Приморье и позволяют корректировать верхи людянзинского горизонта (слои с *Huananoceras qianjiangense*) с верхними зонами формации Чансин (*Pseudostephanites* — *Tapashanites*, *Pleuronodoceras* — *Rotodiscoceras*) в юго-восточном Китае и верхней зоной дорашамского яруса (*Pleuronodoceras occidentale*) Закавказья. На рубеже перми и триаса морские тропические бассейны юго-восточного Китая имели, по-видимому, более тесную связь с южным Приморьем, чем с западной частью области Тетис. Присутствие туфогенного материала и туфов кислого состава в верхнедорашамских отложениях западной Пацифики (южное Приморье) согласуется с данными о широком проявлении вулканизма среднего и кислого состава на рубеже перми и триаса.

Аммоноидеи из верхних слоев перми известны в ограниченном числе мест в пределах Тетического пояса (Закавказье и район восточной окраины Азии); в Бореальной и Нотальной областях они вообще не обнаружены. Вместе с тем, сведения по позднедорашамским (позднечанским) организмам в сочетании с данными по раннепермским представителям органического мира имеют прямое отношение к проблеме границы палеозоя и мезозоя.

Предлагаемая статья в основном посвящена характеристике позднедорашамских комплексов аммоноидей, двустворок и брахиопод, недавно обнаруженных в Партизанском районе южного Приморья.

Авторы статьи благодарны Э.А. Шагвалиеву и А.В. Лызганову за помощь в сборе беспозвоночных на левобережье р. Партизанская, Н.К. Жарниковой за предоставление материала из пограничных слоев перми и триаса левобережья р. Артемовка, Ю.М. Бычкову и Ин Хонфу за предварительное определение дорашамских двустворок, С.М. Таши за консультацию по геологическому строению района и Л.И. Сокур за техническое оформление рукописи.

Краткий очерк истории изучения дорашамских
(чансинских) аммоноидей

Дорашамские цератиты Закавказья, принимаемые первоначально за триасовые, впервые были исследованы Э. Мойсисовичем [23], А.А. Стояно-

вым [27] и Л.Д. Кипарисовой [2]. Полные представления о раннедорашамском комплексе аммоноидей из ахуринской (джульфинской) свиты Закавказья мы имеем благодаря монографическому исследованию А.А. Шевырева [12, 13].

С открытием аммоноидей в верхней части формации Чансин в юго-восточном Китае [16] стал очевидным тот факт, что зона *Paratirolites kittli*, выделенная А.А. Стояновым [27], и подстилающие ее отложения в Закавказье имеют позднепермский возраст. Это послужило поводом для выделения дорашамского яруса [8, 10, 11] и установления границы перми и триаса в кровле зоны *Paratirolites kittli*, совпадающей с кровлей ахуринской свиты. Позднее нами было установлено, что базальные слои вышележащей карабаглярской свиты также содержат остатки позднепермских беспозвоночных (*Pleuronodoceras occidentale* Zakh., *Xenodiscus jubilaearis* Zakh., *Lopingoceras* sp., *Haydenella* sp. [3, 7, 34, 35]). На этом основании здесь выделена зона *Pleuronodoceras occidentale*, и дорашамский ярус рассматривается в связи с этим в большем объеме, чем было предложено К.О. Ростовцевым и Н.Р. Азаряном. Позднечансинский возраст верхней части разреза перми в Закавказье доказывается присутствием представителя рода *Pleuronodoceras* в базальных слоях карабаглярской свиты, а также находкой конодонтов *Hindeodus parvus* Kozur et Pjatakova [20] непосредственно в перекрывающих их отложениях индского яруса. В свете новых данных, граница перми и триаса в Закавказье, соответствующая, по-видимому, подошве зоны *Otoceras woodwardi* Гималаев, располагается в пределах базальной пачки аргиллитов карабаглярской свиты, в 0,5 м выше ее подошвы (при точном определении конодонтов). Первые представители рода *Clagia*, широко распространенные в индских отложениях Закавказья, обнаружены в 1,5 м выше подошвы конодонтовой зоны *Hindeodus parvus*, имеющей мощность в разрезе Дорашам-2 около 2 м, а первые представители *Ophiceras* (*Lytrophiceras*) — в 0,3 м выше ее кровли, установленной по появлению *Isarcicella isarcica* (Huckriede).

Верхняя часть формации Чансин (зоны *Pseudostephanites* — *Tapashanites*, *Pleuronodoceras* — *Rotodiscoceras*) в отличие от зоны *Pleuronodoceras occidentale* Закавказья охарактеризована весьма разнообразным комплексом аммоноидей, принадлежащих 25 родам [25, 38].

Менее разнообразный, чем в Закавказье и Китае, комплекс дорашамских аммоноидей обнаружен в центральном и юго-западном Иране [15, 19, 28]. Однако верхнедорашамские слои, соответствующие зоне *Pleuronodoceras occidentale* Закавказья, здесь достоверно не установлены.

Имеются отрывочные сведения о находке раннедорашамского *Paratirolites* в осыпи в районе Березика на о. Мадагаскар [30]. Ревизия комплекса позднепермских цефалопод, установленного Ю. Бандо и М. Эхиро [14, 17, 18], свидетельствует об отсутствии дорашамских (чансинских) аммоноидей в коллекции, собранной из серии Тойома [34].

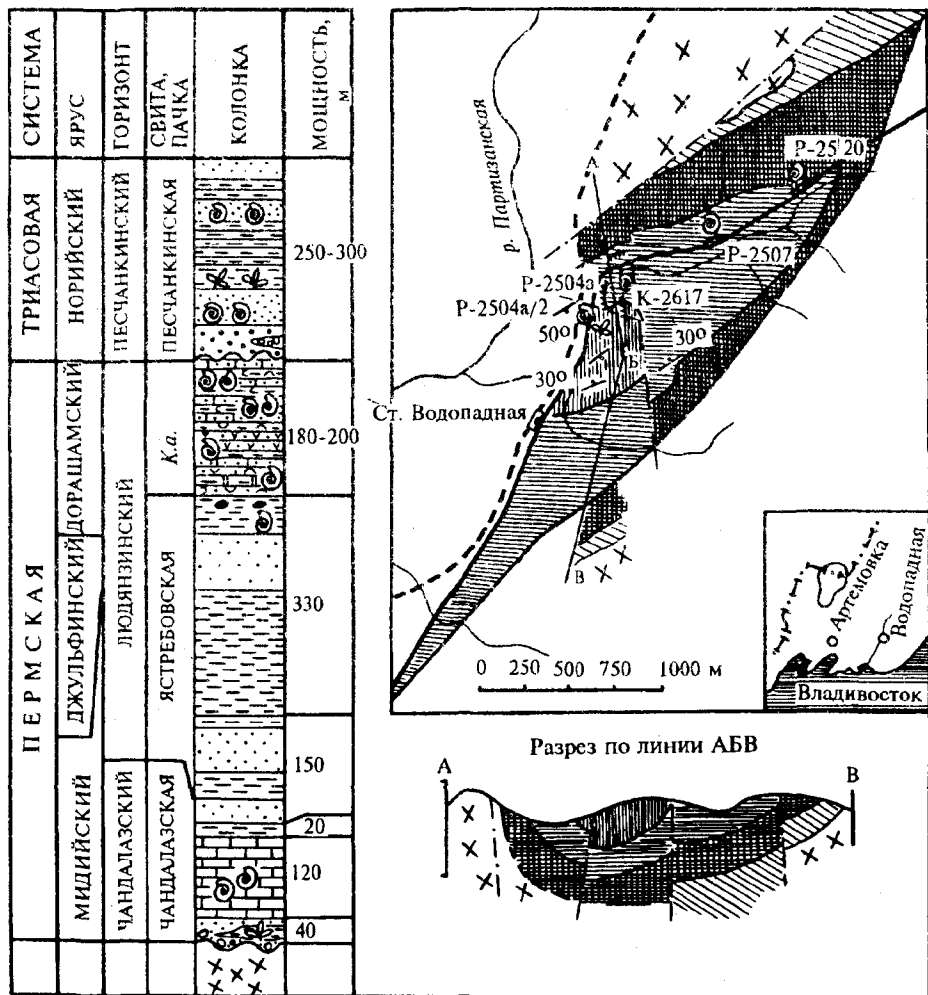
В южном Приморье из дорашамских аммоноидей до недавнего времени были известны *Iranites?* sp., *Pleuronodoceratidae* и *Liuchengoceras melnikovi* Zakh. [5—8, 34, 35].

Таким образом, позднедорашамские аммоноидеи достоверно установлены только в трех районах мира: в юго-восточном Китае, Закавказье и Южном Приморье; причем присутствие их в двух последних районах до недавнего времени доказывалось лишь единичными находками.

Распределение позднедорашамских (позднечансинских) аммоноидей в разрезе Южного Приморья

Позднедорашамские аммоноидеи в Южном Приморье обнаружены в двух пунктах. Довольно представительный комплекс установлен в районе железнодорожной станции Водопадная (Шиненгоу), сравнительно бедный — на левобережье р. Артемовка [36, 37].

В 1992 г. во время геологического картирования территории правобережья р. Партизанская в выемках шоссейной дороги, в 1,0 и 1,7 км северо-восточнее станции Водопадная (рис. 1) геологами Сергеевской геолого-съёмочной партии Приморского геологического комитета были обнаружены скопления пермских амmonoидей. Верхняя часть разреза перми в районе этой станции представлена следующими отложениями (снизу вверх) (рис. 2):



- 1 [Symbol]
- 2 [Symbol]
- 3 [Symbol]
- 4 [Symbol]
- 5 [Symbol]
- 6 [Symbol]
- 7 [Symbol]
- 8 [Symbol]
- 9 [Symbol]
- 10 [Symbol]
- 11 [Symbol]
- 12 [Symbol]
- 13 [Symbol]
- 14 [Symbol]
- 15 [Symbol]
- 16 [Symbol]
- 17 [Symbol]
- 18 [Symbol]
- 19 [Symbol]
- 20 [Symbol]
- 21 [Symbol]
- 22 [Symbol]
- 23 [Symbol]

Рис. 1. Схема геологического строения и стратиграфическая колонка района железнодорожной станции Водопадная (левобережье р. Партизанская (с привлечением [9])).

1 – сергеевские габброиды (средний кембрий), 2 – конгломераты и гравелиты, 3 – песчаники граувакковые, 4 – песчаники аркозовые, 5 – песчаники известковые, 6 – алевролиты, 7 – аргиллиты, 8 – аргиллиты с примесью пеплового материала, 9 – аргиллиты кремнистые, 10 – туфы кислого состава, 11 – туфы среднего? состава, 12 – известняки, 13 – конкреции преимущественно мергелистого состава, 14 – скопления остатков организмов растительного или животного происхождения, 15 – выходы отложений чандалазской свиты, 16 – выходы отложений ястребовской свиты, 17 – выходы капревских алевролитов (К.а.), 18 – выходы отложений песчанкинской свиты, 19 – элементы залегания отложений, 20 – разрывные нарушения, 21 – естественные обнажения и номера слоев, 22 – автомобильная дорога, 23 – железная дорога.

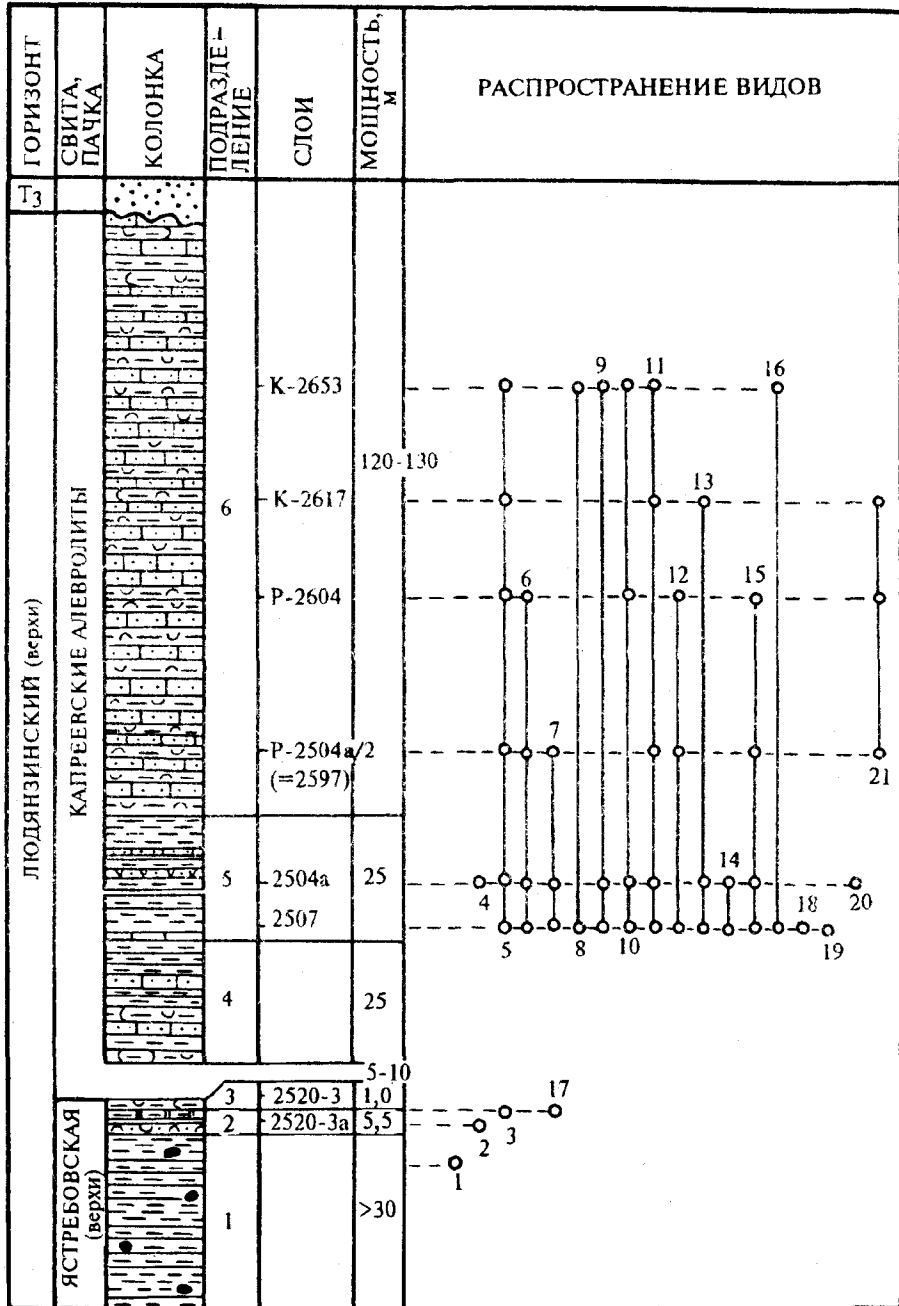


Рис. 2. Стратиграфическое распространение беспозвоночных в верхней части перми района железнодорожной станции Водопадная.

1 - криноидеи, мшанки; 2 - брахиоподы невыясненной систематической принадлежности; 3 - *Paracrurithyrus pygmaeus*, *Crurithyrus flabelliformis*, *Araxathyris minor*; 4 - *Shaanomya* sp.; 5 - *Posidonia* sp.; 6 - *Pseudorthoceras*? sp.; 7 - *Changhsingoceras*? sp. indet.; 8 - *Dzhulfoceras orientale*; 9 - *Xenodiscus* aff. *strigatus*; 10 - *X.* aff. *jubilaearis*; 11 - *Sutchanites oleinikovi*; 12 - *Sinocellites* ex gr. *costatus*; 13 - *Huananoceras* cf. *perornatum*; 14 - *H.* cf. *involutum*; 15 - *H. qianjiangense*; 16 - *Huananoceras*? sp.; 17 - *Paragastrioceratidae*?; 18 - *Pleuronodoceratidae* gen. nov. 2; 19 - *Liuchengoceras* cf. *crassicosatum*; 20 - *Tapashanites*? sp. indet.; 21 - *Xenodiscus* sp. Прочие обозначения см. рис. 1.

Ястребовская свита (верхи)

1. Алевролиты и аргиллиты серые, тонкослоистые, с прослоями песчаников и известняково-мергелистыми конкрециями, содержащими остатки фораминифер, криноидей и мшанок. Последние встречаются и в алевролитах более 20 м

2. Переслаивание зеленовато-серых и зеленовато-желтых пелитов (тефроидов), серых алевролитов и кремнистых аргиллитов с линзами и слоями пепловых туфов кислого состава и редкими конкрециями карбонатного и фосфатного состава 5,5 м

Редкие мелкие брахиоподы плохой сохранности, остатки челюстного аппарата амmonoидей — *Anartychus* (пол. № 2520/3а).

3. Переслаивание пелитов (пепловых тефроидов) зеленовато-серых, ленточных, алевролитов и тонкозернистых известковистых песчаников темно-серых около 10 м

Скопление мелких брахиопод — *Paracurithyris pygmaea* (Liao), *Crurithyris flabelliformis* Liao, *Agaathyris minor* Grunt, ассоциирующихся с редкими чернилами морских лилий и обрывками мшанок; здесь же встречены остатки крупного гониатита, принадлежащего, по-видимому, к семейству *Paragastrioceratidae* (пол. № 2520-3).

Задернованный интервал (5—10 м по мощности).

4. Переслаивание пелитов, алевролитов и тонкозернистых песчаников около 25 м

5. Тонкое переслаивание зеленовато-серых ленточных туфогенных пелитов и темно-серых алевролитов; в верхней части пачки встречен прослой (6—7 см) туфов (витрокристаллокастических) около 25 м

В нижнем пятиметровом интервале (пол. № 2507) пачки: гониатиты — *Changhsingoceras?* sp. indet., цератиты — *Dzhulfoceras orientale* Zakh., *Xenodiscus* aff. *strigatus* Schind., X. aff. *jubilaearis* Zakh., *Sutchanites oleinikovi* Zakh., *Sinocellites* ex gr. *costatus* Zhao, Liang et Zheng, *Huananoceras* cf. *perornatum* Chao et Liang, H. cf. *involutum* Chao et Liang, H. *qianjiangense* Zhao, Liang et Zheng, *Huananoceras?* sp. indet., *Pleuronodoceratidae* gen. nov. 2, *Liuchengoceras* cf. *crassicosatum* Zhao, Liang et Zheng, *Tapashanites?* sp. indet., наутилоидеи — *Pseudorthoceras?* sp., мелкие двустворки — *Posidonia* sp. (скопления).

В средней части пачки (пол. № 2504а): гониатиты — *Changhsingoceras?* sp. indet., цератиты — *Xenodiscus* aff. *strigatus* Schind., X. aff. *jubilaearis* Zakh., *Sutchanites oleinikovi* Zakh., *Mingyueiaceras* sp. indet., *Huananoceras* cf. *perornatum* Chao et Liang, H. cf. *involutum* Chao et Liang, H. *qianjiangense* Zhao, Liang et Zheng, наутилоидеи — *Pseudorthoceras?* sp., двустворки среднего и мелкого размера — *Posidonia* sp. (скопления), *Shaenomya* sp. indet.

6. Переслаивание зеленовато-серых тонкозернистых песчаников, тонкослоистых пелитов и алевролитов, содержащих линзы мергелистых пород 120—130 м

(1) в 10—15 м выше подошвы (пол. № P-2504а/2) встречены гониатиты — *Changhsingoceras?* sp. indet., цератиты *Xenodiscus* sp., *Sutchanites oleinikovi* Zakh., *Sinocellites* ex gr. *costatus* Zhao, Liang et Zheng, *Huananoceras qianjiangense* Zhao, Liang et Zheng, наутилоидеи — *Pseudorthoceras?* sp. и многочисленные двустворки — *Posidonia* sp.

(2) в 40—45 м выше подошвы (пол. P-2604) собраны цератиты — *Xenodiscus* aff. *jubilaearis* Zakh., *Xenodiscus* sp., *Sinocellites* ex gr. *costatus* Zhao, Liang et Zheng, *Huananoceras qianjiangense* Zhao, Liang et Zheng, наутилоидеи — *Pseudorthoceras?* sp., многочисленные двустворки — *Posidonia* sp.

(3) в 60—65 м выше подошвы (пол. № K-2617) обнаружены цератиты — *Xenodiscus* sp., *Sutchanites oleinikovi* Zakh., *Huananoceras* cf. *perornatum* Chao et Liang, многочисленные двустворки — *Posidonia* sp.

(4) в 8—16 м ниже кровли (пол. № K-2653, K-2653/2, K-2653/3) присутствуют цератиты — *Dzhulfoceras orientale* Zakh., *Xenodiscus* aff. *strigatus* Schind., X. aff. *jubilaearis* Zakh., *Sutchanites oleinikovi* Zakh., *Huananoceras* sp. и др. и скопления двустворок — *Posidonia* sp.

Общая мощность капреевских алевролитов в разрезе около 180—200 м.

Стратиграфически выше пермские отложения несогласно, с разрывом перекрываются нижненорийскими отложениями песчанкинской свиты:

7. Песчаники алевитистые, граувакковые, серые, переслаивающиеся с углистыми аргиллитами около 255 м

Двустворки (в песчаниках) — *Pteriacea* gen. et sp. indet., *Oxytoma* cf. *zizeli* (Teller), O. cf. *mojsisovici* Teller, *Tosapecten subhiemalis* (Kipar.) *Unionites muensteri* (Wissm.), *Schaffhäutlia mellongi* (Hauer) (определение Э.Р. Дороховской).

Растительные остатки (в аргиллитах) — *Cteris* ex gr. *sulcicaulis* (Phillip.) Ward., *Taeniopteris spathulata* Oldham et Morris, *Pseudoctenis* ex gr. *monguica* Prynada (M.S.), *Podozamites* cf. *kiparisovkensis* Srebrud. et Schoroch., *Elatocladus* ex gr. *cephalotaxoides* Florin, *Cycadocarpidium* sp. и *Pachipteris* (*Thinnfeldia*) sp. (определение С.А. Шороховой и Е.Ю. Вольнец).

В перекрывающих их песчаниках и алевролитах встречены двустворки *Unionites muensteri* (Wissm.), U. cf. *littica* (Quenstedt) и гастроподы. В верхней части разреза установлены урэднейские отложения песчанкинской свиты, охарактеризованные *Otapiria ussuriensis* (Voronetz) и O. *ussuriensis* f. *chankaica* (Voronetz) (определение Э.Р. Дороховской).

Данные, полученные по капреевским алевролитам в районе станции Водопадная, позволяют пересмотреть положение границы перми и триаса на левобережье р. Артемовка. К дорашамскому ярусу до недавнего времени здесь относилась лишь пачка песчаников, алевролитов и аргиллитов (92,5 м), перекрывающая слои с *Eusanyangites bandoi* джульфинского яруса [4, 5, 35]. В нижней своей части она охарактеризована остатками *Neogeoceras thaumas-tum* Ruzh., *Eumedlicottia* sp., *Cyclolobidae* gen. et sp. indet. и *Iranites?* sp. (слои с *Iranites?*), а в верхней — *Pleuronodoceratidae* gen. nov. 1, *Liuchengoceras melnikovi* Zakh. (слои с *Pleuronodoceratidae* — *Liuchengoceras*); в цементе песчаников из кровли пачки встречены остатки мшанок — *Fistulipora*, *Eridopora* и *Stenodiscus*.

Выше располагаются отложения, которые мы склонны относить к пачке капреевских алевролитов (ранее они принимались за базальные слои триаса). В нижней своей части пачка представлена темно-серыми тонкослоистыми пелитами и алевролитами (8,8 м) с редкими мелкими конкрециями глинистого и мергелистого состава и маломощными прослоями мелкозернистых песчаников с растительным детритом. В верхней части она сложена зеленовато-серыми и темно-серыми тонкослоистыми пелитами и алевролитами (31 м) с редкими мергелистыми конкрециями и маломощными прослоями тонко- и мелкозернистых песчаников.

Результаты ревизии аммоноидей из капреевских алевролитов левобережья р. Артемовка свидетельствуют о принадлежности их к роду *Xenodiscus* (*X. aff. carbonarius* Waagen, *Xenodiscus* sp., *Xenodiscus?* sp. indet.). Присутствие в этих слоях триасовых *Dieneroceras*, *Xenoceltites* [1] и *Ophiceras* (*Lytrophiceras*) [35], установленных по мелким экземплярам, не подтверждается. Встречающиеся здесь двустворки условно отнесены Н.К. Жарниковой [1] к родам *Posidonia* и *Claraia*.

Мощность капреевских алевролитов в разрезе около 40 м, общая мощность дорашамских отложений, по-видимому, не менее 132 м.

Ниже по р. Артемовка прослеживается пачка темно-серых аргиллитов и серых песчаников (50—60 м), содержащая в своей верхней части крупные конкреции-септарии с остатками раннеоленинских аммоноидей зоны *Hedenstroemia bosphorensis* (*Metussuria bella* Zakh. [5]). Взаимоотношение ее с пермью не установлено из-за плохой обнаженности соответствующего интервала разреза. Представительные комплексы аммоноидей раннеоленинских зон *Hedenstroemia bosphorensis* и *Anasibirites nevolini* обнаружены на левом борту р. Артемовка в 0,4—0,5 км северо-восточнее места находки *Metussuria bella*. Индские аммоноидеи в разрезе не встречены.

АНАЛИЗ ПОЗДНЕДОРАШАМСКОГО ФАУНИСТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА И НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ КОРРЕЛЯЦИИ

БРАХИОПОДЫ

Нижние слои капреевских алевролитов на левобережье р. Партизанская содержат однообразный и бедный комплекс, представленный тремя видами эпипланктонных тонкостворчатых брахиопод: *Paracrurithyris rugmaea* (Liao), *Crurithyris flabelliformis* Liao и *Araxathyris minor* Grunt. Два первых вида впервые были установлены в фации “кремнистых сланцев” (зона *Paraphella sulcatifera* — *Paracrurithyris pigmaea*) комплексной зоны *Peltichia zigzag* — *Paraphella sulcatifera*, выделенной Ляо [22] в самой верхней части формации Чансин южного Китая. *Araxathyris minor* — зональный вид дорашамского яруса Закавказья; поздние его представители встречены в нижней части красноцветных глин разреза Дорашам-2, непосредственно выше находки *Pleuronodoceras occidentale* Zakh. В этом местонахождении он встречен совместно с последними представителями *Clarkina orientalis* (Barskov et Koroleva), *Cl. subcarinata* (Sweet), *Cl. changxingensis* (Wang et Wang) и *Cl.*

deflecta (Wang et Wang) [20]. Два из упомянутых видов позднее были обнаружены в первом переходном пермско-триасовом слое (mixed bed 1) формации Чинлун района Мейшан южного Китая, а *Crurithyris flabelliformis*, кроме того, установлен и во втором переходном слое (mixed bed 2) того же разреза [26, 29]. Эти слои многими авторами относятся к триасовой системе; встречающиеся здесь брахиоподы рассматриваются Ляо как персистентные виды, продолжающие существовать в самом начале триасового периода. Вместе с тем, в последнее время [21, 29] границу перми и триаса в осевой части Тетической области предлагается проводить по первому появлению конодонтов *Hindeodus parvus* (Kozur et Pjatakova). В таком случае, ее положение в южном Китае совпадает, по-видимому, с подошвой второго переходного слоя (mixed bed 2), имеющего мощность 0,16 м.

В зависимости от точки зрения на возраст упомянутых переходных слоев южного Китая, капреевские слои на основании данных по заключенным в них брахиоподам можно рассматривать либо как самые верхние слои дорашамского (чансинского) яруса, либо как переходные пермско-триасовые слои, которые по договоренности могут относиться к триасу.

ДУВСТВОРЧАТЫЕ МОЛЛЮСКИ

Двустворки капреевских алевролитов южного Приморья многочисленны, но однообразны в таксономическом отношении. Доминирующей группой является *Posidonia* (определение Ю.М. Бычкова и Ин Хонфу). Представители этого рода появились в силуре и вымерли в юрское время. Достоверные *Claraia* в этих слоях не обнаружены. *Chaenotrypa* встречена в верхней части пачки капреевских алевролитов. Виды этого рода распространены в палеозое (карбон — пермь).

ГОЛОВОНОГИЕ МОЛЛЮСКИ

Несмотря на изолированность отдельных выходов местонахождений аммоноидей на левобережье р. Партизанская (капреевские слои), принадлежность их к единому стратиграфическому подразделению (слои с *Huananoceras qianjiangense*) [37] не вызывает сомнений. В частности, комплекс аммоноидей обнажения P-2504A представляет собой обедненный комплекс пункта P-2507 (если не принимать во внимание присутствие в нем *Mingyuexiaceras*); вместе с тем, здесь отмечается появление заметно более крупных двустворок (*Posidonia* sp.), что, возможно, связано лишь с несколько более высоким стратиграфическим положением в разрезе вмещающих слоев.

Из аммоноидей в капреевских алевролитах доминируют цератиты семейства *Xenodiscidae* (*Xenodiscus*). Несомненные представители рода *Xenodiscus* существовали в мидийско-дорашамское время. *X. aff. carbonarius* (Waagen), встреченный в капреевских алевролитах, имеет сходство с *X. carbonarius* (Waagen) из формации Чидру Соляного кряжа [31], отличаясь более узкими боковыми седлами лопастной линии. *X. aff. strigatus* Shindewolf сходен по этим же признакам с *X. strigatus* Shindewolf из продуктусового известняка Соляного кряжа [24], но отличается более высоким первым боковым седлом лопастной линии. *X. aff. jubilaearis* Zakh. (близок к *X. jubilaearis* Zakh. из верхнедорашамских отложений Закавказья (отличается несколько большей эволюционностью раковины и отсутствием радиальных складок на боковых ее сторонах).

Более определенное значение для определения ярусной принадлежности капреевских алевролитов Южного Приморья имеют находки представителей семейства *Cyclolobidae* (гониятиты), *Arahoceratidae*, *Huananoceratidae*, *Liuchengoceratidae* и *Tapashanites* (цератиты).

Из араксцератид в капреевских алевролитах обнаружены *Dzhulfoceras*. Представители этого рода в Закавказье установлены в верхней части джультинского яруса (зона *Vedioceras ventrosulcatum*), а в Центральном Иране — в отложениях дорашамского яруса (пачка 7 формации Хамбаст) [15]. Новый вид рода *Dzhulfoceras* из Приморья по форме раковины имеет наибольшее

сходство с *D. paulum* Ruzh. из Закавказья, отличаясь зазубренностью умбиликальной лопасти и более глубокими третьей и четвертой умбиликальными лопастями лопастной линии.

Большая часть видов *Huananoceras* (*Huananoceratidae*) в южном Китае известна из формации Чансин (дорахамский ярус), и только один из видов этого рода (*H. involutum* Chao et Liang) установлен по образцам из сланцев Ляошань формации Ушапин (джульфинский ярус) [38]. Лопастная линия установлена у одного из видов (*H. qianjiangense* Zhao, Liang et Zheng) этого рода, обнаруженных в Южном Приморье. Все эти формы на основании признаков внешней морфологии с большей или меньшей степенью условности отнесены к видам, установленным в Китае (*H. perornatum* Chao et Liang, *H. involutum* Chao et Liang, *H. qianjiangense* Zhao, Liang et Zheg).

Представители всех прочих родов (*Changhsingoceras?*, *Liuchengoceras*, *Tapashanites*, *Sinoceltites*, *Mingyuexiaceras*) встречаются преимущественно в интервале, соответствующем верхней части формации Чансин. Только *Sinoceltites* имеет несколько более широкое стратиграфическое распространение — встречается как в верхнедорахамском (верхнечансинском) подъярусне, так и в смежных с ним слоях зоны *Paratiroilites kittli*. По мнению В.В. Нассичука (Геологическая служба Канады), циклолобид *Changhsingoceras?* sp. indet. из Приморья с не полностью сохранившейся лопастной линией [37] может быть отнесен к роду *Paratexicoceras*, установленному Ю.Н. Поповым по единственному образцу из Верхоянья, но стратиграфическое распространение его в этом районе не установлено (голотип найден в аллювии). *Liuchengoceras melnikovi* Zakh. близок к позднечансинскому *L. evolutus* Zhao, Liang et Zheng, отличается лишь деталями строения лопастной линии. *L. cf. crassicostatum* Zhao, Liang et Zheng с трудом отличается от *L. crassicostatum* Zhao, Liang et Zheng [38] из верхов формации Чансин южного Китая (имеет более сглаженную скульптуру). *Sinoceltites ex gr. costatus* Zhao, Liang et Sheng наибольшее сходство обнаруживает с позднечансинским *S. costatus* Zhao, Liang et Zheng [38], отличаясь меньшей эволютностью раковины. *Mingyuexiaceras* sp. indet. из Приморья по форме раковины близок к *M. radiatum* Zhao, Liang et Zheng [38] из верхней части формации Чансин Китая. Полное сравнение обнаруженных форм в настоящее время невозможно из-за отсутствия сведений о лопастной линии у некоторых из них (*Sinoceltites*, *Mingyuexiaceras*).

Прочие головоногие (наутилоидеи) в капревских алевролитах редки.

В итоге возраст капревских алевролитов в южном Приморье по аммоноидеям, в отличие от данных по брахиоподам, определяется более однозначно: они несомненно соответствуют верхним зонам пермской формации Чансин (*Pseudostephanites* — *Tapashanites*, *Pleuronodoceras* — *Rotodiscoceras*), а возможно, и первому переходному слою формации Чинлин в Южном Китае [32, 38] и зоне *Pleuronodoceras occidentale* [35], составляющей верхнюю часть дорахамского яруса перми в Закавказье. По времени нижняя граница капревских алевролитов, имеющих наибольшую мощность на левобережье р. Партизанская в южном Приморье, является "скользящей" (time-transgressive): в бассейне р. Артемовка она совпадает с кровлей слоев с *Pleuronodoceratidae*-*Liuhengoceras*, в то время как в бассейне р. Партизанская она располагается стратиграфически ниже (в подошве слоев с *Huananoceras qianjiangense*, совпадающей, по-видимому, с подошвой слоев с *Pleuronodoceratidae*-*Liuhengoceras* (бассейна р. Артемовка)).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В людянзинском горизонте южного Приморья до недавнего времени различались следующие стратиграфические подразделения: 1) слои с *Cyclobolus kiselevae*, 2) слои без органических остатков, 3) слои с *Eusanyangites bandoi*, 4) *Iranites?* sp., 5) *Pleuronodoceratidae*-*Liuhengoceras*. Полученные данные свидетельствуют о том, что этот горизонт должен быть дополнен пачкой капревских алевролитов (слоями с *Xenodiscus*-*Posidonia* в бассейне р. Артемовка) или частью ее (верхи слоев с *Huananoceras qianjiangense* в

бассейне р. Партизанская). Поскольку в стратотипе людянзинского горизонта (бухта Неизвестная на п-ове Трудный) капреевские слои, составляющие верхи перми в южном Приморье, неизвестны, гипостратотипом этого горизонта нами предлагается разрез левобережья р. Артемовка, описанный нами ранее [5, 35].

Результаты анализа комплекса позднедорашамских аммоноидей южного Приморья свидетельствуют о его заметном сходстве (на видовом и родовом уровнях) с позднечансинским комплексом юго-восточного Китая. Из 17 видов 10 родов аммоноидей, встречающихся в верхней части людянзинского горизонта в южном Приморье, по-видимому, четыре вида являются общими с позднечансинским комплексом, шесть прочих видов имеют наибольшее сходство с видами из верхов формации Чансин, и лишь несколько таксонов описаны как новые [37].

На рубеже перми и триаса морские бассейны юго-восточного Китая имели, по-видимому, более тесную связь с южным Приморьем, чем с западной частью области Тетис. Судя по характеру смены фаун двустворчатых моллюсков в разных регионах, замещение экологических ниш брахиопод группами организмов охватывало довольно продолжительный промежуток времени. В южном Приморье это имело место в позднедорашамское время поздней перми, в Закавказье и в соседних с ним районах, а возможно и в южном Китае двустворки стали доминировать в условиях нормальной солености лишь в начале индского века раннего триаса.

Существует определенная связь между массовым вымиранием организмов на крупнейших рубежах фанерозоя и проявлениями вулканизма. Наиболее представительными и полными разрезами пограничных слоев палеозоя и мезозоя являются разрезы южного Китая (провинции Сычуань, Гуйчжоу, Хунань, Гуанси, Фуузянь, Чжэцзян, Хубей и др.). В большинстве разрезов этой обширной территории, охватывающей 12 провинций, обнаружены продукты вулканического происхождения. Чаще всего это туфогенные глинистые породы, которые, судя по их минеральному и химическому составу, образовались из туфов среднего — кислого состава [33]. В некоторых разрезах (провинции Хунань, Гуйчжоу и Гуанси) на границе перми и триаса установлены неизменные туфы, туффиты, игнимбриты или лавы. В отдельных разрезах к темным глинистым отложениям пограничных слоев приурочены аномально высокие содержания иридия.

В преобладающем большинстве районов мира верхние слои перми не сохранились вследствие размыва, в Закавказье литологический состав пограничных глинистых отложений перми и триаса не изучен.

Присутствие ленточных туфогенных пелитов, пепловых туффитов и прослоев туфов кислого состава в верхнедорашамских отложениях Южного Приморья согласуется с представлениями [33] о широком развитии вулканизма среднего — кислого состава на рубеже перми и триаса, наряду с вулканизмом основного состава, наиболее заметно проявившемся в Сибири.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бурий И.В., Жарникова Н.К. Палеогеографические и стратиграфические особенности взаимоотношения перми и триаса в южном Приморье // Палеонтолого-стратиграфические исследования фанерозоя Дальнего Востока / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1989. — С. 11—22.
2. Воинова Е.В., Кипарисова Л.Д., Робинсон В.Н. Класс Головоногие // Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР. Т. 7. Триасовая система. — М.; Л.: Гостеолтехиздат, 1947. — С. 124—176.
3. Захаров Ю.Д. К вопросу о типе границы перми и триаса // Бюл. МОИП. Отд. геол. — 1985. — Т. 60, № 5. — С. 59—70.
4. Захаров Ю.Д. Заключение // Проблемы биостратиграфии перми и триаса Востока СССР / ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1987. — С. 109—110.
5. Захаров Ю.Д., Павлов А.М. Первая находка аракоцератид в перми восточной части СССР // Пермо-триасовые события в развитии органического мира / ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1986. — С. 74—85.
6. Захаров Ю.Д., Павлов А.М. Пермские цефалоподы Приморья и проблема зонального расчленения перми Тетической области // Корреляция пермо-триасовых отложений Востока СССР / ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1986. — С. 5—32.

7. Захаров Ю.Д., Рыбалка С.В. Эталоны перми и триаса Тетической области // Проблемы биостратиграфии перми и триаса Востока СССР / ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1987. — С. 6—48.
8. Котляр Г.В., Захаров Ю.Д., Кочиркевич Б.В. и др. Позднепермский этап эволюции органического мира. Джульфинский и дорашамский ярусы СССР. — Л.: Наука, 1983.
9. Котляр Г.В., Захаров Ю.Д., Кропачева Г.С. и др. Позднепермский этап эволюции органического мира. Мидийский ярус СССР. — Л.: Наука, 1989.
10. Ростовцев К.О., Азарян Н.Р. Граница палеозоя и мезозоя в Закавказье // Докл. АН СССР. — 1971. — Т. 199, № 2. — С. 418—421.
11. Ростовцев К.О., Азарян Н.Р., Граница палеозоя и мезозоя в Закавказье и новый ярус верхней перми // Сов. геология. — 1974. — № 4. — С. 70—82.
12. Шевырев А.А. Надотряд Ammonoidea // Развитие и смена морских организмов на рубеже палеозоя и мезозоя. — М.: Наука, 1965. — С. 166—182.
13. Шевырев А.А. Триасовые аммоноидеи юга СССР. — М.: Наука, 1968.
14. Bando Y. On some Permian Medlicottiidae from the Toyoma Formation in the Kitakami Massif // Mem. Fac. Educ. Kagawa Univ. — 1975. — V. 25, N 2. — P. 67—81.
15. Bando Y. Upper Permian and Lower Triassic ammonoids from Abadeh, Central Iran // Ibid. — 1979. — V. 29, N 2. — P. 103—138.
16. Chao Kingkoo. The Permian ammonoid-bearing formations of South China // Sci. sinica. — 1965. — V. 14, N 12. — P. 1813—1826.
17. Ehiro M., Bando Y. Discovery Rotodiscoceras from the Upper Permian of southern Kitakami Massif and its significance // J. Geol. Soc. Japan. — 1980. — V. 86. — P. 484—486. (In Japanese).
18. Ehiro M., Bando Y. Late Permian from the southern Kitakami Massif, Northeast Japan // Trans. Proc. Palaeontol; Soc. Japan, N.S. — 1985. — V. 37. — P. 25—49.
19. Iranian-Japanese Research Group; The Permian and Lower Triassic systems in Abadeh region, Central Iran // Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., Ser. Geol. and Miner. — 1981. — V. 47, N 2. — P. 61—133.
20. Kotlyar G.V. Permian-Triassic boundary in Tethys and the Pacific Belt and its correlation // Shallow Tethys 3. — Sendai: The Saito Gratitude Foundation, 1991. — P. 387—391.
21. Kotlyar G.V., Kozur H., Zakharov Y.D. The Transcaucasian sections Dorasham 2 (Azerbaijan) and Sovetoshen (Armenia), two candidates for P/T boundary reference sections // Albertiana. — 1993. — N 12. — P. 36—38.
22. Liao Zhuoting. Brachiopod assemblages from the Upper Permian and Permian-Triassic boundary beds, South China // Canad. J. Earth Sci. — 1980. — V. 17, N 2. — P. 289—295.
23. Mojsisovics E. Zur Altersbestimmung der Sedimentär-Formationen der Araxes-Enge bei Djoulfa in Armenia // Verhandl. geol. Reichsanst. — 1979. — N 8. — S. 171—173.
24. Schindewolf O.H. Über die Faunenwende vom Paläozoikum zum Mesozoicum // Z. Dtsch. geol. Ges. — 1954. — Bd. 105. — T. 2. — S. 153—182.
25. Sheng H. Ammonoidea. Description of new genus and species // Geol. Mem., Ser. 2. — 1989. — N 9. — P. 190—204.
26. Sheng Jinzhang, Chen Chuzhen, Wang Yigang et al. Permian-Triassic boundary in middle and eastern Tethys // J. Pac. Sci., Hokkaido Univ. — 1984. — Ser. 4. — V. 21, N 1. — P. 133—181.
27. Stoyanov A.A. On the character of the boundary of Palaeozoic and Mesozoic near Djulfa // Зап. Петерб. минерал. об-ва, сер. 2. — 1910. — Ч. 47, № 1. — С. 61—135.
28. Teichert C., Kummel B., Sweet E. Permian-Triassic strata, Kuh-E-Ali Bashi, Northwestern Iran // Bull. Mus. Comp. Zool. — 1973. — V. 145, N 8. — P. 359—472.
29. The Chinese Working Group: A proposal for the global stratotype section and point (GSSP) of the Permian-Triassic boundary // Albertiana. — 1993. — N 11. — P. 4—30.
30. Tozer E.T. Xenodiscacean ammonoids and their bearing on the discrimination of the Permo-Triassic boundary // Geol. Mag. — 1969. — V. 106, N 4. — P. 348—361.
31. Waagen W. Salt range fossils. II. Fossils from the ceratite formation // Palaeontol. indica, ser. 13. — 1985. — V. 2. — P. 1—323.
32. Yin Hongfu. On the transitional bed and the Permian-Triassic boundary in South China // Newsl. Strat. — 1985. — V. 15, N 1. — P. 13—27.
33. Yin Hongfu. The effects of volcanism on the Permo-Triassic mass extinction in South China // Permo-Triassic events in the Eastern Tethys. World and regional geology 2. — Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1992. — P. 146—157.
34. Zakharov Y.D. Type and hypotype of the Permian-Triassic boundary // Mem. Soc. Geol. It. — 1986. — V. 34. — P. 277—289.
35. Zakharov Y.D. The Permo-Triassic boundary in the southern and eastern USSR and its international correlation // Permo-Triassic events in the Eastern Tethys. World and Regional geology 2. — Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1992. — P. 46—55.
36. Zakharov Y.D., Oleinikov A.V. New data on the problem of the Permian-Triassic boundary in the Far East // Carboniferous to Jurassic Pangea. Calgary, Alberta, Canada, August 15—19, 1993. Program and abstracts, Annual convention, Canad. Soc. Geol. — 1993. — P. 355.
37. Zakharov Y.D., Oleinikov A.V. New data on the problem of the Permian-Triassic boundary in the Far East // Pangea: global environments and resources. Canad. Soc. Petrol. Geol. — 1994. — Mem. 17.
38. Zhao J., Liang X., Zheng Z. The Late Permian cephalopods of South China // Palaeontol. sinica, N.S. B. — 1978. — N 12. — P. 1—194.

THE LATE DORASHAMIAN (LATE CHANGXSING)
 INVERTEBRATES OF THE FAR EAST AND PECULIARITIES
 OF VOLCANISM AT A BOUNDARY OF PERMIAN AND TRIASSIC
 IN THE WESTERN CIRCUM-PACIFIC

Rather a large assemblage of Ammonoidea (17 species, 10 genera) and of Brachiopoda (3 species, 3 genera), associated with the uniform Bivalvia, has been discovered within the upper area of the Upper Permian Ludyanza horizon (kapreevskie siltstones), the South Primorie region. The new data affirm the existence of the full section in the upper area of the Permian, South Primorie, and they allow us to correct the upper parts of the Ludyanza horizon (layers with Huananoceras qianjiangense) with the upper zones of the Chansin formation (Pseudostephanites — Tapashanites, Pleuronodoceras — Rotodiscoceras), South East China, and with the upper zone of the Dorashamian stage (Pleuronodoceras occidentale), Trans-Caucasus. Obviously, at a boundary of the Permian and Triassic the sea tropical basins of South East China were more closely connected with South Primorie, than with the western part of the Tethys area. The presence of the tuffogenic material and the acidic tuffs in the Upper Dorashamian deposits of the Western Circum Pacific (South Primorie), is consistent with the data, testifying to widely spread intermediate and acidic volcanism, occurring at a boundary of the Permian and Triassic.

УДК 552.321:551,25+551,24

С.М. Сеница, А.И. Ханчук

ПРЕКОЛЛИЗИОННЫЕ ГРАНИТОИДЫ

(условия становления ранних плутонов складчатых областей)

Рассматриваются данные по геологии ранних гранитоидов складчатых областей разных регионов, в том числе и Тихоокеанского пояса. Прежде эти породы считались типичными проявлениями синтетектонического или синорогенного (коллизийного) плутонизма. Из накопленных данных следует, что ранние гранитоиды наблюдаются во вторичном облике, обязанном наложенному динамотермальному метаморфизму, который они претерпели через десятки миллионов лет после становления плутонов. В этот промежуток времени ранние гранитоиды во многих случаях подвергались размыву и перекрывались осадками. Из наблюдений в участках, где наложенный метаморфизм был менее интенсивным, следует, что первоначально ранние гранитоиды формировали умеренно- и малоглубинные пластообразные тела в неметаморфизованных и недеформированных отложениях и что происходило это в тектонически спокойной (неколлизийной) обстановке почти одновременно с седиментацией и вулканизмом. Ранний гранитоидный плутонизм проявлялся в зонах сочленения океанических и континентальных плит и был обусловлен, видимо, механизмом субдукции.

Издавна гранитообразование считали тесно связанным с диастрофизмом. Принималось за правило, что гранитоидный плутонизм протекает "в судорогах (конвульсиях) орогена" [8. С. 206]. Между тем, исследования последних десятилетий показывают, что это правило неуниверсально. Оно не распространяется, в частности, на те гранитоиды, на примере которых было введено представление о синдеформационных (синтетектонических, синкинематических, синорогенных) плутонитах. Речь идет о ранних гранитоидах складчатых областей. Эти породы обычно представлены в гнейсовой фации и нередко сопровождаются мигматитами. Образуемые ими тела имеют согласный характер, они "вписываются" в складчатую структуру слоистого обрамления, принимая, по разным определениям, вид "антиклинальных батолитов" [17], "факолитов" [40] или "диапировых куполов" [39]. Указанные свойства и послужили основанием для традиционной тектонической интерпретации ранних гранитоидов.

С 60-х годов в окружении ранних плутонов стали обнаруживаться постранигранитоидные отложения, которые участвуют в тех же, что и гранитоиды, дислокационных структурных формах и характеризуются сход-

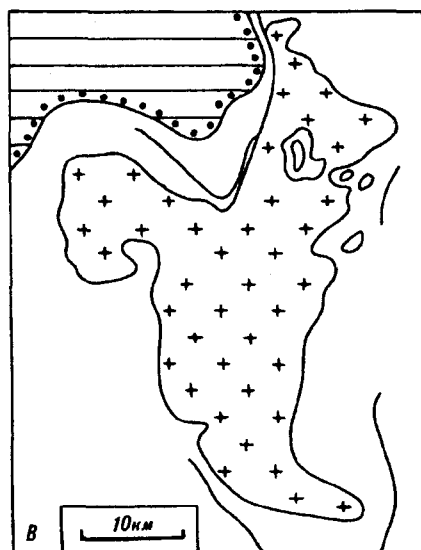
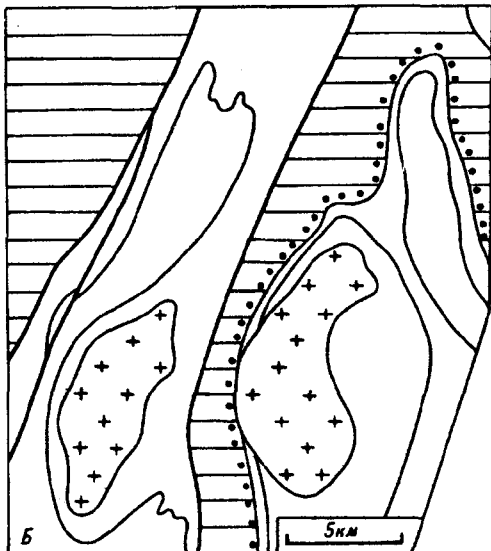
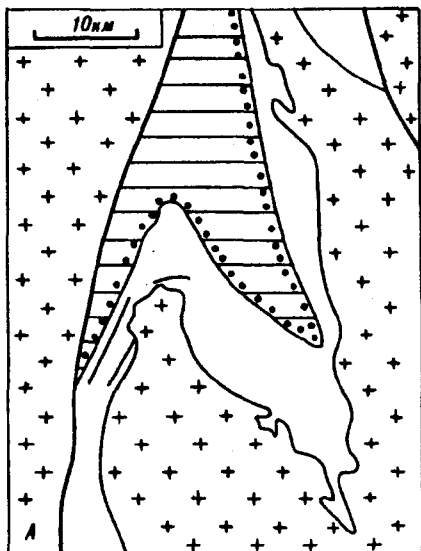
ными с такими гранитоидов минеральными и структурно-текстурными парагенезисами [6, 25, 27, 33, 41]. Подтвердилось известное со времен Я.И. Седергольма применительно к ранним гранитоидам свекофеннид Балтийского щита положение, что там, где окружающие ранние плутоны слоистые породы мигматизированы, мигматизированными оказываются и сами гранитоиды [5, 6]. Новые данные, таким образом, показали, что традиционно считавшиеся первичными свойства ранних гранитоидов в действительности оказались вторичными, т.е. обусловленными наложенными преобразованиями (деформацией и метаморфизмом). Представления об условиях становления ранних плутонов теперь должны быть пересмотрены с учетом этого обстоятельства.

Общая характеристика (состав, возраст, распространение). Состав ранних плутонов варьирует от диоритов и монцонитов до нормальных гранитов. Преобладают кварцевые диориты, гранодиориты и тоналиты. По своим петро- и геохимическим характеристикам [14, 21, 32] эти породы соответствуют I-гранитам известной классификации С.В. Чепеля и А.Дж.Р. Уайта. Общим свойством ранних гранитоидов является бедность (в количественном и качественном отношении) их жильной серии. Для них нехарактерны, в частности, пегматиты. В ранних плутонах граниты нередко сочетаются с габброидами, представляющими более раннюю фазу магматической инъекции.





Переработанные ранние плутоны с указанными характеристиками установлены в областях разного возраста: от раннееархейских (Южная Африка [35]) до мезо-кайнозойских (Альпийско-Гималайский [15] и Тихоокеанский [6, 19] пояса).

Размеры ранних плутонов широко варьируют. Нередки тела с площадью выхода в сотни и тысячи квадратных километров. В пределах складчатых областей ранние гранитоидные плутоны распространены неравномерно. Они нехарактерны для краевых, прилегающих к кратонам зон, в пределах которых имеются выступы древнего сиалического основания, и преимущественно концентрируются в удаленных от кратонов зонах, где выступы древнего основания отсутствуют (здесь общая площадь их выходов может составлять до половины территории зоны [25, 37]). Такая закономерность проявлена как в фанерозойских (Тихоокеанский пояс [19 и др.], Аппалачи [28]), так и в докембрийских (Гренвилльский пояс Канадского щита [27], свекокарелиды Балтийского щита [18, 21, 23]) складчатых областях.

Отношение к слоистому обрамлению. Слоистое обрамление ранних плутонов состоит из вулканогенных и терригенных пород, в разных местах сочетающихся в разных пропорциях. Вулканиды обычно представлены специфическими дифференцированными сериями (состав их варьирует от базальтов, а местами и пикритов, до дацитов и риолитов) с характеристиками супрасубдукционных и внутриплитовых формаций, типичных для зон растяжения на конвергентных окраинах. В терригенной части обрамления обычные турбидиты с широко распространенными дистальными фациями, типичными для окраин океанов. В тех случаях, когда в обрамлении присутствуют как пре-, так и постранигранитоидные отложения, между теми и другими нередко устанавливаются стратиграфические несогласия. Но соответствующие таким несогласиям перерывы были невелики в масштабах геологического времени — не более части периода геохронологической шкалы фанерозоя. Так, в антиклинории Бронсон Хилл Северо-Восточных Аппалачей перерыв охватил поздний ордовик и часть раннего силура [22], а в Береговом поясе Северо-Американской Кордильеры он пришелся на позднюю юру [19]. Краткости перерыва отвечает неглубокий эрозионный срез. Постранигранитоидные отложения редко залегают непосредственно на гранитах, чаще на породах их кровли. Судя по мощности отложений среднего ордовика в антиклинории Бронсон Хилл [22], на которых с размывом залегают отложения среднего палеозоя (верхи нижнего силура — нижний девон), глубина размыва здесь не превышала нескольких сот метров.



Структурные взаимоотношения ранних гранитоидных плутонов, пре- и постраннегранитоидных отложений.

-  1
-  2
-  3
-  4

А — в архее блока Йилгари, Западная Австралия, по Дж. П. Платту с соавторами [33]; *Б* — в палеозойском антиклинории Бронсон Хилл, Северо-Восточные Аппалачи, по К.А. Чепмену, Дж. Б. Лайонсу и Дж. Б. Хэдли с дополнениями Р.С. Найлора (см. [28]); *В* — в позднемезозойском Срединнокамчатском массиве, по авторам, с использованием материалов М.М. Лебедева. 1 — постранитоидные отложения, 2 — прегранитоидные отложения (линиями в пределах полей их развития показаны отдельные прослеженные стратиграфические границы), 3 — гранитоиды, 4 — разрывные нарушения.

Иногда несогласия между пре- и постраннегранитоидными отложениями не обнаруживаются. Это относится, в частности, к поясу Тампере финской части свекофеннид Балтийского щита [31] и к тувинскому фрагменту Алтае-Саянской складчатой области [7]. Тувинский пример особенно интересен. Здесь в едином разрезе по органическому остаткам установлены отложения всех отделов кембрия. Вулканы нижнего кембрия прорываются гранитоидами таннуольского комплекса, а в вулканокластических и терригенных отложениях среднего кембрия содержатся обломки тех же гранитоидов. Из изложенного следует, что ранние гранитоиды близки по возрасту к окружающим их выходы слоистым образованиям. Этот вывод подтверждается многочисленными данными изотопной геохронологии [5, 9, 22].

Отношение к явлениям метаморфизма и деформации. Установление переработанности ранних гранитоидов само по себе не дает оснований считать, что явления метаморфизма и деформации не могли предварять или сопровождать становление ранних плутонов. Многие геологи, часто предположительно, а иногда и категорично, выделяют пре- и синраннегранитоидные фазы деформации и метаморфизма. Надежных доказательств правомерности

этого, однако, пока не получено. Из ранних метаморфических пород достоверно устанавливаются только контактовые роговики [6, 10]. Что же касается ареального ("регионального") динамотермального метаморфизма, то там, где граниты и послегранитные отложения метаморфизованы слабо, в слабометаморфизованном (недиафорическом) виде выступают и прераннегранитоидные слоистые породы. Примеры дают свекофениды [8, 20, 31], Северо-Восточные Аппалачи [22], Камчатка [6].

Так же обстоит дело и с пре- и синраннегранитоидными фазами деформации. В местах, благоприятных для решения вопроса, признаки таких фаз не обнаруживаются. Так, в отношении Армориканского массива, где теперь выделены позднедевонские граниты, переработанные герцинским орогенезом в послетурнейское время [12], М.Г. Руттен [4] отметил, что попытка доказать проявление на Армориканском массиве фазы складчатости на границе девона и карбона привела лишь к установлению движений, обусловивших образование стратиграфических несогласий и перерывов. Сколько-нибудь существенные структурные несогласия между ранними и поздними отложениями в обрамлении плутонов рассматриваемого типа отсутствуют в архейском комплексе блока Йилгарн в Западной Австралии [33], в палеозойском антиклинории Бронсон Хилл Северо-Восточных Аппалачей [22], в позднемезозойском Срединнокамчатском поднятии [6] (см. рисунок). Структурно-геологические наблюдения в свекофенидах [38] и в блоке Йилгарн [33] не выявили в прераннегранитоидных слоистых породах следов таких деформаций, проявлений которых не было бы в гранитоидах и постгранитоидных отложениях. Независимо от того, будут ли такие следы выявлены в других регионах, можно сказать, что проявления пре- и синплутонических деформаций не являются обязательными для участков раннего плутонизма.

Существует тенденция связывать процессы становления ранних плутонов и последующей их переработки в непрерывную цепь событий, отражающую единый эпизод эндогенной активности. Сюда относятся известная модель "передовых (опережающих)" интрузий Е. Вегманна и сходные построения ряда других геологов [16, 26]. Что касается рассматриваемых в данной статье пород, то, поскольку во многих случаях образование протолита и его переработка были разделены периодами седиментации, процесс был прерывистым и, следовательно, связи между отдельными его стадиями были менее тесными, чем это принималось в указанных построениях.

В геологической литературе накоплено большое число радиогеохронологических данных, позволяющих судить о величине временного интервала, разделяющего внедрение протолита плагиигранитоидов и последующие его преобразования. Приводимые значения варьируют в широких пределах: от 300 (раннеархейский гранит-зеленокаменный комплекс Барбертон, Южная Африка [35]) до 20 (позднеархейский пояс Абитибн в Канаде [13]) млн лет. Но значения, близкие к крайним, единичны. Для большинства регионов указанный интервал оценивается в пределах 50—100 млн лет [5, 12, 14, 15, 19, 36]. С такими значениями согласуются данные биостратиграфии и региональной тектоники по фанерозойским комплексам. Так, позднеордовикские плутоны Северо-Восточных Аппалачей были переработаны в позднедевонское время [22], а юрско-раннемеловые гранитоиды Берегового пояса Канады — в позднем мелу — раннем палеогене [19].

Первичные фациальные черты (формы залегания, характер контактов, структурно-текстурные свойства) и условия становления. Для ранних плутонов типичны согласные соотношения со структурой слоистого обрамления. Прежде это объяснялось синдеформационным характером внедрения. Теперь же, когда на многих примерах показано, что наблюдаемые структурные формы ранних плутонов вторичны, согласный характер остается объяснить тем, что ранние гранитоиды при внедрении образовали силлы. Это объяснение подтверждается наблюдениями в ряде регионов. Архейские гранитоидные плутоны Кольского полуострова на основе данных гравиметрии интерпретированы как бескорневые линзообразные тела мощностью от не-

скольких сот метров до 2,5—3 км [1]. На картах некоторых участков свекофеннид показаны смятые в сложные складки силлы плагиогранитоидов мощностью в десятки и сотни метров [38]. Смятые согласные тела плагиогранитогайеисов наблюдались на Алданском щите [3].

В южной части Срединнокамчатского кристаллического массива мы наблюдали малоизмененную наложенной деформацией первичную форму залегания дометаморфических тоналитов. Крупномасштабная линейная складчатость здесь не проявилась. Обширный (около 700 км² на выходе) массив метатоналитов, вскрытый эрозией на глубину более 1 км, выходит в ядре синметаморфического поднятия, характеризующегося пологими склонами и плоской кровлей. Выше субгоризонтального контакта гранитоидов со слоистыми породами размещается ряд силлов того же, что и главное тело, тоналитового состава. Мощность силлов с удалением от контакта главного тела уменьшается от нескольких метров до долей метра и даже до нескольких сантиметров. Силлы-сателлиты при их малой мощности имеют значительную протяженность. Некоторые из них прослежены на сотни метров.

Контакты ранних гранитоидов, наблюдаемые в участках с низкой степенью наложенного метаморфизма, четкие, резкие, типично интрузивные контакты, сопровождаемые во вмещающих породах обычно маломощными зонами роговииков [6, 10, 24].

Гранитоиды, наблюдаемые в таких же участках, обычно несланцеваты. Для них типична гипидиоморфно-зернистая микроструктура, характеризующаяся идиоморфизмом выделений плагиоклаза, которые обычно проявляют осциллирующую зональность [2, 6, 34]. В эндоконтактах плутонов, а особенно в апофизах и сателлитах наблюдаются переходы к мелко- и тонкозернистой, равномерно-зернистой или порфировой структуре [2, 6, 17, 24]. Порфиновые фации сохраняются распознаваемыми и в участках с относительно высокой степенью наложенного метаморфизма [6, 17], что дает дополнительный критерий вторичности развитых здесь гнейсовых разностей ранних гранитоидов.

Интрузивный характер контактов, структурно-текстурные свойства, малая глубина эрозионного среза, вскрывшего ранние гранитоиды до отложения на них постранигранитоидных слоев, характеризуют ранние плутоны как мезоэпизональные образования.

Многочисленные описания плагиогранитоидных плутонов глубинного, в том числе автохтонного характера, нашедшие отражение во многих современных классификациях плутонических формаций, в которых выделяются, в частности, такие формации, как плагиогранитогайеисовая, автохтонная плагиогранит-мигматитовая и подобные им, по причине неразделения первичных и вторичных свойств плутонитов не могут приниматься как достоверные. В соответствии с этим представляется более обоснованным считать, что магматические источники ранних плутонов находились на глубинах, больших, чем те, что доступны наблюдению на современных срезах. Будучи относительно "сухой" и находясь, по-видимому, в перегретом, и, соответственно, — высокоподвижном состоянии*, первичная гранитоидная магма поднималась со значительных глубин на средние и высокие уровни земной коры, и происходило это, судя по данным, приведенным в предыдущих разделах, в тектонически спокойной обстановке близодновременно с седиментацией и вулканизмом. В обстановке коллизии, обусловившей преобразование ранних гранитоидов, последние оказывались через десятки миллионов лет после своего становления.

В современной геотектонике образование гранитов рассмотренного типа объясняется механизмом субдукции. При этом ранние гранитоиды фигурируют как синдеформационные образования [18, 29]. Возражения против такой их трактовки, приведенные в данной статье, не дискредитируют

* Судя по данным тектонофизического моделирования [30], именно контраст вязкости интрузируемых масс и вмещающих пород обусловил образование силлов, а не диапировых батолитов.

признанную модель, поскольку деформирующее тангенциальное сжатие не является ее неизменным компонентом [11].

ЛИТЕРАТУРА

1. *Ветрин В.Р., Бельков Е.И., Пушкарев Ю.Д.* Возрастное положение гранитоидов обрамления Усть-Понойской структуры (Кольский полуостров) // Докл. АН СССР. — 1977. — Т. 237, № 6. — С. 1434—1437.
2. *Дистанова А.Н.* Строение плутонов и особенности состава раннепалеозойских гранитоидов Каахемского района Восточной Тувы // Тр. ИГиГ СО АН СССР. — 1981. — Вып. 509. — С. 24—63.
3. *Крылова М.Д.* Этапы гранитообразования в раннем докембрии Алданского щита // Проблемы докембрийского магматизма. — Л.: Наука, 1972. — С. 95—98.
4. *Руттен М.Г.* Геология Западной Европы. — М.: Мир, 1972.
5. *Самсонов А.В., Пухтель И.С., Журавлев Д.З., Чернышев И.В.* Геохронология архейского аульского гнейсового комплекса и проблема фундамента зеленокаменных поясов Украинского щита // Петрология. — 1993. — № 1. — С. 29—49.
6. *Синица С.М.* К геологии южной части Срединнокамчатского кристаллического массива // Тихоокеан. геология. — 1989. — № 1. — С. 67—76.
7. *Чучко В.Н.* К возрасту о возрасте таннуольского комплекса северо-востока Тувы // Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. 2. — Кызыл: Тувинское кн. изд-во, 1971. — С. 220—237.
8. *Эскола П.* Геологические и геохимические особенности кристаллического фундамента Финляндии // Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Т. 1. — М.: Изд-во АН СССР, 1961. — С. 177—208.
9. *Aberg G., Stromberg A.G.* Radiometric dating of svecokarelian metarhyolites and prekinematic granitoids from Bergslagen, south-central Sweden // Geol. foren. Stockholm forhandl. — 1984. — V. 106, N 3. — P. 209—213.
10. *Albee A.L., Boudette E.L.* Geology of the Attean quadrangle, Somerset County, Maine // Bull. U.S. Geol. Surv. — 1972. — N 1297. — P. 1—110.
11. *Aubouin J.* Some aspects of the tectonics of subduction zones // Tectonophysics. — 1989. — V. 160, N 1. — P. 1—21.
12. *Cabanis B., Peucat J.-J., Michat J., Deutsch S.* Remise en cause de l'existence d'un socle orthogneissique antecambrien dans le pays de Leon (domaine nord-armoricain); etude geochronologique par les methodes Rb/Sr et U/Pb des orthogneiss de Treglonou et de Plounevez-Lochrist // Bull. Bur. Rech. geol. et minieres. — 1980. — Sec. 1, N 4. — P. 357—364.
13. *Chown E.H., Bedard L.P., Midra R. et al.* Tectonic setting of plutons of the Northern Abitibi Belt, Quebec, Canada // Spec. Pap. Geol. Surv. Finl. — 1989. — N 8. — P. 28.
14. *Cooper J.A., Nesbitt R.W., Platt J.P., Mortimer G.E.* Crustal development in the Agnew region, Western Australia as shown by Rb/Sr isotopic and geochemical studies // Precambrian Res. — 1978. — V. 7, N 1. — P. 31—59.
15. *Crawford M.P., Searle M.P.* Field relationships and geochemistry of precollision (India — Asia) granitoid magmatism in central Karakoram, northern Pakistan // Tectonophysics. — 1992. — V. 206, N 1/2. — P. 171—192.
16. *Emslie R.F., Hunt P.* The Grenvillian event: magmatism and high grade metamorphism // Pap. Geol. Surv. Can. — 1989. — N 1C. — P. 11—17.
17. *Eskola P.* On the petrology of the Orijarvi region in southwestern Finland // Bull. Comm. Geol. Finl. — 1914. — N 40. — P. 1—277.
18. *Gaal G.* 2200 million years of crustal evolution: The Baltic Shield // Bull. Geol. Soc. Finl. — 1986. — N 58. — P. 144—168.
19. *Gabrielse H., Yorath C.J.* (Editors). Geology of the Cordilleran orogen in Canada // Geol. Surv. Can. — 1991. — N 4. — P. 1—844.
20. *Hietanen A.* Generation of potassium-poor magmas in the northern Sierra Nevada and the Svecofennian in Finland // J. Res. U.S. Geol. Surv. — 1975. — V. 3, N 6. — P. 631—645.
21. *Kresten P.* Geochemistry and tectonic setting of metavolcanics and granitoids from the Falun area, south-central Sweden // Geol. foren. Stockholm forhandl. — 1986. — V. 107, 2. — P. 275—285.
22. *Leo G.W.* Oliverian domes, related plutonic rocks, and mantling Ammonoosuc volcanics of the Bronson Hill anticlinorium, New England Appalachians // Prof. Pap. U.S. Geol. Surv. — 1991. — N 1516. — P. 1—92.
23. *Lundberg B.* Aspects of the geology of the Skellefte field, northern Sweden // Geol. foren. Stockholm forhandl. — 1980. — V. 102, N 2. — P. 156—166.
24. *Lundqvist T.* Precambrian geology of the Los-Hamra region, central Sweden // Sver. geol. unders. — 1968. — N 23. — P. 1—255.
25. *Magnusson N.H.* Pre-Cambrian history of Sweden // Quart. J. Geol. Soc. London. — 1965. — V. 121, N 1. — P. 1—30.
26. *Milnes A.R., Compston W., Daily B.* Pre- to syntectonic emplacement of early Paleozoic granites in southeastern South Australia // J. Geol. Soc. Austral. — 1977. — V. 24, N 1—2. — P. 87—106.
27. *Moore J.M., Thompson P.H.* The Flinton group: a late Precambrian metasedimentary succession in the Grenville Province of eastern Ontario // Can. J. Earth Sci. — 1980. — V. 17, N 12. — P. 1685—1707.
28. *Naylor R.S.* Origin and regional relationships of the core-rocks of the Oliverian domes // Studies of Appalachian geology: Northern and Maritime. — N.Y.: Interscience, 1968. — P. 231—240.

29. *Naylor R.S.* Age and origin of the Oliverian domes, central-western New-Hampshire // *Bull. Geol. Soc. Amer.* — 1969. — V. 80, N 3. — P. 405—428.
30. *Newall G., Rust N.* (Editors). Mechanism of igneous intrusion // *Spec. Issue. Geol. J. Liverpool.* — 1970. — N 2. — P. 1—264.
31. *Ojakangas R.W.* An early Proterozoic metagrawacke-slate turbidite sequence: the Tampere schist belt, southwestern Finland // *Bull. Geol. Soc. Finl.* — 1986. — N 58. — P. 241—261.
32. *Patchett J., Kouvo O.* Origin of continental crust of 1,9—1,7 Ga age: Nb isotopes and U-Pb zircon ages in the Svevokarelian terrain of South Finland // *Contrib. Mineral. Petrol.* — 1986. — V. 92, N 1. — P. 1—12.
33. *Platt J.P., Allchurch P.D., Rutland R.W.* Archaean tectonics in the Agnew supracrustal belt, Western Australia // *Precambrian Res.* — 1978. — V. 7, N 1. — P. 3—30.
34. *Pride C., Moore J.M.* Petrogenesis of the Elsevir batholith and related trondhjemitic intrusions in the Grenville Province of eastern Ontario, Canada // *Contrib. Mineral. Petrol.* — 1983. — V. 82, N 2—3. — P. 487—494.
35. *Robb L.J., Barton J.M., Kable E.J.D., Wallace R.C.* Geology, geochemistry and isotopic characteristics of the Archaean Kaap Valley pluton, Barberton Mountain Land, South Africa // *Precambrian Res.* — 1986. — V. 31, N 1. — P. 1—36.
36. *Roddick J.C., Compston W., Durney D.W.* The radiometric age of the Mount Keith granodiorite, a maximum age estimate for archaean greenstone sequence in the Yilgarn block, western Australia // *Precambrian Res.* — 1976. — V. 3, N 1. — P. 55—78.
37. *Simonen A.* The Precambrian in Finland // *Bull. Geol. Surv. Finl.* — 1980. — N 304. — P. 15—58.
38. *Stalhos G.* A tectonic model for the Svevokarelian folding in east-central Sweden // *Geol. foren. Stockholm forhandl.* — 1981. — V. 103, N 1. — P. 33—46.
39. *Stephansson O.* Polydiapirism of granitic rocks in the Svevofennian of Central Sweden // *Precambrian Res.* — 1975. — V. 2, N 2. — P. 189—214.
40. *Tuominen H.V.* The structural position of the Orijarvi granodiorite and the problem of synkinematic granites // *Bull. Comm. Geol. Finl.* — 1961. — N 196. — P. 500—515.
41. *Vrana S., Chab J.* Metatonalite-metaconglomerate relation: the problem of the upper Proterozoic sequence and its basement in the NE part of the Central Bohemian Pluton // *Sb. geol. ved.* — 1981. — N 35. — P. 1—18.

ДВГИ ДВО РАН
Владивосток

Поступила в редакцию
22 марта 1994 г.

Sinitsa S.M., Khanchuk A.L.

PRE-COLLISION GRANITOIDS

(*emplacement conditions of early plutons of fold areas*)

Early granitoid geology of fold areas of different regions, including the Pacific belt, is discussed. Previously, these rocks were considered the typical manifestation of syntectonic or synorogenic (collision) plutonism. Available data show that early granitoids underwent dynamo-thermal metamorphism in tens millions of years after the pluton emplacement and occur in secondary appearance. During these years they were repeatedly washed and overlaid by sediments. The study of the areas of less intensive metamorphism showed that early granitoids formed primarily moderate- and small deep-seated bed-like bodies in non-metamorphosed and underformed deposits in tectonically calm (non-collision) environment, almost synchronously with sedimentation and volcanism. Early granitoid plutonism was manifested along the boundaries of continental and oceanic plates and probably resulted from subduction mechanism.

УДК 553.41

Л.В. Эйриш, В.Г. Моисеенко

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ И РАЙОНИРОВАНИЕ ЗОЛОТОНОСНОСТИ АМУРСКОЙ ОБЛАСТИ

В Амурской области выделяются Становая, Буреинская, Джагдинская золотоносные провинции, золотоносные зоны и районы. Ареалы рудоносности близки по контурам к региональным геофизическим аномалиям и в большинстве случаев расположены на участках взаимодействия глубинных структур гранитизации (разуплотнения) с фемическими массами, выделенными по гравиметрическим и магнитометрическим картам. При удалении очагов гранитизации

от фемических субстратов развиваются кварцевые типы оруденения, а при их сближенном расположении — сульфидные. Показанные на карте районирования золотоносные провинции и зоны отражают положение глубинных структур генерации рудного вещества и флюидов. Местоположение рудоносных районов и узлов обусловлено факторами переноса и локализации оруденения, преимущественно структурного характера.

Известно [2, 3, 5, 6], что золотом обогащены основные и ультраосновные породы мантийного, лунного и метеоритного происхождения, а его мобилизатором и переносчиком в земной коре являются флюиды различного генезиса и гранитоидные магмы [2, 5]. В этой связи было обращено внимание [7, 8] на перспективность изучения зон взаимодействия глубинных гранитоидных масс с фемическими субстратами и полезность использования при этом гравиметрических карт мелкого масштаба с целью выделения глубинных структур разуплотнения (гранитизации). Анализ обширного фактического материала по металлогении золота Амурской области, собранного в процессе составления карты золотоносности масштаба 1:500 000, подтвердил выводы о важнейшей роли в золотом рудообразовании взаимодействия очагов грани-

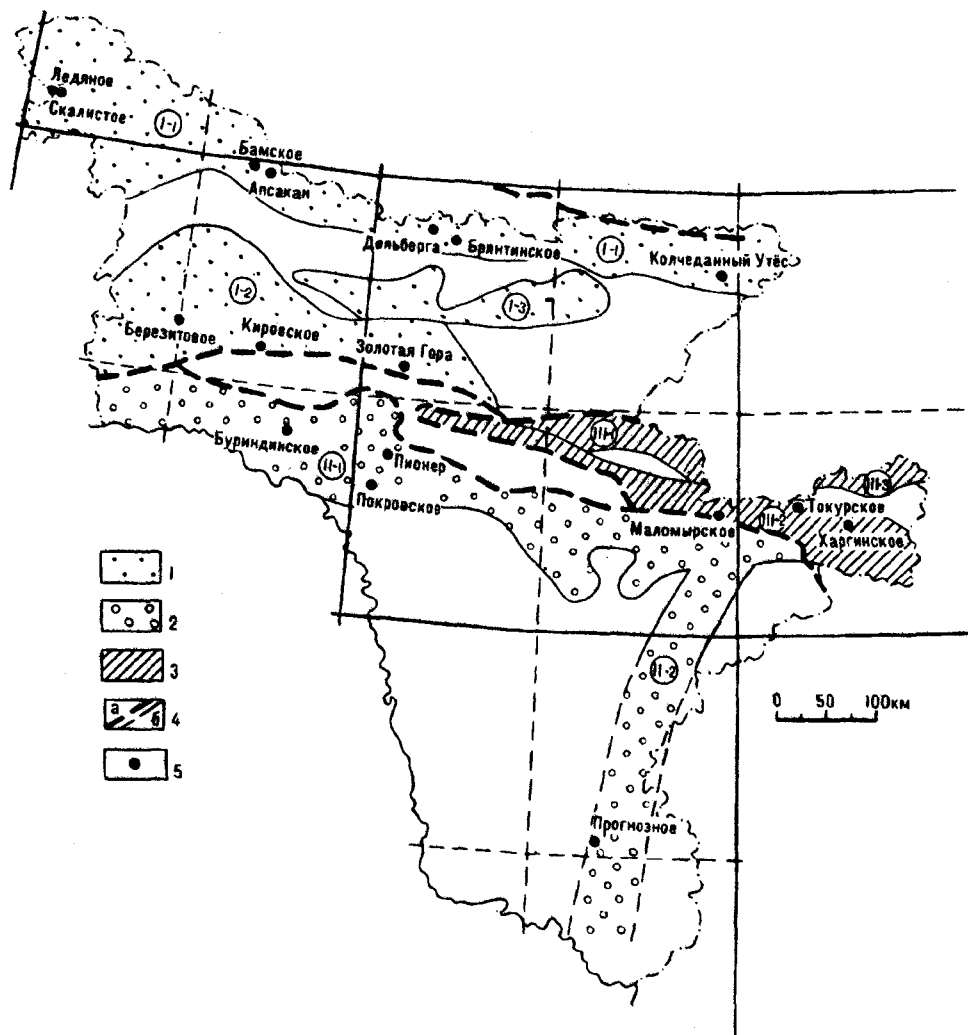


Рис. 1. Схема районирования золотоносных территорий Амурской области.

1-3 — золотоносные провинции: 1 — Становая, 2 — Бурейнская, 3 — Джагдинская; 4 — границы золотоносных провинций (а) и зон (б); 5 — месторождения и рудопроявления. Золотоносные зоны: I-1 — Северостановая; I-2 — Тукуринская; I-3 — Сугдjarская; II-1 — Северобурейнская; II-2 — Туранская; III-1 — Соктаханская; III-2 — Верхнеселенгинская; III-3 — Селитканская.

тизации с глубинными фемическими массами (ФМ), выделенными по данным аэромагнитной съемки. В зонах такого взаимодействия расположено подавляющее большинство продуктивных золотоносных районов (рис. 2).

Золотоносность Амурской области образует близширотную полосу шириной 300 и длиной 950 км, которая соответствует зоне сочленения Сибирской и Китайской платформ, претерпевшей в мезозое интенсивные тектономагматические дислокации. Это Главный золотоносный пояс Дальнего Востока (по Г.П. Воларовичу), уходящий на западе в Забайкалье, а на востоке — через Нижний Амур на Сахалин. В пределах этого пояса выделяются несколько более локальных ареалов золотоносности различной конфигурации, расположенных закономерно относительно региональных гравитационных и магнитных геофизических аномалий.

Геофизические аномалии. В гравитационном поле наиболее контрастно выделяются региональные минимумы силы тяжести (МСТ): Становой, Тукурингрский и Баджальско-Ямалинский [1]. Первый параллелен золотоносному поясу и ограничивает его с севера, второй имеет форму дуги, а третий пересекает пояс под прямым углом. Менее контрастны региональные продольные МСТ — Северобуреинский (южное ограничение пояса) и Соктаханский, и неконтрастный Туранский минимум (поперечный). В магнитном поле металлогенический интерес представляют региональные контрастные пологие аномалии (обобщенные): Южноалданская, Верхнезейская с Тукурингрской системой локальных аномалий, Буреинская, а также некоторые локальные аномалии (Селемджинская и др.). Гравитационные МСТ фиксируют глубинные структуры разуплотнения, представляющие собой в основном очаги гранитизации; что доказывается геолого-петрологическими данными [7], а магнитные аномалии — глубинные фемические массы. Обобщая, можно говорить о двух фемических блоках — Становом и Буреинском, разобщенных немагнитной зоной Монголо-Охотской геосинклинальной складчатой области. Оба блока в мезозое испытали интенсивную тектономагматическую активизацию и представлены рассредоточенными магнитными массами, некогда принадлежавшими более крупным монолитным фемическим блокам. Интенсивнее деформирован Становой блок, особенно в западной части, в меньшей мере — Буреинский. Расчленение исходных ФМ произошло в верхнем мезозое ($J_3 - K_1$) и продолжалось в верхнем мелу и кайнозое вдоль осей линейных МСТ. Так образовались Южноалданский и Верхнезейский фемические блоки, разобщенные Становым МСТ. В результате становления Тукурингрского очага гранитизации ФМ в большей своей части были уничтожены и сохранились в виде реликтовых блоков (Березитовый и др. районы). Разуплотненные структуры Северобуреинского МСТ развились вдоль северной окраины Буреинской ФМ, а Туранского — вдоль восточной ее границы (см. рис. 1).

Золотоносность. Ареалы золотоносности на территории Амурской области тесно взаимосвязаны с геофизическими аномалиями — региональными и локальными. Непрерывная полоса золотоносности протягивается вдоль края Южноалданской ФМ, совпадая с осевой частью Станового МСТ. В Апсаканском и Купурином районах максимумы золотоносности приходятся на локальные МСТ (месторождения Бамское, Колчеданный Утес). Вдоль северного края Буреинской ФМ протягиваются цепочки золотоносных районов Северобуреинской и Верхнеселемджинской зон, приуроченные к локальным аномалиям Северобуреинского МСТ и апофизам Баджальско-Ямалинского МСТ. Группа разрозненных золотороссыпных и рудных районов (Сугджарский, Мульмугинский, Иликан-Унахинский и др.) ассоциирует с Верхнезейской ФМ, находящейся в зоне влияния Станового очага гранитизации. Далее к западу с реликтовыми блоками фемических пород (в пределах Тукурингрского МСТ) связаны Уркинский, Березитовый, Верхнехайтинский и др. золотоносные районы. На Буреинском массиве в сходной ситуации находятся Чагоянский, Нижнеселемджинский, Нижнебуреинский районы. Богатейшие золотоносные районы Верхней Селемджи расположены на пере-

шейке между двумя ФМ. К западу и востоку от этого места золотоносность резко убывает.

Если региональные МСТ (структуры разуплотнения) фиксируют собой глубинные зоны и очаги гранитообразования, а региональные магнитные аномалии соответствуют фемическим субстратам, изначально обогащенным золотом, то в результате воздействия гранита и сопутствующих ему флюидов на этот субстрат может возникнуть золотоносность [4] в геологических объемах, соизмеримых с параметрами региональных гравитационных и магнитных аномалий. Анализ рис. 1 позволяет сделать этот вывод, так как максимумы золотоносности отмечаются в "зонах взаимодействия", а на участках, удаленных от таких зон, хотя и в пределах структур разуплотнения, золотоносность слабая, либо отсутствует вовсе. Например, Аспаканский и Улунгинский районы: они расположены в зонах взаимодействия структур разуплотнения с ФМ, с противоположной (северной) стороны очага разуплотнения фемические массы отсутствуют, нет там и существенной золотоносности.

Интересные закономерности получены по региональному расположению типов золотого оруденения. Так, золотоносные зоны, сопряженные с интенсивными МСТ, характеризуются преимущественно гипабиссальным и мезоабиссальным оруденением (районы Тас-Юряхский, Аспаканский, Купуринский). С минимумами средней интенсивности ассоциирует гипабиссальное и субвулканическое оруденение, а со слабо интенсивными — субвулканическое и, возможно, близповерхностное. Вероятно, это объясняется степенью зрелости глубинных структур гранитизации. Указанные особенности проявляются не всегда. Например, в Верхнеселемджинском районе гипабиссальное (и мезоабиссальное?) оруденение ассоциирует с МСТ сравнительно низкого уровня. Вероятно, это связано с ослаблением процесса глубинной гранитизации во времени. Ведь оруденение этого района доверженюрское, а геофизические аномалии — современные.

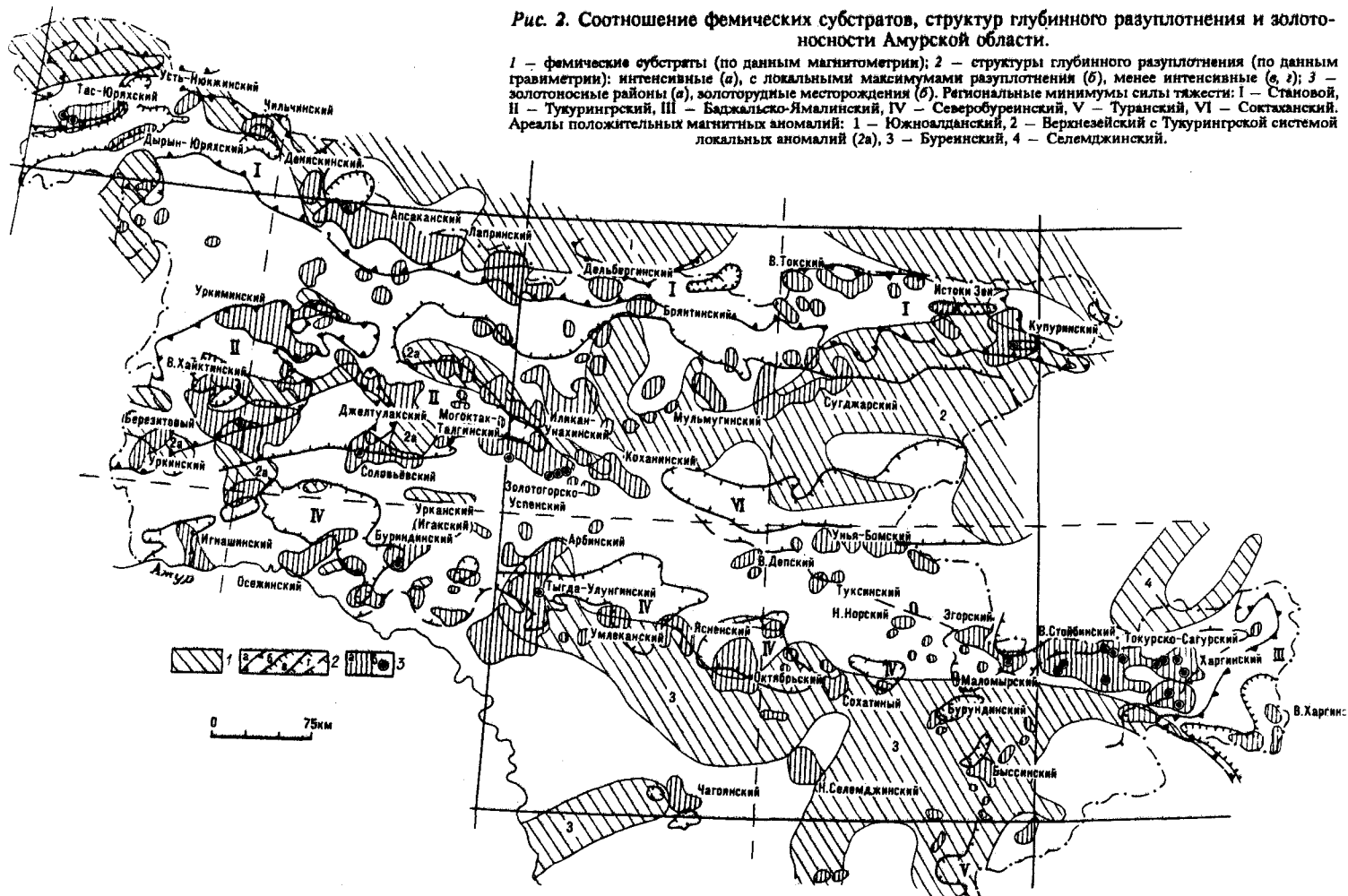
На участках наиболее тесного взаимодействия структур разуплотнения с фемическими субстратами развиты сульфидные (и полиметаллические) типы золотого оруденения (районы Березитовый, Октябрьский, Купуринский), а на удалении от них — малосульфидные. В структурах интенсивного глубинного разуплотнения, удаленных от фемических субстратов, распространены преимущественно кварцевые малосульфидные золотые руды с примесью серебра, редких и цветных металлов (районы Уркинский, Верхнехайктинский, Верхнетокский, Осежинский, Буридинский, Харгинский). Медно-порфиновые (с золотом) руды обычно удалены от максимумов разуплотнения.

Районирование. Обычно районирование сводится к оконтуриванию ареалов золотоносности с учетом специфики оруденения и его принадлежности к определенным геотектоническим структурам. В нашем случае важнейшая роль в генерации оруденения и пространственном его положении принадлежит глубинным структурам, которые обнаруживают себя в региональных геофизических полях — магнитных и гравитационных. Поэтому при составлении мелкомасштабной карты районирования (масштаб 1:5 000 000) используются, кроме контуров ареалов золотоносности, данные геофизических карт. В частности, вычленяются зоны возможного продуктивного взаимодействия очагов гранитизации с фемическими субстратами, с которыми ассоциирует известная золотоносность. При составлении более детальных карт районирования кроме факторов генерации необходимо учитывать факторы переноса, локализации (в особенности) и деструкции.

Весь север Амурской области расположен в Главном золотоносном поясе, части которого следует относить к металлогеническим провинциям и зонам. Выделяются три золотоносные провинции: Становая (зоны Северостановая, Тукурингская, Сугджарская); Буреинская (зоны Северобуреинская, Туранская); Джагдинская (зоны Соктаханская, Верхнеселемджинская, Селитканская). Нетрудно заметить, что конфигурация золотоносных зон, очерченных в основном по фактической золотоносности, во многих случаях очень схожа

Рис. 2. Соотношение фемических субстратов, структур глубинного разуплотнения и золотоносности Амурской области.

1 — фемические субстраты (по данным магнитометрии); 2 — структуры глубинного разуплотнения (по данным гравиметрии): интенсивные (а), с локальными максимумами разуплотнения (б), менее интенсивные (в, г); 3 — золотоносные районы (а), золоторудные месторождения (б). Региональные минимумы силы тяжести: I — Становой, II — Тукурингрский, III — Баджалско-Ямалинский, IV — Северобурейнский, V — Туранский, VI — Соктаханский. Ареалы положительных магнитных аномалий: 1 — Южноалданский, 2 — Верхнезейский с Тукурингрской системой локальных аномалий (2а), 3 — Бурейнский, 4 — Селемджинский.



с региональными геофизическими (преимущественно гравитационными) аномалиями (см. рис. 1, 2). В особенности это относится к Северостановой, Северобуреинской и Тукурингской зонам, в которых золотоносность сформировалась на структурных поднятиях в условиях мезозойской тектономагматической активизации. Иная картина в Джагдинской провинции, где доверхнеюрское оруденение было регенерировано в мелу под воздействием Баджальско-Ямалинского очага гранитизации [3]. В результате сформировалась региональная рудная зональность — на востоке (Харгинский район) золотые и золоторедкометалльные формации с крупным высокопробным золотом, а на западе (Токур, Сагур, Маломыр) собственно золотые руды с более мелким и низкопробным золотом.

В золотоносных зонах выделяются рудоносные районы (см. рис. 2), представляющие собой локальные ареалы россыпной и рудной золотоносности, местоположение которых обусловлено конкретными благоприятными условиями локализации оруденения: куполовидными структурами, геологическими экранами, гранитоидными и субвулканическими куполами, локальными трещинными системами, надвиговыми структурами и др.

ЛИТЕРАТУРА

1. Машнев Ю.Ф., Парфенов Л.М. и др. Гравитационные аномалии Дальнего Востока // Районирование геофизических полей и глубинное строение Дальнего Востока / ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1977. — С. 18—29.
2. Маракушев А.А. Физико-химические условия генерации рудоносных флюидов и проблема источников рудного вещества // Источники рудного вещества эндогенных месторождений. — М.: Наука, 1976. — С. 145—164.
3. Моисеенко В.Г. Метаморфизм золота месторождений Приамурья. — Хабаровск: Кн.: изд-во, 1965.
4. Цыпуков Ю.П., Ломбо Д. Геохимия золота в связи с проблемой золотоносности Северо-Западного Хэнтя // Основные проблемы геологии Монголии. — М.: Наука, 1977. — С. 216—226.
5. Щербаков Ю.Г. Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1974.
6. Щербаков Ю.Г. Источники вещества и типизация месторождений золота // Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. — С. 33—41. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 449).
7. Эйриш Л.В. О связи золотоносности с полями силы тяжести на Дальнем Востоке // Тихоокеан. геология. — 1984. — № 4. — С. 94—98.
8. Эйриш Л.В. Золоторудные системы Дальнего Востока: Автореф. докт. дисс. — Владивосток, 1991.

АмуркНИИ ДВО РАН
Благовещенск
ДВИМС
Хабаровск

Поступила в редакцию
25 марта 1994 г.

Eirish L.V., Moiseenko V.G.

REGIONAL REGULARITIES AND AURIFEROUS ZONATION IN THE AMURSKY REGION

Stanovaya, Bureinskaya, Dzhagdinskaya auriferous provinces and also auriferous zones and districts are distinguished in the Amursky region. The ore content areals are close to the contours of regional geophysical anomalies and mostly are located in the interaction areas of deep-seated structures of granitization (disconsolidation) with femic masses, distinguished accordingly to gravimetric and magnetometric maps. The quartz types of mineralization are spread moving off the femic substrata, and the immediate proximity to them — sulphide types. Auriferous provinces and zones shown on the map of zonation reflect the setting of deep-seated generation structures of ore substance and fluids. The location of ore-bearing areas and knots is stipulated by factors of transportation and mineralization localization.

Г.С. Мирзеханов, И.С. Неменман, Н.В. Бердников

РУДНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОКВАРЦЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ ХУДЖАХ-БЕРЕЛАХСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ (Северо-Восток России)

На ряде типоморфных участков с оруденением золотокварцевой малосульфидной формации юго-восточного фланга Яно-Колымского золотоносного пояса изучен минеральный состав руд и сопутствующих метасоматитов во вмещающих углеродисто-терригенных толщах. Методами термобарогеохимии исследован кварц золотоносных и безрудных жил. Установлено, что основными типами метасоматических преобразований являются карбонатизация, шунгитизация и сульфидизация при подчиненной роли серицитизации, которые в разных соотношениях проявляются на всех золотоносных участках. Доказывается принадлежность перечисленных типов метасоматитов к генетически единой вертикальной колонне метасоматической зональности окислительно-восстановительного типа. С этих позиций обсуждаются минералогия и продуктивность золотого оруденения, а также состав флюида во включениях из кварцевых жил. Предлагается использовать выявленные закономерности для поисков, прогнозирования и предварительной оценки рассматриваемого типа оруденения.

Исследованный район (рис. 1) включает контактирующие по Чай-Юрюинскому глубинному разлому структуры Иняли-Дебинского синклиория и Аян-Юряхского антиклиория. В металлогеническом плане он отвечает части юго-восточного фланга Яно-Колымского золотоносного пояса. Преимущественным развитием здесь пользуются углеродисто-терригенные отложения Верхоянского комплекса, вмещающие оруденение золотокварцевой формации, которое сопровождается многочисленными россыпями. Закономерности размещения и условия формирования этого оруденения в Яно-Колымском поясе являются предметом постоянных исследований и дискуссий.

В настоящей статье приводятся результаты геологических, минералогическо-петрографических и термобарогеохимических исследований типоморфных для района золотоносных объектов.

Геолого-металлогенический очерк

Сведения о геологическом строении района базируются на данных геолого-съёмочных работ. Исследования обобщающего характера проведены Н.А. Шилов, Г.А. Гринбергом, А.П. Соболевым, Н.А. Резановым, Л.И. Красным и другими геологами.

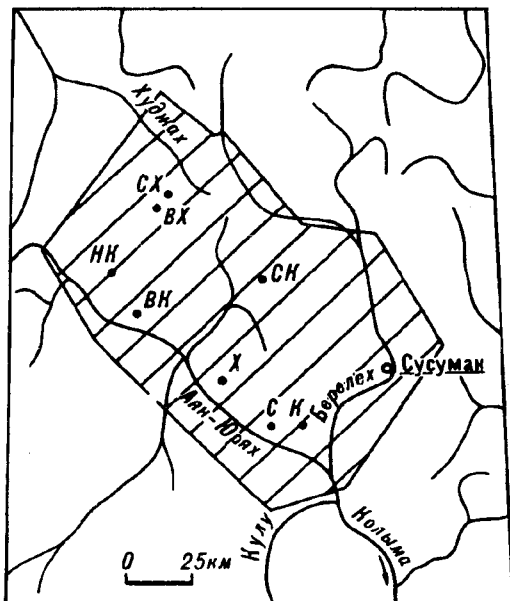
Развитые в районе углеродисто-терригенные толщи характеризуют временной интервал формирования миогеосинклинальных отложений от верхней перми до средней юры. В зоне Чай-Юрюинского глубинного разлома сформированы верхнемеловые впадины, выполненные вулканогенно-осадочными угленосными отложениями. В совокупном разрезе преобладают алевропелиты, мелкозернистые песчаники, алевролиты. В подчиненном количестве присутствуют среднезернистые песчаники, конгломераты и конглобрекции. Слоистая толща смята в линейные складки преимущественно северо-западного простирания, местами переходящего в северо-восточное в соответствии с развитыми здесь главными разрывными нарушениями.

Магматические образования представлены поясами и полями даек пестрого состава, внедрение которых происходило от поздней юры до позднего мела. Близкие дайкам по возрасту массивы гранитоидов, а также малые интрузии среднего, основного и субщелочного составов распространены ограничено.

Золотое оруденение чаще всего ассоциирует с дайками средне-основного состава, которые в одних случаях пересекают рудоносные жилы, а в других сами пересекаются ими. Для района характерна высокая экстенсивность

Рис. 1. Географическая схема района работ (заштриховано).

Точки — участки детальных наблюдений: НК — Новая Контрандя, Х — Хатынгнах, СХ — Средний Хакчан, ВХ — Верхний Хакчан, СК — Старая Контрандя, ВК — Виола-Кварцевый, С — Снежный, К — Кресты.



развития оруденения золото-кварцевой формации, представленного многочисленными участками минерализации, рудопроявлениями, редко месторождениями (Светлое, Мальдяк) при узловом характере их распределения.

Значительные линейные параметры имеет оруденение, развитое в углеродисто-терригенных отложениях*. Оно представлено четырьмя основными структурно-морфологическими типами: субогласные и согласные жилы и их свиты; секущие жилы и их свиты; системы лестничных жил и прожилков; зоны сетчатого прожилкования. Кварцевые жилы и прожилки содержат переменное количество сульфидов, доля которых не превышает обычно 2—3 %, а также самородное золото. Породы, вмещающие оруденение, содержат полигенную сульфидную вкрапленность, представленную, в основном, пиритом.

В процессе исследований по оценке перспектив углеродисто-терригенных толщ района на различные морфогенетические типы золотого оруденения нами были исследованы участки развития золотой минерализации Хатынгнах, Средний и Верхний Хакчан, Виола-Кварцевый, Снежный, Кресты, Старая и Новая Контрандя и другие. При этом были обнаружены характерные для оруденения этого типа слабые окологорные (околожильные) метасоматические изменения. Отмечено также большое разнообразие региональных постдиагенетических преобразований пород осадочного комплекса, выражающихся в карбонатизации, сульфидизации, образовании прожилков и вкраплений углеродистого вещества (УВ), жильном и прожилковом окварцевании. Важное металлогеническое значение таких преобразований углеродисто-терригенных толщ ранее было доказано для золотоносных районов Восточной Сибири [11] и юго-западного Узбекистана [1]. Как показали наши исследования, юго-восточный фланг Яно-Колымского золотоносного пояса в этом смысле не является исключением.

Типы метасоматических изменений рассмотрим на примере ряда из трех эталонных золотоносных участков: Новая Контрандя — Средний Хакчан — Кресты. В структурном плане они располагаются в пределах Аян-Юржакского антиклинария.

Участок Новая Контрандя (рис. 2) характеризуется кварцево-жильным оруденением в сложнислоцированных породах среднего—верхнего триаса, которое сопровождается аллювиальной россыпью в одноименном ручье. Участок приурочен к юго-западному периклинальному замыканию крупной антиклинали северо-восточного простирания.

Разрез рудовмещающей толщи сложен преимущественно алевролитами с маломощными (1—10 мм) прослоями тонкозернистых песчаников. В меньшей мере распространены пачки неслоистых аргиллитов, алевролитов и ритмичного переслаивания алевропелитов и тонкозернистых песчаников. Встречаются редкие горизонты среднезернистых песчаников, а также линзы конгломератов, конглобрекчий и известковистых аргиллитов.

* Слабая золотая минерализация, наложенная на дайки и штоки, здесь не рассматривается.

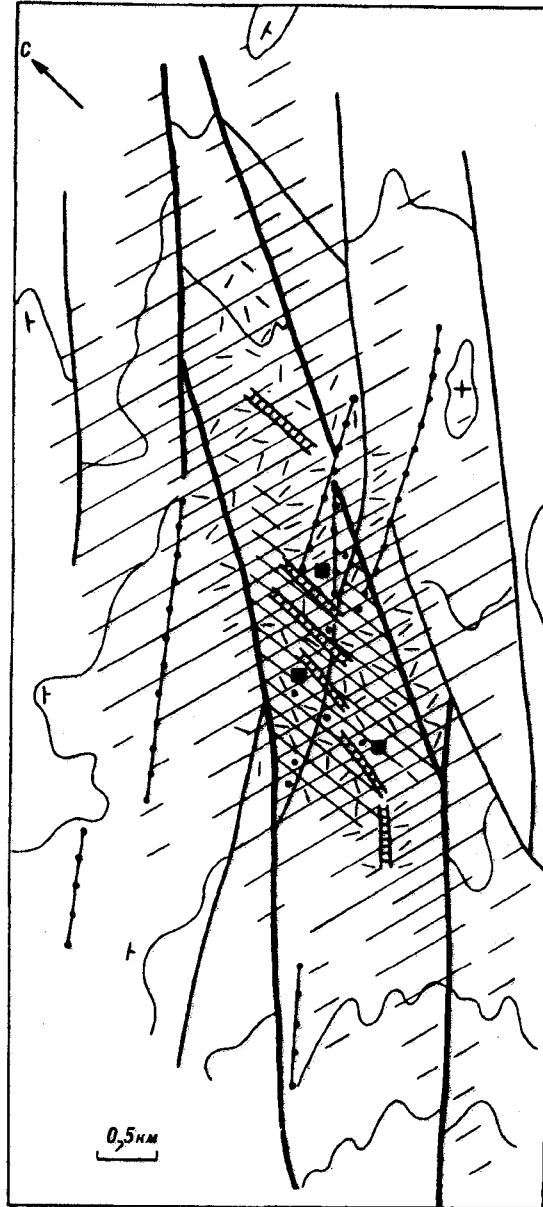


Рис. 2. Схема распространения гидротермалитов на участке Новая Контрандия.

1 — нижне-среднетриасовые кливажированные алевропелиты с подчиненным количеством песчаников; 2 — карбонатизированные дайки среднего и кислого составов; 3—5 — метасоматическая вкрапленность порфириобласт сидерита, размерами (в мм) от 0,5 до 1,5 (3), от 0,2 до 0,5 (4), меньше 0,2 (5); 6 — серицитизация; 7 — сульфидизация; а — мелкая (меньше 1 мм) вкрапленность пирита, арсенопирита, пирротина, б — крупные (до 10 мм, в среднем 3—5 мм) кристаллообласти пирита, редко арсенопирита; 8 — золотоносные жильные и жильно-прожилковые зоны вне масштаба; 9 — разрывные нарушения; а — главные, б — второстепенные; 10 — залегание слоев: а — наклонное, б — горизонтальное.

Породы осадочной толщи имеют общее пологое (10—20°) падение на юг и юго-восток, на фоне которого выделяется полоса интенсивных складчато-разрывных дислокаций северо-восточной ориентировки шириной около 3 км, отвечающая ранее выделенной В.И. Кудиным (1966 г.) Контрандинской зоне разломов. В ее пределах породы смяты в разнопорядковые складки с углами падения на крыльях до 70° и интенсивно кливажированы.

Магматизм на участке представлен дайками среднего и основного состава, возраст которых определен как позднеюрский. Они ориентированы под углом до 30° к Контрандинской зоне разломов и в ее пределах сильно осветлены в связи с метасоматической карбонатизацией.

Ведущим типом гидротермально-метасоматических преобразований углеродистотерригенных толщ участка является карбонатизация при подчиненной роли серицитизации, сульфидизации и жильно-прожилкового окварцевания. Ореол метасоматических

изменений сопровождается широким развитием кварцево-жильных образований, в том числе за его пределами, где они содержат до 15 % хлорита, карбоната и альбита. По направлению к центру ореола метасоматитов установлена тенденция к уменьшению содержания этих минералов в жилах при возрастании (до 30 %) доли рудных, представленных пиритом, арсенопиритом, галенитом, сфалеритом, тетраэдритом, халькопиритом, пирротинитом, магнетитом, золотом.

Мощность рудных жил достигает первых метров, протяженность по простиранию — первых сотен метров. Падение их крутое, простирание близмеридиональное, северо-западное и северо-восточное. Морфология жил в основном простая, плито- и линзообразная. Близмеридиональные жилы

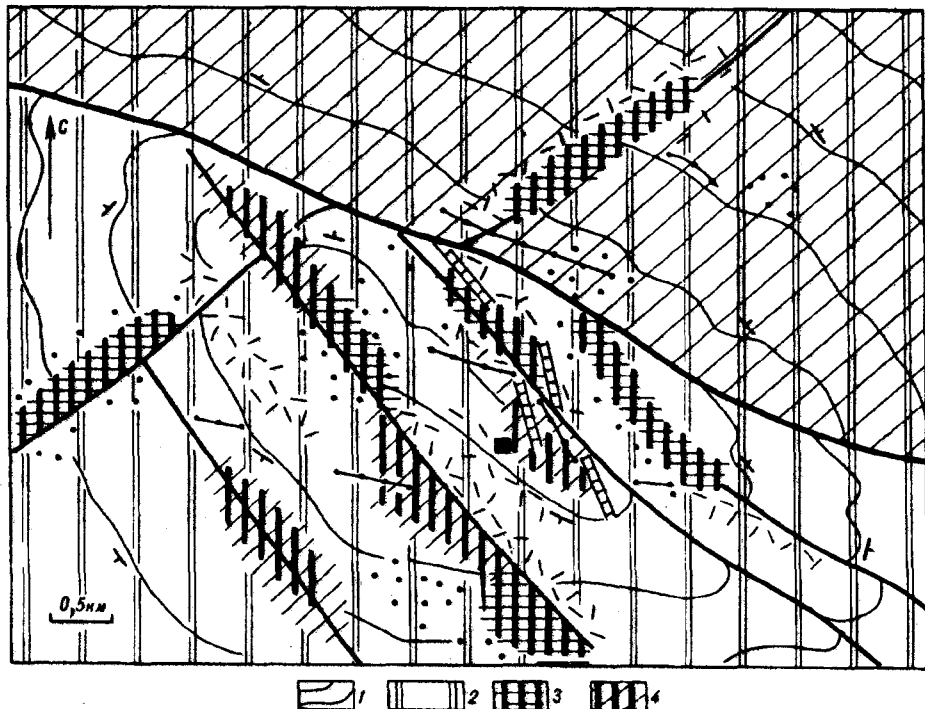


Рис. 3. Схема распространения гидротермалитов на участке Средний Хакчан.

1 — верхнепермские алевропелиты с горизонтами песчаников; 2 — повышенное содержание дисперсного углеродистого вещества в сочетании с редкими шунгитовыми микропрожилками; 3 — зоны интенсивного развития микропрожилков шунгита с хлоритом, серицитом и кварцем, а также прожилков (до 1 см) шунгита с кварцем, пиритом, анкеритом; 4 — то же, в сочетании с метасоматической вкрапленностью порфиробласт карбоната от 0.2 до 1.5 мм. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

часто образуют эшелонированные и кулисные системы. Содержание золота в них достигает 14, а серебро — 300 г/т.

На участке Средний Хакчан (рис. 3) проявлено кварцево-жильное ору- денение в толще верхней перми (кулинская свита). Оно является источником питания россыпи в среднем течении руч. Хакчан и его притоков.

Участок приурочен к юго-восточному периклинальному замыканию антиклинали северо-западного простирания, в разрезе которой выделяются следующие литологические разновидности: песчаники, песчаные алевролиты, алевропелиты, аргиллиты, углистые аргиллиты и пелитоморфные углистые известняки. В составе слоистой толщи резко преобладают алевролитовые и пелитовые разности.

Рудоконтролирующая антиклиналь шириной около 5 км осложнена складками более высокого порядка с падением крыльев 30—60°. К таким складкам тяготеют отдельные рудопроявления участка. Широко развитые разрывные нарушения имеют в основном северо-западное и северо-восточное простирание. В алевропелитах проявлен крутопадающий кливаж запад-северо-западной ориентировки.

Проявленные на участке дайки диоритовых порфиритов и лампрофиров отнесены Я.А. Николаевой (1976 г.) к позднеюрскому интрузивному комплексу. Простираются они преимущественно в северо-западном направлении и обычно сильно осветлены в связи с метасоматическими изменениями, выражающимися в обильном развитии карбонатов, серицита, хлорита и прожилков кварца с пиритом, арсенопиритом, халькопиритом.

Ведущим типом метасоматических преобразований является шунгитизация. Исследованный участок представляет собой центральную часть обширного поля гидротермалитов с повышенным содержанием углеродистого вещества. Последнее в тонкодисперсном виде содержится в терригенных породах, образует редкие шунгитовые микропрожилки. Характерны также

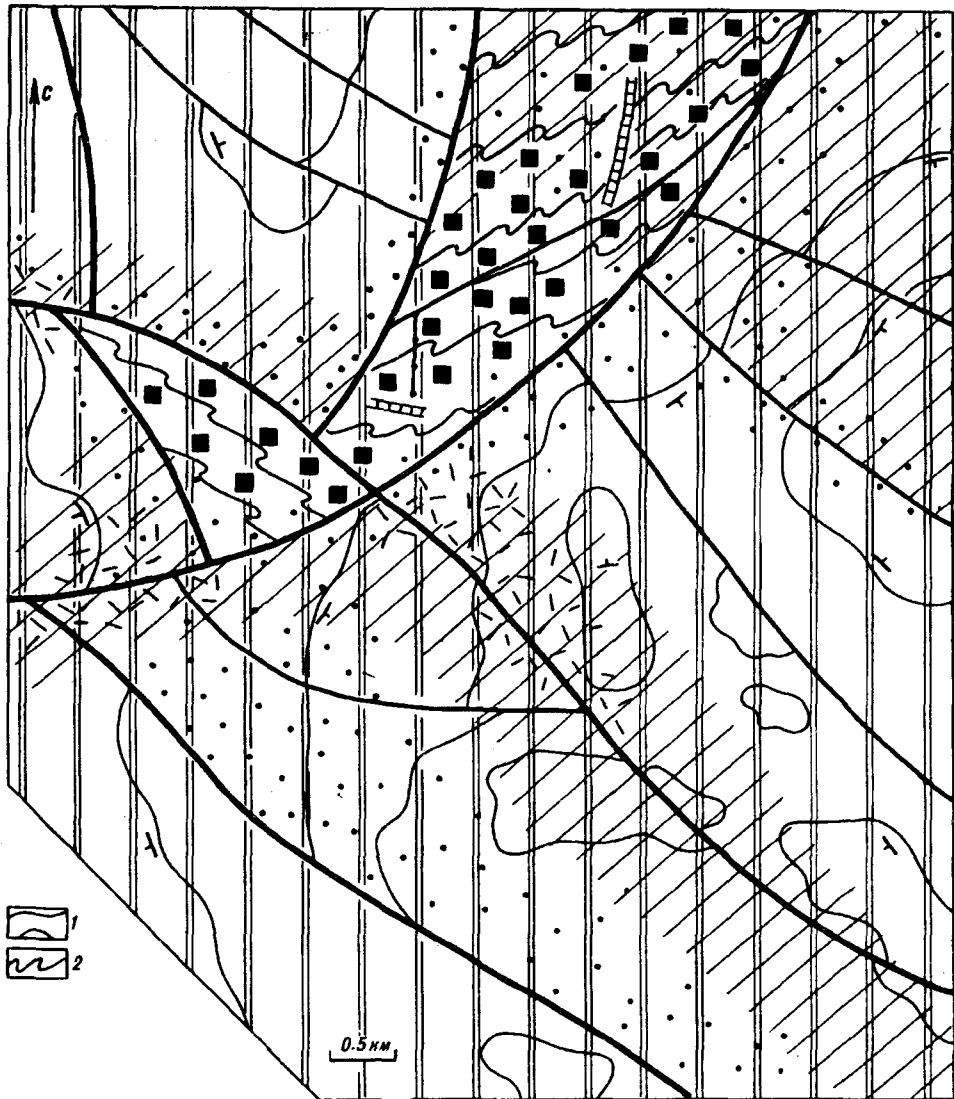


Рис. 4. Схема распространения гидротермалитов на участке Кресты.

1 — пермско-триасовые алевролиты с галькой магматических пород и горизонтами песчаников; 2 — зоны мелкой складчатости, милонитизации, прожилков кварца альпийского типа. Остальные условные обозначения см. на рис. 2, 3.

жилы и прожилки кварца альпийского типа. На этом фоне выделяется поле метасоматической вкрапленности мелких порфиробласт карбоната и линейные зоны шунгитизации, серицитизации, карбонатизации, тонкой вкрапленности сульфидов, которые контролируются разрывными нарушениями.

В составе кварцевых жил присутствует до 40 % хлорита, карбоната и альбита. Пирит, арсенопирит, тетраэдрит, халькопирит, сфалерит, галенит, пирротин, магнетит, золото в количестве до 3 % развиты в тех жилах, где хлорит, карбонат и альбит отсутствуют. Параметры золотоносных жил чрезвычайно изменчивы и достигают по мощности первых метров, а по простиранию — первых десятков метров. Их форма обычно сложная, что выражается в многочисленных апофизах, ветвлении, пережимах. Ориентировка золотоносных жил преимущественно северо-западная. Характерна группировка жил в кулисообразно построенные зоны северо-западного простирания шириной 20—30 м. Кулисные зоны обычно приключаются к рудо-

контролирующим разломам, которые на этих участках несут мелкопрожилковое окварцевание и сульфидную минерализацию.

По данным Д.П. Филиппова (1946 г.), содержание золота в отдельных бороздовых пробах из кварцевых жил достигало десятков грамм на тонну.

Участок Кресты (рис. 4) характеризуется проявлением золоторудной минерализации в кварцевых жилах и прожилках, залегающих в сложнодислоцированных пермско-триасовых терригенных отложениях. Она является источником аллювиальной россыпи в бассейне одноименного ручья. Участок приурочен к узлу пересечения разрывных структур северо-западного и северо-восточного простирания, входящих, по-видимому, в систему дислокаций, составляющих Чай-Юрюинский глубинный разлом. Его осевая часть проходит чуть севернее по долине одноименной речки, известной своей уникальной россыпью.

Осадочный комплекс, в составе которого выделяются алевропелиты, алевролиты, песчанистые и гравелитистые алевролиты, песчаники, подвергнут интенсивным складчатым и разрывным дислокациям. В результате здесь фиксируются фрагменты отдельных синклинальных и антиклинальных складок северо-восточного и северо-западного направлений. Широко развит кливаж. В узких отдельных блоках породы преобразованы в тонкосланцеватые милониты с характерной сланцеватой или микроплойчатой текстурой и лепидобластовой структурой. Широко развиты разнообразные по мощности жилы и прожилки кварца альпийского типа, имеющие линзовидную форму и образующие иногда ярусные залежи.

Исследованный участок является центральной частью крупного поля гидротермалитов с повышенным содержанием дисперсного углеродистого вещества в терригенных породах в сочетании с шунгитовыми микропрожилками, мелкой вкрапленностью сульфидов. Обычны жилы и прожилки кварца альпийского типа. На общем фоне наиболее ярко выделяются широкие линейные зоны развития кристаллобласт сульфидов, совпадающие с блоками милонитов, а также контролируемые разрывными нарушениями поля серицитизации и карбонатизации. В целом же ведущим типом преобразований на участке является сульфидизация.

На участке установлены единичные дайки кислого и среднего состава, измененные метасоматическими процессами, как и на Новой Контранде и Среднем Хакчане.

Кварцево-жильные образования на участке представлены зонами сетчатого прожилкования в песчаниках, отдельными субпластовыми жилами в пачках литологически контрастного строения и вышеупомянутыми линзовидными жилами и прожилками в блоках милонитов. Мощности отдельных жил достигают 1,5 м, протяженность их по простиранию не превышает 10—15 м. В блоках милонитов установлены отдельные зоны повышенной концентрации потенциально рудоносных жил, содержащих до 2 % сульфидов (пирит, тетраэдрит, галенит). Жильные минералы кроме кварца представлены иногда хлоритом и (или) карбонатом. Содержания золота в отдельных пробах достигают десятых долей грамм на тонну.

Приуроченные к разным стратиграфическим уровням единого разреза, три описанных участка характеризуют определенные уровни эрозионного среза однотипных рудоконтролирующих разрывных структур. Это подтверждается закономерным изменением характера проявленных в них дислокаций и дислокационного метаморфизма. Так, от Новой Контранды к Крестам возрастает роль пластического течения пород в зонах разрывов и преобразования их в тонкозернистые тектониты и милониты, которые сопровождаются выделением сегрегационных прожилков кварца. Справедливость такого расположения подтверждается также некоторыми минералого-геохимическими особенностями золотоносных жил, о чем речь пойдет ниже.

Возможность отнесения вышеназванных эталонных участков к формационно и генетически однородной группе определяется их принадлежностью к единой золотокварцевой формации малосульфидных руд золотожелезистого (пиритового), золотомышьяковистого и золотополиметаллического

геохимических типов [6], локализующихся в однотипных разрезах углеродисто-терригенных толщ. На генетическое родство этих участков указывает однотипный характер сопровождающего их метасоматоза, развитого на фоне региональных метаморфических преобразований.

Постдиагенетические преобразования

Исследованиями М.Л. Гельмана и М.П. Крутоус (1975—1987 гг.) в северо-восточных регионах России показано большое значение постдиагенетических (метаморфических и метасоматических) преобразований углеродисто-терригенных толщ для размещения оруденения золотокварцевой формации, а также для его прогнозирования и оценки. Установлено, что оруденение отмечается в ареалах площадного железомagneзиально-кальцевого и сопряженного с ним щелочного метасоматоза, проявляющегося в связи с регрессивной стадией регионального плутонометаморфизма.

Нами установлены новые факты, позволяющие по-иному оценить геологическую сущность процессов площадного метасоматоза на золотоносных участках, а также практическое значение разных форм его проявления. Основные из них следующие:

нахождение продуктов метасоматоза вне связи с региональным плутонометаморфизмом, в породах, измененных на стадии катагенеза;

многообразие форм нахождения в метасоматитах самородного углеродистого вещества, связанное с его активным привносом и (или) переотложением;

ведущая роль углерода в петрохимическом облике основных метасоматических преобразований;

существенное разделение по вертикали продуктов привноса и (или) переотложения УВ, серицитизации, новообразованных сульфидов и карбонатов, обуславливающее разнообразие их сочетания на уровнях разных эрозионных срезов рудовмещающих структур.

Специализированные исследования постдиагенетических изменений пород Верхоянского комплекса в рассматриваемом районе ранее не проводились. На основании результатов региональных геологических съездов авторы "Карты метаморфических поясов СССР" [3] выделяют здесь биотит-мусковитовую фацию регионального плутонометаморфизма, охватывающую терригенные отложения Иняли-Дебинского синклинория в бассейне р. Берелех. Остальная часть рассматриваемой территории (бассейны рек Худжах и Аян-Юрях) относится к полю развития преобразований пренил-пумпеллиитовой субфации начального метагенеза.

По нашим наблюдениям, терригенные отложения района характеризуются в целом невысокой степенью постдиагенетических преобразований, что выражается в повсеместной сохранности структур и текстур осадочного субстрата. Лишь в зоне Чай-Юрюинского разлома встречены парасланцы с вторичной полосчатой текстурой.

Кластогенная составленная метатерригенных пород состоит из обломков минералов, осадочных, магматических и метаморфических пород, растительного детрита. Показательным для диагностики степени метаморфизма является видовой состав обломков минералов, которые представлены (в порядке убывания) кварцем, плагиоклазом, мусковитом, биотитом, микроклином, хлоритом, а также пакетами мусковит-биотитового и мусковит-хлоритового состава.

К числу аутигенных минералов относится пирит, встречающийся в виде мелкозернистых конкреций, нередко преобразованных в агрегаты кристаллов кубического габитуса. Терригенные породы района содержат до 1 % симгенетического углеродистого вещества.

Минеральные новообразования этапа регионального складчатого метаморфизма проявлены слабо. Это прежде всего структурно связанные с региональным кливажем выделения мелкочешуйчатых хлорита и серицита, а также мелкозернистый серицит-альбит-хлорит-кварцевый агрегат, воз-

никший при перекристаллизации пелитового цемента песчаников и алевролитов. Количество новообразований прямо зависит от близости к крупным разрывным нарушениям.

Таким образом, региональный метаморфизм в целом по району не превышает уровня глубокого катагенеза по классификационной схеме [12]. Выполненные нами определения температур выгорания рассеянного органического вещества из метапелитов показали среднюю температуру начала экзоэффекта около 380 °С, что соответствует дозеленосланцевым изменениям в аналогичных золотоносных комплексах западного Узбекистана [10].

В приразломных зонах складчатых и разрывных дислокаций, в том числе на золотоносных участках, наблюдается массовое распространение синхронных региональному метаморфизму кварцевых жил альпийского типа. Эти жилы характеризуются отсутствием сульфидов или их незначительным количеством при однообразном видовом составе (главным образом пирит). Типичным для них является практически постоянное присутствие хлорита, карбонатов, альбита в количестве до 30 %. При значительных размерах полей и высокой интенсивности развития жил альпийского типа в пространственной связи с ними не устанавливается проявлений россыпной золотоносности.

Примером является кварцево-жильное поле размером около 3 км² на водоразделе ручьев Виола — Кварцевый. Развитые здесь прожилки, жилы приурочены к многочисленным трещинам в сложнислоцированном пласте песчаников, залегающем среди алевролитов.

Как показали проведенные исследования, постдиагенетические преобразования пород в пределах золотоносных участков более разнообразны. Они накладываются на породы, уже измененные в процессе регионального метаморфизма. Основные типы таких преобразований названы нами далее по характерным минералам новообразований, к которым относятся карбонат, шунгит, сульфиды, серицит и жильный кварц. Эти новообразования в основном фиксируются макроскопически и могут картироваться в поле. Размеры площадей их развития, судя по полностью оконтуренному ареалу карбонатизации на участке Новая Контрандя (см. рис. 2), достигают 50 км² и более.

Карбонатизация наблюдается на всех золотоносных участках при существенных вариантах интенсивности. Наиболее ярко она выражается в карбонатном бластезе по алевропелитам. В песчаниках отмечается замещение карбонатом отдельных обломков пород и минералов. Порфиробласты карбоната образуют овальные и субизометричные зерна, достигающие 8 мм (обычно 0,3—1 мм) в поперечном сечении. В неокисленном состоянии для них характерен темно-серый до черного цвет, обусловленный обильными включениями тонкодисперсного углеродистого вещества терригенных пород. Оптические исследования и окрашивания в шлифах по методике [14], а также рентгеноструктурный анализ показали, что порфиробласты карбоната сложены сидеритом, включающим иногда незначительные количества реликтовых или пойкилобластических выделений доломита и анкерита.

В частности, на участке Новая Контрандя (см. рис. 2) порфиробласты сидерита размером от первых долей миллиметра до 1,5 мм в поперечнике распространены в пределах овального ореола в отложениях триаса. Длинной осью ореол совпадает с Контрандинской зоной разломов. Размер и количество порфиробласт возрастают от периферии к центру ореола, где насыщенность ими образцов достигает в отдельных случаях 80 %.

На участке Средний Хакчан (см. рис. 3) сидеритовый бластез в отложениях верхней перми проявлен более локально и менее интенсивно. Так, порфиробласты сидерита, достигающие 1,5 мм в поперечнике, закартированы лишь в нескольких небольших ореолах площадью не более 1 км², контролирующихся разрывными нарушениями. В то же время мелкие (до 0,2 мм) порфиробласты сидерита широко распространены в верхней части разреза. Количество сидерита в породах обычно не превышает 5 %, достигая в отдельных образцах 25 %.

На участке Кресты (см. рис. 4) сидеритовый бластез проявлен в толще верхней перми в виде двух разобщенных ореолов отчетливо приразломного характера. Размер порфиробласт здесь редко превышает 0,2 мм.

Шунгитизация в терригенных отложениях проявляется в увеличении количества тонкодисперсного УВ в сочетании с признаками его перемещения в связи с предполагаемыми процессами привноса и (или) переотложения. УВ слагает прожилки, стяжения, "прослой" совместно с новообразованиями кварца, хлорита, альбита, серицита, сульфидов, образует мелкозернистые агрегаты с кварцем и хлоритом, а также кварц-углеродистые радиально-лучистые сферолиты и стяжения неправильной формы. Анализ УВ из кварцевых прожилков участка Средний Хакчан показал, что это рентгеноаморфное вещество с температурой выгорания 560—565 °С, соответствующее шунгиту.

Миграционная форма нахождения УВ имеет широкое распространение на золотоносных участках при существенных колебаниях интенсивности ее развития. Так, на участке Новая Контрандя наблюдались лишь тонкие линзовидные скопления УВ по трещинкам кливажа. Количество его в алевропелитах участка составляет 0,5—1,8 %. На участке Средний Хакчан шунгитизация проявлена наиболее ярко. Содержание УВ в отдельных образцах алевропелитов достигает 5 %; наблюдается оно как в тонкодисперсной форме, так и по трещинам кливажа двух направлений. Но наиболее типичным выражением миграции УВ в алевропелитах являются линзообразные прожилки, содержащие кроме шунгита 50—60 % кварца. Такие прожилки мощностью до 2—3 см, имеющие птигматитовую форму, эпизодически встречаются по всему участку, образуя зоны повышенных концентраций, которые контролируются разрывными нарушениями. Кроме того, шунгитсодержащие прожилки также эпизодически встречаются в виде субмикроскопических (до 1 мм в длину) линзочек, ориентированных под острым углом к сланцеватости и имеющих микроптигматитовую форму. Осевую часть такой линзочки занимает шунгит, окруженный переменным количеством хлорита, кварца, иногда серицита, гидрослюды, карбоната. Реже встречаются выделения шунгита округлой, розетковидной и венкообразной формы, которые также сопровождаются оторочкой хлорита, серицита и стебельчатого кварца в радиально-лучистых агрегатах.

На участке Кресты шунгитизация проявлена в меньшей мере, чем на Новой Контранде. Содержание УВ составляет в алевропелитах 0,71—2,13 %. Оно тонко рассеяно в цементе песчаников и алевролитов, часто концентрируется в трещинках кливажа, образует причудливые прожилки линзовидной формы совместно с кварцем, иногда с хлоритом и серицитом. Реже встречаются мелкозернистые линзовидные агрегаты шунгита с кварцем до 0,5 мм по длинной оси. Количество перечисленных новообразований составляет в среднем 5 %, достигая в отдельных случаях 25 %. Повышенные содержания углеродистого вещества в перемещенной форме тяготеют к разрывным нарушениям.

Сульфидизация имеет площадной и (или) линейно-площадной характер проявления. Пространственно и структурно она сопряжена с шунгитизацией и карбонатизацией. В ореолах сульфидизации макроскопически устанавливаются пирит и пирротин. С широким распространением последнего, по данным Л.И. Измайлова, связаны известные в верховьях р. Колыма протяженные линейно-площадные магнитные аномалии, в пределах которых располагается подавляющее большинство россыпных и золоторудных объектов. Проведенное им минераграфическое изучение пород в зонах сульфидизации показало присутствие в них также халькопирита, арсенопирита, сфалерита, галенита и некоторых других более редких минералов [2].

На участке Новая Контрандя рудные минералы в пределах ореола сульфидизации представлены кристаллообластами призматических зерен арсенопирита до 0,5 см по грани призмы, а также метакристаллами пирита кубического и пентагондодекаэдрического габитуса, нередко с оторочкой из агрегата стебельчатого кварца и серицита. Здесь же широко распространены

сферолитовые выделения пирита до 2 мм в диаметре, имеющие скорлуповато-концентрическую и (или) радиально-лучистую структуру. Такие пириты образуют рассеянную вкрапленность и скопления, в том числе линзовидные (до 0,3 на 1,5 мм), нередко ориентированные вкрест слоистости пород. Сферолиты обычно сопровождаются небольшим количеством новообразований хлорита, серицита, карбоната и кварца, выполняющих интерстиции в сферолитовых агрегатах или образующих оторочки вокруг отдельных сферолитов.

На участке Средний Хакчан сульфидизация проявлена в основном в виде метакристаллически зернистого пирита и пиритовых сферолитов. Пирит кристаллический встречается в алевролитах и песчаниках в виде зерен кубического, реже пентагондодекаэдрического габитуса до 0,5 см в поперечнике. Кубический пирит в виде метакристаллов распространен в пластах песчаников, реже в алевролитах, где он обычно мельче и окаймляется оторочкой стебельчатого кварца, нередко с хлоритом. Пентагондодекаэдрический пирита обычно заключены в оторочку карбоната.

Пиритовые сферолиты на Среднем Хакчане представлены округлыми выделениями до 0,3 мм в диаметре, образующими единичные обособления или их скопления размером до 1×5 мм, вытянутые по сланцеватости. Наблюдались сферолиты пирита, заключенного в линзы шунгита, а также агрегаты сферолитов в кварц-шунгитовых прожилках. В последнем случае скопления сферолитов окружены радиально-лучистым агрегатом стебельчатого кварца. Рассеянная вкрапленность пирита развита в приразломных зонах преимущественно нижних частей разреза, где с ним ассоциирует пирротин.

На участке Кресты сульфидизация проявлена наиболее интенсивно. Она представлена гексаэдрическими и кубическими кристаллами пирита часто с оторочкой стебельчатого кварца, сферолитами и мелкозернистыми агрегатами неправильной формы. Крупные (до 0,5—1 см) метакристаллы развиты главным образом в пределах интенсивно дислоцированных в зонах разломов блоков алевролитов. За их пределами широко развита тонкая пиритовая вкрапленность.

Серицитизация, как сопутствующий метасоматический процесс, также интенсивно проявлена на золотоносных участках и структурно сопряжена с карбонатизацией и шунгитизацией. Она развита в виде линейно-площадных ареалов, контролируемых разрывными нарушениями. Здесь происходит замещение обломочного хлорита и микроклина мелкошугачатым серицитом. Последний по результатам рентгеноструктурного анализа соответствует слабоупорядоченной слюде, отвечающей политипной модификации мусковита 1М. Такая слюда характерна для в общем относительно низкотемпературного (менее 300°C) типа метасоматического процесса минералообразования.

Так, на участке Новая Контрандя серицитизация усиливается пропорционально интенсивности карбонатного бластеза. При этом происходит постепенное замещение серицитом обломков хлорита, биотита и микроклина. Количество серицита достигает 20 %. Совместно с ним развивается мелкий (до 0,1 мм) игольчатый турмалин. Внешний контур ореола серицитизации совпадает с границей исчезновения в составе пород обломочного хлорита.

На Среднем Хакчане серицитизация наиболее развита в песчаниках верхней части разреза. Здесь серицит в количестве до 10 % развивается вдоль плоскостей кливажа, по алевропелитовому цементу и по обломкам полевых шпатов.

На участке Кресты серицитизации проявлена в линзовидных зонах, где мелкошугачатый (0,5 мм) серицит подчинен сланцеватости пород или ориентирован хаотически. Количество серицита сильно варьирует, достигая 50 %.

Жильно-прожилковое окварцевание в пределах рассматриваемых метасоматических преобразований сопровождается сульфидной минерализацией и, нередко, самородным золотом, которые отсутствуют за пределами ореолов метасоматитов. Здесь в составе кварцевых жил обычно присутствует переменное количество альбита, хлорита и карбонатов. В изученном ряду эта-

лонных участков максимальная (до 30 %) сульфидность руд установлена на Новой Контранде, а минимальная — на Крестах (до 0,5 %). В составе золотосульфидных ассоциаций на Новой Контранде содержится максимальное количество галенита, сфалерита, тенантита. Их абсолютное и относительное количество значительно меньше на Среднем Хакчане и, особенно, на Крестах.

Показательно изменение пробы самородного золота, которая обычно варьирует в широких пределах: Новая Контранда — 690—940 (11 определений), Средний Хакчан — от 800 до 920 (15 определений), Кресты — от 840 до 900 ‰ (7 определений). Поскольку исследованные образцы с самородным золотом в разной степени подвержены гипергенным изменениям, ведущим к его облагораживанию, за первичные условно можно принять минимальные из приведенных значений. Последние, увеличиваясь с глубиной, характеризуют соответствующую гипогенную зональность. В рассматриваемом ряду содержание золота на Новой Контранде и Среднем Хакчане достигает, соответственно, первых десятков и многих десятков, а на Крестах не превышает одного грамма на тонну.

Из приведенных данных видно, что в рассматриваемом ряду золотоносных участков интенсивность и экстенсивность процессов карбонатного бластеза и серицитизации постепенно снижаются при усилении сульфидизации. Шунгитизация максимально проявлена на Среднем Хакчане, в меньшей мере на Крестах при незначительном развитии на Новой Контранде.

Для всех описанных типов метасоматитов закартированы субконформность границ распространения и общность ориентировки складчатых и разрывных структур, контролирующих их размещение в виде телескопированных ареалов, в центральных частях которых расположены золотоносные кварцево-жильные образования. В переходных зонах макроскопически установлен равновесный характер взаимоотношений основных минералов новообразований — сидерита, шунгита, сульфидов и серицита. При постоянстве их состава изменяется лишь количество минералов и форма их выделения. Кварцевые жилы накладываются на уже сформированные метасоматиты, располагающиеся в структурах трещинного типа.

Приведенные данные свидетельствуют в пользу близодновременного формирования выделенных типов метасоматитов. Возникшая при этом совокупность зон характеризует метасоматическую колонку инфильтрационного типа, которую венчают золотоносные кварцево-жильные образования.

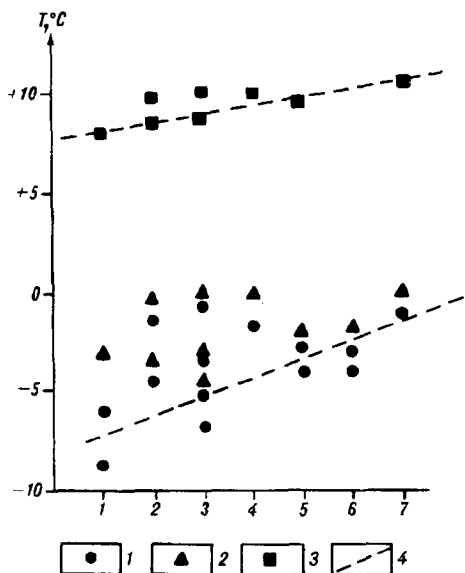
Широко развитые в районе жильные поля безрудного кварца альпийского типа по времени формирования соответствуют этапу регионального метаморфизма (катаклаза) углеродисто-терригенных толщ.

Термобарогеохимия жильного кварца

Состав и состояние метасоматического флюида, участвующего в описанных выше преобразованиях и формировании рудоносного жильного комплекса, изучались с помощью методов термобарогеохимии. Материал (кварц), отобранный из кварцевых жил всех исследованных участков, содержит три типа включений — водные, водно-углекислотные и углекислотные. Первый тип включений водных растворов встречен во всех образцах. Это первичные и вторичные включения разной степени зрелости, их наполнение варьирует в пределах 70—100 % жидкой фазы. Водный раствор имеет крайне малую концентрацию от 0 до 7‰ NaCl экв. Концентрации водных растворов во включениях понижаются (температура плавления фазы льда приближается к 0 °C) от участка Новая Контранда к участкам Верхний Хакчан и Снежный (рис. 5). Судя по температуре начала плавления фазы льда, эти растворы имеют Na-K катионную специализацию. Этот вывод, однако, следует рассматривать как предварительный, поскольку момент протаивания эвтектики слабоконцентрированных растворов в мелких включениях устанавливается с трудом. Температуры гомогенизации водных газовой-жидких включений представлены в таблице. Из-за часто наблюдавшихся явлений частичной разгер-

Рис. 5. Криометрические характеристики флюидных включений в жильном кварце.

1, 2 — температура начала (1) и окончания (2) плавления фазы льда; 3 — температура разложения газогидратов; 4 — тенденция изменения характеристик. Цифры по оси абсцисс (1–7) — названия участков, в скобках — количество замеров: 1 — Новая Контрандя (125); 2 — Хатынгнях (20); 3 — Средний Хакчан (55); 4 — Верхний Хакчан (23); 5 — Старая Контрандя (22); 6 — Виола-Кварцевый (10); 7 — Снежный (11).



метизации и расшнуривания включений термометрия проводилась лишь по группам и зонам включений с одинаковым соотношением фаз.

Водно-углекислотные включения встречаются не во всех образцах, даже если в них имеются сопоставимые по времени образования водные и углекислотные включения. Поэтому можно констатировать, что изученные флюидные системы H_2O-CO_2 участвовали в образовании жильного кварца как в гомогенном, так и в гетерогенном состоянии. Об этом говорят и замеры температур гомогенизации включений, которые в большинстве своем ниже температур гомогенизации системы H_2O-CO_2 (порядка $300^\circ C$ при 1 кбар).

Криометрия водно-углекислотных включений показала, что тройная точка углекислоты в них понижена до $-58 \div -59^\circ C$, что говорит о наличии примеси низкокипящих газов (N_2 , CH_4 , CO). Определить состав примеси криометрически не удалось, так как при низких температурах (до $-190^\circ C$) выделение ее в качестве отдельной фазы не наблюдалось. Во всех водно-углекислотных включениях при охлаждении легко образовывались газогидраты CO_2 , что подтверждает данные о низких концентрациях солей в водной фазе. Температуры разложения газогидратов представлены на рис. 5.

Однофазные включения углекислоты широко распространены в изученных образцах, иногда являясь в них преобладающими. Тройная точка CO_2 варьирует от $-56,6$ до $-60^\circ C$ (наиболее частые значения $-58 \div -59^\circ C$), что говорит об устойчивом наличии примесей низкокипящих газов. Гомогенизация углекислоты происходит в широком диапазоне температур от -30 до $+23^\circ C$, распределение этого параметра по участкам показано на рис. 6. Наличие в углекислоте примесей низкокипящих газов не позволяет произвести по углекислотным включениям точных расчетов давления их образования. Грубые оценки возможны, по-видимому, лишь для кварца с участка Новая Контрандя, поскольку здесь смещение температуры тройной точки минимально, а замеры $T_{гом}$ образуют достаточно компактный пик. Так, для изоденсы чистой CO_2 $0,83 \text{ г/см}^3$ ($T_{гом} = +15^\circ C$) и температуры $200^\circ C$ (средняя $T_{гом}$ водных газовой-жидких включений, зачастую соседствующих с углекислотными в одних группах и зонах) получаем давление 1 кбар.

Полученные термобарогеохимические данные позволяют высказать суждение об эволюции флюидного режима в ходе формирования кварцевых жил на изученных участках. Геологически установлено, что в формировании жильного комплекса участвовали как минимум три события: региональный метаморфизм, по отношению к которому жильный комплекс является альпийским; становление дайкового комплекса; и упомянутый выше карбонат-сульфидно-углеродистый метасоматоз. Эталонном флюидного режима формирования альпийских жил (и, по-видимому, всего регионального метаморфизма) может служить участок Виола-Кварцевый, поскольку здесь не отмечено флюидного и термического влияния даек на кварцевые жилы и не обнаружено признаков метасоматоза. В жильном кварце участка обнаружены

Термобарогеохимические характеристики флюидных включений в жильном кварце изученных участков

Участок	Тип кварца	Номер образца	Наличие CO ₂ во включениях	T _{гом} , °C		Максимальная концентрация солей, % NaCl экв.
				H ₂ O + газ	H ₂ O + CO ₂ ± газ	
Новая Контрандя	Р	Н-95-7 Н-КОН	+ +	190		5
	Б	К-50-2 Г-131-1	— —	210—220		
Средний Хакчан	Р	Н-366 Н-45 Н-366-6 Н-444-2	+ + + +		290—330	7—8
	Б	Н-364-2 Н-444-6	— —	125—185 270—280		
Старая Контрандя	С	Г-37-3 Н-85	— +	205—215		5
	Б	Н-81-2	—	200		
Виола-Кварцевый	Б	Н-97-1 Н-97-2	— —	170		4
Хатынгнах	Р	Н-110-2 В-47-2 В-47-1	+ — +	180		
Верхний Хакчан	Р	Н-46-1	+	200—210		0
	Б	Н-39-2	+			
Снежный	С	М-89 К-Г-2/2	+ +		210—240 220—240	0
Всего по участкам	Р	14 обр.	+ 12/2-			
	Б	8 обр.	+ 1/7-			

Примечание. Р — рудный (золотоносный) кварц; Б — безрудный (незолотоносный) кварц; С — слабозолотоносный кварц;

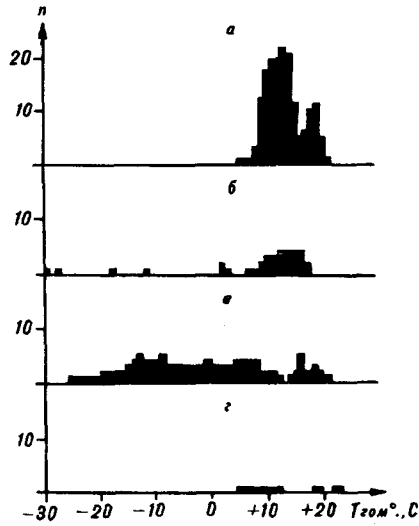
лишь водные газово-жидкие включения с относительно пониженной концентрацией солей (не более 4—5 % NaCl экв.). Углекислоты нет совсем. Очень низки и температуры гомогенизации. Учитывая тот факт, что кварц этого участка безрудный, результаты проведенных исследований можно считать подтверждением мнения М.П. Крутоус (1984 г.) о в целом безрудном характере регионального метаморфизма и сопряженного жилообразования в золотоносных районах Северо-Востока России.

Флюидный режим становления дайкового комплекса выяснить не удалось, так как на золотоносных участках его проявления проработаны последующим метасоматозом, который полностью затушеввал предыдущую термобарогеохимическую картину и очень сильно изменил сами дайки.

Развитие процессов метасоматоза привело к формированию в жильном кварце включений углеродсодержащего флюида, состав которого определялся состоянием в системе С—О—Н на каждом из участков. Так, на Новой Контранде потенциал кислорода был, по-видимому, достаточно высок, что привело к смещению реакций в сторону CO₂. В результате на этом участке мы обнаруживаем относительно чистую углекислоту во включениях и широко проявленные процессы карбонатизации. На участках Хатынгнах и Средний Хакчан потенциал кислорода был ниже, поэтому здесь наблюдаются выделение углерода в виде шунгита-антраксолита, значительное понижение температуры тройной точки CO₂ во включениях, расширение интервала T_{гом} CO₂ в низкотемпературную область. Это, вероятнее всего, является

Рис. 6. Гистограммы распределения температур гомогенизации углекислоты флюидных включений в жильном кварце

$a-z$ — участки, в скобках количество замеров: a — Новая Котляра (164); b — Хатынгнах (40); z — Средний Хакчан (129); z — Верхний Хакчан (13).



следствием повышения в них доли примеси метана (возможно, его гомологов, а также CO , которые являются восстановленными продуктами реакций в системе $C-O-H$).

Установленный нами факт увеличения концентрации растворенных солей от нижних уровней рудоносных структур к верхним соответствует представлениям о повышении концентрации рудообразующих растворов на путях их движения от области генерации к области рудоотложения вследствие растворения веществ дренируемых пород и/или в результате расходования растворителя на образование водосодержащих минералов. Концентрация солей прямо коррелирует со степенью золотоносности жил, с их общей сульфидностью и относительным содержанием сульфидов поздней полиметаллической ассоциации. Обратная зависимость концентрации солей во флюиде отмечается по отношению к пробности самородного золота.

Обсуждение и дискуссия

Аналогичная охарактеризованной метасоматическая зональность ранее была изучена на золоторудных объектах юго-западного Тянь-Шаня [1], в результате чего ее исследователи пришли к идее о карбонат-сульфидно-углеродистом метасоматозе. Он сопровождается гидролитическим разложением алюмосиликатов в форме серицитизации и щелочно-кремнистой флюидизацией в виде метасоматического и жильно-прожилкового окварцевания. Соответствующая процессу эволюция рудоносного флюида ведет к отложению на благоприятных уровнях, отвечающих физико-химическим барьерам, золоторудных, иногда с платиноидами, минеральных ассоциаций, степень продуктивности которых, как показывают наши исследования, максимальна в интервалах повышенной карбонатизации и (или) шунгитизации, что имеет важное значение для прогнозирования и оценки выявленного оруденения.

Попытка решения проблемы прогнозирования и оценки оруденения золотокварцевой формации в рассматриваемом регионе посредством составления обобщенной модели вертикальной зональности рудовмещающей структуры уже предпринималась В.А. Степановым [9]. Несмотря на разноплановость фактического материала, собранного на обширной территории, его концепция вызывает ряд возражений.

Во-первых, он объясняет все существующие в юго-восточной части Яно-Колымского пояса разнообразие минеральных и геохимических типов оруденения единой вертикальной зональностью, уходящей корнями в очаг гранитоидной магмы. Таким образом, в качестве единственной генетической модели для формирования оруденения признается ортомагматическая, универсальность которой для района давно подвергается аргументированной критике [8, 13, 15].

Во-вторых, из восьми выдвигаемых обобщенных параметров зональности оруденения четкой линейной изменчивостью характеризуются лишь три — пробность золота, понижающаяся с предполагаемой глубиной, комплекс содержащихся в нем элементов-примесей и возрастающая с глубиной температура гомогенизации газовой-жидких включений. Остальные показатели

либо не проявляют направленной изменчивости с глубиной, либо могут быть истолкованы в прямо противоположном смысле.

В-третьих, случаи уменьшения пробности золота с глубиной известны [4], но встречаются довольно редко. Доказательства их гипогенного происхождения часто отсутствуют или носят сложный малоубедительный характер. При этом такая зональность часто вполне объяснима гипергенными процессами [5]. Кроме того, изменение пробности золота с глубиной описано при изучении конкретных месторождений и рудных тел, в то время как региональные вариации пробности могут скорее всего характеризовать и рудно-формационную неоднородность крупных металлогенических подразделений, а не отдельных рудовмещающих структур в пределах рудного поля или месторождения.

Однако следует признать правомочность попытки [9] решить проблему выбора надежных реперов, позволяющих классифицировать золоторудные объекты с точки зрения их соответствия определенным уровням вертикальной зональности рудоносных структур. При реконструкции последней с использованием пространственно разобщенных объектов по мнению авторов необходимо по меньшей мере:

принадлежность эталонных объектов к единой рудной формации, а в ее рамках к одному генетическому типу;

использование только однозначно интерпретируемых признаков или их наборов в качестве реперов для установления положения вектора "глубина — поверхность";

учет искажающих первичную зональность процессов телескопирования гидротермального оруденения, гипергенного изменения руд и их метаморфизма.

С позиций изложенных принципов построения В.А. Степанова, несмотря на свою привлекательность, выглядят довольно искусственными.

Проведенное нами исследование позволяет по-новому представить особенности формирования и вертикальной зональности оруденения золотокварцевой формации, развитого в углеродисто-терригенных отложениях Верхоянского комплекса. Это оруденение сопровождается карбонат-сульфидно-углеродистым метасоматозом, для которого однозначно установлена [1] тенденция постепенной смены (снизу вверх) зоны сульфидизации зоной широкого развития миграционных форм углеродистого вещества и, наконец, зоной карбонатизации. Возникновение зоны сульфидизации объясняется более высокотемпературным, чем массовое восстановление углерода, условиями распада металл-сероорганических соединений с образованием сульфидов и сульфоарсенидов. Окисление углеводов на более высоких горизонтах приводит к образованию H_2O и CO_2 , которые фиксируются в сериците и сидерите зоны карбонатизации. Широкое развитие на изученных участках сферолитовых форм минеральных агрегатов свидетельствует, по-видимому, о высокоградиентном характере физико-химических параметров рудообразования во времени и вертикальном разрезе рудоносных структур.

Таким образом, приведенная комплексная характеристика зональности рудоносной структуры с оруденением золотокварцевой формации свидетельствует о проявлении фациальной зональности отложения [7] в ранге рудного поля. Важно подчеркнуть, что выявленная связь степени золотоносности жил с элементами рудно-метасоматической зональности и флюидной специализацией жильного кварца позволит в дальнейшем существенно уточнить комплекс используемых в практике геолого-разведочных работ поисковых признаков и оценочных критериев, а также использовать их при построении соответствующих моделей.

Выводы

1. Оруденению золотокварцевой малосульфидной формации юго-восточного фланга Яно-Колымского пояса сопутствуют субрегиональные преобразования вмещающих углеродисто-терригенных толщ, выражающиеся в формировании колонны метасоматитов окислительно-восстановительного типа,

в которой сверху вниз выделяются зоны карбонатизации, шунгитизации и сульфидизации.

2. Метасоматические преобразования накладываются на углеродисто-терригенные толщи, измененные до этого в процессе регионального метаморфизма стадии глубинного катагенеза, сопровождавшегося в участках интенсивных дислокаций образованием кварцевых жил альпийского типа.

3. Золотое оруденение жильно-прожилкового типа приурочено к центральным частям ореолов метасоматитов и образуется, по-видимому, на завершающей стадии гидротермально-метасоматического процесса в структурах хрупких деформаций.

4. Золотое оруденение и предшествующие ему метасоматиты формировались при участии водно-углекислотных флюидов с примесью низкокипящих газов, а характер продуктов реакций с их участием определялся понижавшимся с глубиной потенциалом кислорода. При этом концентрация солей во флюиде достигала 5—8 % экв. NaCl. Метаморфизм (катагенез) и образование кварцевых жил альпийского типа происходили под воздействием существенно водных растворов, с относительно низкими концентрациями солей (4—5 % экв. NaCl).

5. Оруденение обладает отчетливой вертикальной зональностью, коррелирующей с зональностью метасоматитов и выражающейся (с увеличением глубины) в уменьшении сульфидности золотоносности кварца (от 30 до 0,5 %), содержания золота (от десятков до десятых долей грамма на тонну) и концентрации солей во включениях флюидов (от 5—8 до 0 % экв. NaCl) при соответствующем увеличении пробности золота (от 690 до 840 ‰). Максимальные содержания золота отвечают зонам метасоматоза, где ведущими типами замещения являются карбонатизация и (или) шунгитизация.

6. Картирование проявлений карбонат-углеродисто-сульфидного метасоматоза в углеродисто-терригенных комплексах изученного района и его аналогов позволит повысить качество и эффективность геолого-разведочных работ, связанных с поисками и оценкой золотого оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. Метордика изучения рудоносных структур в терригенных толщах. — М.: Недра, 1988.
2. Измайлов Л.И. Пирротиновая минерализация металлоносных зон бассейна р. Колымы. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1976.
3. Карта метаморфических поясов СССР. М-б 1:5 000 000 / Под ред. К.О. Кратц, 1974.
4. Нарсеев В.А. Эндеогенная зональность золоторудных месторождений Казахстана / Каз ИМС. — Алма-Ата, 1973.
5. Нестеров Н.В. Гипергенное обогащение золоторудных месторождений Северо-Востока Азии. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1985.
6. Петровская Н.В., Сафонов Ю.Г., Шер С.Д. Формации золоторудных месторождений // Рудные формации эндогенных месторождений. — М.: Наука, 1976. — С. 3—110.
7. Смирнов В.И. Региональная и локальная эндогенная рудная зональность // Проблемы постмагматического рудообразования. Т. 2. — Прага, 1965.
8. Соболев А.П. Мезозойские гранитоиды Северо-Востока СССР и проблемы их рудоносности. — М.: Наука, 1989.
9. Степанов В.А. Некоторые черты зональности золото-кварцевой формации Северо-Востока СССР // Колыма. — 1986. — № 9. — С. 25—29.
10. Термический анализ минералов и горных пород / Иванова В.П., Касатов Б.К., Касавина Т.Н. и др. — Л.: Недра, 1974.
11. Шаров В.Н., Шмотов А.П., Коновалов И.В. Метасоматическая зональность и связь с ней оруденения. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1978.
12. Шванов В.П. Литоформационные корреляции терригенных и метаморфических толщ. Южный Тянь-Шань. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1983.
13. Шило Н.А. Золоторудные месторождения метаморфогенной, плутоногенной и вулканогенной формаций // Тр. СВКНИИ. — 1976. — Вып. 69. — С. 3—41.
14. Штеренберг Л.Е., Гречин В.И., Соловьев А.А. и др. К методике окрашивания карбонатных пород // Литология и полезн. ископаемые. — 1972. — № 5. — С. 127—132.
15. Фирсов Л.В. Золото-кварцевая формация Яно-Колымского пояса: Автореф. докт. дисс. — Новосибирск, 1974.

THE ORE-METASOMATIC ZONALITY AND THE FLUID REGIME
OF THE FORMATION OF THE GOLD-QUARTZ MINERALIZATION
IN THE KHUDZHAKH-BERELAKHSKY INTERFLUVE

(North East Russia)

The mineral composition of ores and the attendant metasomatites in the country carbon-terrigenous rock masses has been studied in a series of typomorphic areas, where the mineralization of the gold-quartz low-sulfide formation occurs in the southeastern flank of the Yano-Kolymsky gold belt. The study of quartz in the gold-bearing and non-metalliferous veins has been carried out by using the thermobarogeochemical methods. It has been ascertained that the carbonitization, shungitization and sulfidization are the major types of the metasomatic transformations, the seritization playing the subordinate part. These types are peculiar of every gold-bearing area, but their ratio is different. It is being proved that the above mentioned types of the metasomatites belong to the genetically unified vertical column of the metasomatic zonalities of the redox type. From this point of view the mineralogy and efficiency of the gold mineralization, and the fluid composition in the inclusions of the quartz veins have been discussed. It is suggested to put the regularities revealed to use with the aim of prospecting, prognosis and the preliminary evaluation of the type of mineralization under consideration.

УДК 550.4.734(571.63)

Л.А. Изосов, Л.И. Маляренко

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДЕВОНСКИХ ФОРМАЦИЙ
ПРИМОРЬЯ

Излагаются результаты петрохимических исследований магматитов основного, среднего и кислого состава девонских формаций Приморья. По петрохимическим признакам среди них различаются континентальные и океанические породы, представляющие толеитовую, известково-щелочную и щелочную серии. Континентальные магматиты развиты в пределах Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (восточная краевая часть позднебайкальского Ханкайского массива). Их формирование связано с коллизионными процессами (ранний девон) и рифтогенезом (поздний девон), приведшим к формированию дива-структур. Породы океанического происхождения, залегающие как экзотические глыбы и чешуи в мезозойских микститах, являются образованиями срединно-океанических хребтов, островов и гайотов. Петрохимические пересчеты показывают, что раннедевонская риолитовая формация обладает вполне определенными перспективами в отношении колчеданно-полиметаллического оруденения.

До сравнительно недавнего времени девонские образования Приморья рассматривались совместно с ордовикскими (?) и силурийскими отложениями [2]. В настоящее время в Западном Сихотэ-Алине в пределах позднебайкальского Ханкайского массива установлены палеонтологически охарактеризованные стратоны всех трех отделов девона [4]. Кроме того, в Южном Сихотэ-Алине (мезозойская Сихотэ-Алинская покровно-складчатая область) известны находки пород, содержащих позднедевонские окаменелости (данные А.П. Никитиной, Г.С. Белянского, 1987 г., [8]). Они образуют экзотические глыбы и пластины в верхнеюрско-нижнемеловой олистостроме.

Целью предлагаемого исследования являлось определение петрохимических особенностей девонских формаций Приморья с тем, чтобы выяснить геодинамические обстановки их формирования. Для этого компьютерной обработке по программам NEWPET, РЕБУС были подвергнуты результаты силикатных анализов девонских магматитов различной фациальной принадлежности. Этот обширный петрохимический материал был собран, в основном, за два последних десятилетия в процессе крупномасштабного геологического картирования Западного Приморья и лишь в незначительной мере заимствован из литературных источников. Химические исследования образцов проводились в Центральной лаборатории производственного объединения Приморгеология.

Западный Сихотэ-Алинь

Нижний девон. Нижний девон представлен здесь толщей риолитов и их туфов (500—950 м), относящейся к базальт-риолитовой формации (рис. 1).

В поле развития девонских вулканических покровов встречаются экстрезии риолитов в виде караваяобразных массивов высотой до 700 м (поперечное сечение от 3×4 до 2×6 км) с резко выраженными контактами [3]. Раннедевонские plutоны представлены Кленовским субвулканическим интрузивом габброидов, гибридных пород, адамеллитов и гранофиринов, связанных фациальными взаимоотношениями. Он, вероятно, комагматичен толще риолитов и их туфов, с которой имеет активные взаимоотношения.

Средний—верхний девон. Средний—верхний девон представлен люторгской свитой (490—1120 м) — терригенной слабоугленосной формацией, обнажающейся в окрестностях сел Виноградовка, Флегентово, Новогордеевка, в Артемовском районе и на п-ове Трудный, а также вассиановской свитой (530—2010 м), относящейся к терригенной пестроцветной формации, широко развитой к югу от с. Черниговка. Люторгская свита охватывает средний и верхний отделы девона полностью, а вассиановская — средний и часть верхнего отдела (см. рис. 1).

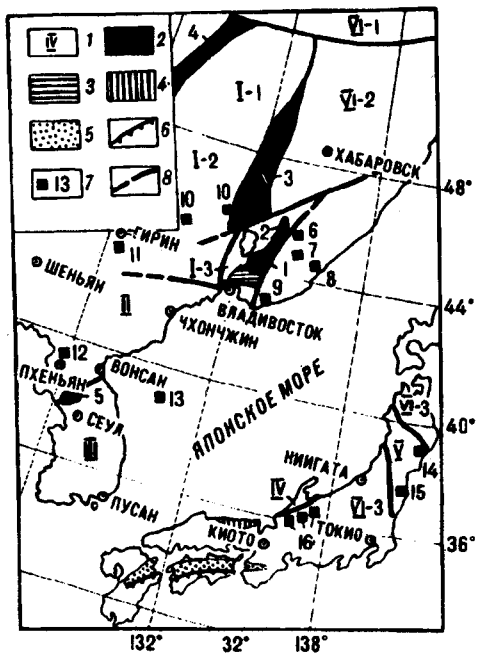
Верхний девон. В строении верхнего девона, развитого в южной части хр. Синий, участвуют левочерниговская свита (790 м) и толща туфоалевролитов и песчаников (650 м), которые, вероятно, замещают друг друга по простиранию и представляют терригенно-вулканогенную формацию, а также снегуровская толща (1120—2300 м) — терригенная пестроцветная формация (см. рис. 1).

По данным В.П. Сороки [6], который изучил керны опорных скважин № 1 и 3, вскрывших полный разрез левочерниговской свиты в устье и в истоках р. Левая Черниговка (А.С. Бражников, 1981 г.), она имеет двучленное строение. Нижняя толща (200 м) сложена базальтами, субщелочными базальтами, трахибазальтами и трахиандезиобазальтами; для верхней толщи (150—300 м) типичны трахиандезиты, трахиты, кварцевые латиты и триадациты.

Среди верхнедевонских базальтоидных покровов обособляются вулканические постройки шитовидного типа, от которых иногда сохраняются лишь нежки и субвулканические массивы. Они четко фиксируются интенсивными изометричными магнитными максимумами [3].

Рис. 1. Схема распространения девонских и сопоставляемых с ними отложений в Япономорском регионе.

1—5 — основные структурные элементы Япономорского региона: 1 (I—V) — докембрийский комплекс основания; I — массив Бурей — Цзямусы или Северо-Восточный выступ Китайской платформы (блоки: I-1 — Бурейнский, I-2 — Фэншуйлинский, Кэнтэйский, Дахэжэньский и др., I-3 — Ханкайский); II — Сино-Корейская параллельная платформа, III — Янцзы параллельная платформа, IV — массив Хида, V — аккрецированный микроконтинент Южный Китаками; VI — мезо-кайнозойские покровно-складчатые системы (VI-1 — Монголо-Охотская, VI-2 — Сихотэ-Алиньская, VI-3 — Японская); 2 — девонские прогибы (1 — Южно-Синегорский, 2 — Тамгинский, 3 — Урмийский, 4 — Норско-Сухотинский, 5 — Ниджиганский); 3 — девонский чехол Ханкайского массива; 4 — среднепалеозойский аккреционный комплекс Циркум — Хида — Нагато; 5 — метаморфический пояс Самбагва с выходами предположительно девонских отложений; 6 — аккрецированная островная дуга Курозэгава; 7 — локальные выходы девона (6 — Ореховский, 7 — флеча Степанова, 8 — Фудзинова Камня, 9 — Киевский, 10 — провинция Хэйлуцзян: горы Баоцин, Мишань, левобережье р. Муданьцзян, 11 — провинция Цзялинь, г. Гирин, 12 — Пхеньянский, 13 — Восточно-Корейской возвышенности Япономорской впадины, 14 — Южный Китаками, 15 — Абукума, 16 — Хида); 8 — главные разломы, установленные и предпологаемые.



Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	76,75	74,74	71,87	71,68	70,34	45,34	47,61	60,80
TiO ₂	0,75	0,18	0,29	0,24	0,37	3,16	2,41	1,05
Al ₂ O ₃	12,11	12,96	14,50	14,25	14,92	15,25	16,23	16,65
Fe ₂ O ₃	1,48	1,50	3,01	2,34	2,92	5,32	4,33	1,72
FeO	0,66	0,81	1,29	1,37	1,86	8,06	7,48	4,38
MnO	0,03	0,03	0,02	0,03	0,05	0,20	0,20	0,13
MgO	0,41	0,16	0,43	1,17	0,64	6,35	5,47	2,00
CaO	0,07	0,47	0,32	0,27	0,73	11,41	10,43	6,30
Na ₂ O	1,80	3,57	1,86	3,44	2,12	2,30	2,66	3,56
K ₂ O	4,99	4,77	4,09	4,82	3,75	0,45	0,53	2,03
P ₂ O ₅	0,01	0,02	0,04	0,03	0,09	0,35	0,18	0,12
п.п.п	1,20	0,54	1,61	1,30	2,16	0,83	1,15	0,52
Сумма	100,26	99,75	99,33	100,94	99,95	99,02	99,68	99,26
Число проб	16	4	2	5	4	8	6	8

Кроме описанных девонских отложений в Западном Сихотэ-Алине юго-восточнее г. Дальнереченск на левобережье р. Малиновка развиты нерасчлененные силурийско-среднедевонские или ниже-среднедевонские отложения [4], которые относятся к тамгинской свите мощностью 4600 м (карбонатно-терригенная формация).

Итак, в строении девонских разрезов Западного Сихотэ-Алиня выделяются морские терригенно-вулканогенные и наземные терригенные ассоциации, зачастую не выдержанные по простираению, имеющие скользящие границы и переменные мощности. В целом эта мощная серия по терминологии китайских геологов может быть отнесена к "формации типа пиньшань" (сосна). Морские образования имеют значительную мощность (до 7250 м), содержат в больших количествах вулканиты, смяты в брахиформные складки и развиты в зонах влияния структурных швов и региональных разломов. Субаэральные формации сравнительно маломощны (до 1120 м), амагматичны, слабо угленосны и залегают плащеобразно. Первые выполняют полигенетические структуры активизации [3], вторые слагают их крылья и чехольный комплекс в пределах тектонически пассивных блоков Ханкайского массива [4]. Что касается карбонатно-терригенной формации, то она развита в линейном прогибе рифтогенного типа, обрамляющем с востока этот кратон.

Южный Сихотэ-Алинь

В Южном Сихотэ-Алине девонские отложения выделяются в Центральном и Прибрежном районах, где широко распространены мезозойские микститы. В Центральном районе в бассейне руч. Степанова (правый приток р. Уссури) А.И. Ханук и др. [8] к верхнему девону относят базальтоиды, а осадочные породы — к верхнему девону — нижней — верхней перми. При этом верхний девон определен здесь по конодонтам, заключенным в нижней части слоя кремней (20 м), в верхах которого найдены уже раннекарбоновые формы. На правобережье руч. Большой Ключ (бассейн р. Ореховка) в толще кремней и кремнисто-глинистых пород наблюдаются тела кремней позднедевонского (по фораминиферам, обнаруженным А.П. Никитиной и Г.С. Белянским), пермского и позднепермского (по конодонтам) и мезозойского (по радиоляриям) возраста. Вероятно, среднепалеозойские кремни слагают в данном случае тектонические отторженцы.

магматитов Приморья, мас. %

9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
67,54	70,38	49,10	53,70	56,00	60,49	58,51	49,79	49,14	50,80	56,00
0,51	0,30	1,54	1,25	0,96	0,77	0,93	1,69	1,93	1,65	1,40
15,16	15,40	16,50	16,51	16,41	16,04	15,50	17,30	17,96	16,56	16,34
1,10	0,64	8,52	7,56	6,51	7,33	8,69	5,62	6,00	5,88	5,06
3,23	2,06	6,13	5,22	5,52	2,79	3,38	6,00	6,00	5,00	6,00
0,12	0,04	0,13	0,15	0,15	0,13	0,11	0,18	0,19	0,24	0,07
0,92	0,49	3,08	1,71	0,66	0,63	1,37	7,42	4,57	5,64	3,57
2,52	1,13	4,29	3,00	1,64	0,91	1,13	9,16	9,53	8,66	6,22
4,07	3,98	1,24	1,73	1,94	4,04	1,76	2,24	2,46	3,04	2,61
3,00	4,60	2,12	4,45	7,15	4,61	4,32	0,35	1,79	2,19	2,61
0,10	0,06	0,25	0,26	0,16	—	—	0,26	0,42	0,36	0,13
0,60	0,22	6,78	3,69	2,41	2,10	3,00				
98,87	99,30	99,68	99,22	99,61	100,00	98,70	100,01	99,99	100,02	100,01
11	7	3	8	3	3	6	1	3	2	1

В Прибрежном районе девон установлен (Б.В. Поярков, А.П. Никитина, 1987 г.) на горе Фудинов Камень. Здесь в самой нижней части его разреза известняки переслаиваются с песчаниками и в первых содержатся фаменские фораминиферы. Фаменские слои, по мнению А.П. Никитиной и Г.С. Белянского, прорываются спилитами, а по представлениям Ф.И. Ростовского, проводившего здесь крупномасштабную геологическую съемку, подстилаются ими. А.И. Ханчук с соавторами [8] отмечают, что между известняками и подстилающими их эффузивами имеются латеритная кора выветривания и отложения бокситов. Прибрежный район характеризуется чешуйчато-надвиговым строением, и гора Фудинов Камень, расположенная в поле развития юрских микститов, является, вероятно, клипсеном.

В целом девонские образования Южного Сихотэ-Алиня можно рассматривать как руины карбонатно-вулканогенно-кремнисто-терригенной формации, залегающие в виде глыб, чешуй и тектонических пластин в толще мезозойских микститов.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В петрохимическом отношении девонские магматиты Приморья представляют (табл. 1), в основном, известково-щелочную и щелочную серии (рис. 2, А). На классификационной диаграмме К.Г. Коха и др. [10] они образуют следующие породные группы (см. рис. 2, Б): базальты, андезиты, трахидациты, дациты и риолиты. Кроме того, среди них выделяются такие различия, как бенморииты (№ 13 — трахиандезибазальт и № 21 — трахит). По [12], среди магматитов Приморья различаются (см. рис. 2, В): трахибазальты, трахиандезиты, толеитовые базальты, андезиты, трахириолиты, щелочные риолиты и риолиты. При этом субвулканические габброиды (№ 6, 7) вместе с позднедевонскими базитами (№ 11, 16, 17) попадают в толеитовую серию. Вообще же, большая часть исследуемых магматитов относится к толеитовой серии, если основываться на диаграмме [11], причем базальтоиды океанического генезиса располагаются и в толеитовом (№ 24, 26, 27) и в известково-щелочном (№ 25) полях (рис. 3, А). И все они вместе с трахибазальтами, трахиандезибазальтами, трахиандезитами и трахитами (№ 12—14, 18) являются щелочными породами (см. рис. 2, Г).

Что касается геодинамических условий формирования магматических пород Приморья, то здесь, имея в виду всю условность построений, большую

Компонент	20	21	22	23	24	25	26	27
SiO ₂	59,50	58,32	60,26	67,40	46,52	46,82	48,06	48,62
TiO ₂	0,70	0,83	0,87	0,35	2,51	2,09	3,25	3,24
Al ₂ O ₃	16,25	17,10	15,56	15,65	15,16	16,36	13,75	15,87
Fe ₂ O ₃	5,77	5,46	6,07	2,92	4,40	5,59	10,99	11,68
FeO	6,00	6,00	6,00	2,00	7,56	4,82	3,77	1,43
MnO	0,27	0,21	0,20	0,09	0,19	0,13	0,19	0,16
MgO	1,09	0,73	1,07	1,06	7,66	7,05	4,26	2,72
CaO	2,65	2,02	2,20	1,86	10,33	7,38	6,39	7,97
Na ₂ O	5,43	4,18	3,05	3,65	2,81	4,07	4,51	4,16
K ₂ O	2,10	5,25	4,36	4,84	1,29	0,27	0,35	0,53
P ₂ O ₅	0,28	0,29	0,37	0,19	0,44	0,27	0,71	0,52
п.п.п					1,10	5,23	3,60	2,89
Сумма	100,04	100,39	100,01	100,01	99,97	100,08	99,83	99,79
Число проб	2	3	2	2	3	2	4	3

Примечание. В таблице использовано 115 силикатных анализов. Материалы: Л.А. Изосов, 1969 г. (11–15); О.Г. Старов, 1982 г. (1–5); В.П. Сорока, 1987 г. (16–25); П.А. Недашковский, 1980 г. (6–10); А.И. Ханчук и др., 1988 г. (24–27). 1–5 — нижний девон (верховья р. Илестя); 1 — риолиты, 2 — трахириолиты, 3 — риодациты, 4 — трахириодациты, 5 — низкощелочные риодациты; 6–10 — раннедевонские плутонические образования (верховья р. Илестя); 6 — пироксеновые габбро, 7 — амфиболовые габбро, 8 — гибридные породы, 9 — адамеллиты, 10 — гранофиры; 11–27 — верхний девон (11–23 — бассейн р. Левая Черниговка); 11, 16 — базальты, 12, 18 — трахибазальты, 13, 19 — трахиандезитобазальты, 14, 15–20 — трахиандезиты, 17 — субщелочные базальты, 21 — трахиты, 22 — кварцевые латиты, 23 — трахидациты, 24–27 — базальты (24 — г. Фудинов Камень; 25 — руч. Батенкин Лог — Папиркин; 26 — дорога Новомихайловка — Булыга — Фадеево; 27 — руч. Степанов).

их часть можно отнести к позднеорогенным образованиям [9], (см. рис. 3, Б). Среди пород встречаются мантийные дифференциаты (№ 1, 3, 5 — риолиты), а также разности, сформировавшиеся при доплитной коллизии (№ 8, 11, 16, 19 — гибридные породы, базальты и трахиандезиты), коллизии (№ 2 — трахириолиты) и постколлизийных поднятиях (№ 9 — адамеллиты). Эти данные в целом не противоречат нашим представлениям [7] о принадлежности изученных пород к восточной ветви Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, развившейся на краю Ханкайского массива. Судя по диаграмме Е.Д. Муллена [13] (см. рис. 3, В), часть рассматриваемых пород (№ 11, 17) представляют андезиты океанических островов. Помимо действительно океанических образований [8] в эту категорию попадают базальты и щелочные базальты вулканотектонических депрессий (№ 11, 17), что, по-видимому, объясняется их мантийным происхождением и конвергенцией петрохимических признаков. Среди последних выделяются также породы срединно-океанических хребтов (№ 2, 7 — габбро), толеиты океанических островов (№ 6 — габбро). В то же время, отмечаются хорошие совпадения (№ 25 — базальты попадают в поле толеитов океанических островов).

Андезитовым толеитам океанических островов соответствуют трахибазальты (№ 12) и трахиандезитобазальты (№ 19) наложенных впадин. И, наконец, базальтоиды данного генезиса (№ 12, 13, 19), судя по диаграмме [14], могут быть сопоставлены с серией пород из спрединговых центров островов (см. рис. 3, Г).

Таким образом, девонские магматиты Западного Приморья, сформировавшиеся в пределах окраинно-континентального вулканического пояса, несут некоторые петрохимические признаки, сближающие их с образованиями океанов. Это можно объяснить растяжением и "растаскиванием" континентальной коры при рифтогенезе, что привело к глубокому проникновению в мантию каналов, питающих девонский магматизм.

Рассмотрев общие особенности химизма девонских образований Приморья, перейдем к раннедевонским и позднедевонским комплексам, разделенным амагматичной средне-позднедевонской терригенной пестроцветной

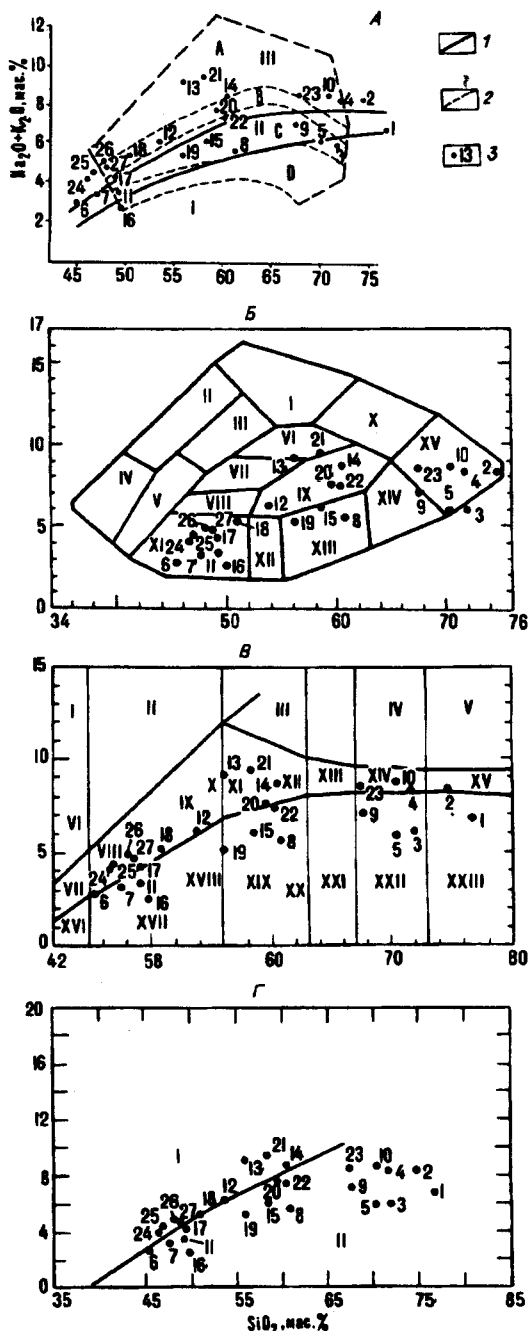


Рис. 2. Диаграммы щелочность—кремнезем для девонских магматических образований Приморья.

А — диаграмма полей колчеданосных формаций [1]. 1 — генеральные границы между полями толеитовой (I), известково-щелочной (II) и щелочной (III) серий по X. Куно; 2 — границы полей колчеданосных формаций: А — неколчеданосные провинции, В — неколчеданосные формации колчеданосных провинций, С — провинция с колчедано-полиметаллическим оруденением, D — провинция с медно-цинково-колчеданным и медно-колчеданным оруденением; 3 — здесь и далее — анализ и его номер в табл. 1. Б — диаграмма по К.Г. Коху [10]. Поля: I — фonoлиты, II — фonoлиты-нефелиниты, III — фonoлиты-трахиты, IV — нефелиниты, V — базальты + трахиты, VI — бенмориты, VII — муджириты, VIII — гавайиты, IX — трахиандезиты, X — трахиты, XI — базальты, XII — базальты-андезиты, XIII — андезиты, XIV — дациты, XV — риолиты. В — диаграмма по А.К. Миддлмосту [12]. Поля: I — нефелиниты, II — фonoлиты, III — щелочные базальты, IV — пантеллериты, V — комендиты, VI — базаниты, VII — щелочные пикриты, VIII — щелочные оливиновые базальты, IX — трахибазальты, X — трахиандезиты, базальты, XI — трахиандезиты, XII — трахиты, XIII — трахидациты, XIV — трахириолиты, XV — щелочные риолиты, XVI — пикриты, XVII — толеитовые базальты, XIX — андезиты, XX — андезидациты, XXI — дациты, XXII — риодациты, XXIII — риолиты. Г — диаграмма Т.Х. Ирвина и И.Р.А. Баррагара [11]. Поля: I — щелочная, II — субщелочная серия.

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	76,44	76,00	71,12	71,84	71,62	75,00	73,24	73,98
TiO ₂	0,11	0,17	0,23	0,23	0,23	0,23	0,42	0,20
Al ₂ O ₃	12,90	13,26	14,11	14,11	14,11	13,10	15,87	13,57
Fe ₂ O ₃	1,12	1,56	1,02	1,04	1,81	1,24	1,00	1,26
FeO	0,72	0,61	2,27	2,52	0,97	0,76	0,40	1,75
MnO	0,00	0,00	0,03	0,03	0,02	0,01	0,00	0,03
MgO	0,32	0,38	0,32	0,38	0,45	0,13	0,45	0,34
CaO	0,09	0,09	1,33	0,80	1,15	0,18	0,09	0,27
Na ₂ O	1,75	2,00	3,33	3,00	2,66	2,00	3,00	2,60
K ₂ O	4,67	4,33	4,10	4,10	5,00	6,10	3,60	3,96
P ₂ O ₅	0,05	0,01	0,05	0,05	0,05	0,03	0,03	0,05
п.п.п	2,71	2,53	2,00	2,68	3,35	1,42	3,66	3,02
Сумма	100,88	100,94	99,91	100,78	101,40	100,20	101,76	101,03

формацией. При этом мы попытаемся различить в них более мелкие петрохимические черты и, таким образом, уточнить характер эволюции девонского магматизма в регионе.

Для раннедевонских вулканитов (см. табл. 1) типично некоторое преобладание калиево-натриевых разностей, хотя среди них встречаются калиевые (№ 1, 2, 11—15, 19) и натриевые (№ 6, 7, 25—27) породы. Это указывает на то, что при заложении раннедевонских депрессий на позднебайкальском фундаменте Ханкайского массива в последнем возникли не только коровые, но и мантийные расколы, по которым поставлялась практически неконтаминированная магма. Примечательно, что 28,4 % анализов раннедевонских вулканитов характеризуют формации провинции с колчеданно-полиметаллическим орудением (см. рис. 3, А, [1]). Более детальное изучение петрохимических особенностей данного комплекса (табл. 2) в южной части Южно-Синегорской дива-впадины [3] показало, что значительная его часть представляет, по [10], риолиты (№ 3—6, 12, 20—22) и дациты (№ 13, 14, 23). Выделяются также андезиты (№ 25), трахиандезиты (№ 26) и гавайты-андезибаазальты (№ 28). На диаграмме [12], трахиандезиты (№ 26) и гавайты-андезибаазальты (№ 28). На диаграмме [12] эти породы попадают в поля риолитов (№ 1, 2, 7—11, 15, 16, 19), риодацитов (№ 3—5, 13), дацитов (№ 14, 21, 23), щелочных риолитов (№ 18), трахириодацитов (№ 12, 20), трахитов (№ 22), трахибаазальтов (№ 28) и диабазов (№ 29). Незначительная часть раннедевонских магматитов относится к толеитовой (№ 12, 21, 23—26) и щелочной (№ 28) сериям, а все остальные являются известково-щелочными и субщелочными [11]. По тектоническому положению раннедевонский вулканоплутонический комплекс представляет собой [9] продукты мантийной дифференциации (№ 28), доплитной коллизии (№ 27), постколлизиионных поднятий (№ 14, 23—25), позднеорогенных (№ 20—22, 26), посторогенных (№ 7, 8, 16, 18) и синколлизиионных (№ 3—6, 13, 16, 19) процессов. То есть, исходя из чисто формальных построений, спектр геодинамических условий образования данных пород весьма широк, но, учитывая их структурное положение (в пределах Западно-Сихотэ-Алинского окраинно-континентального вулканического пояса), можно с уверенностью полагать, что формирование этих магматитов так или иначе связано с коллизиионными процессами.

В северной и центральной частях Южно-Синегорской дива-структуры (Грибнинская вулканотектоническая депрессия и Еловое вулканопольное поднятие) раннедевонский вулканоплутонический комплекс имеет более

Известкинской вулканотектонической депрессии, мас. %

9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
78,44	73,94	76,56	67,68	68,06	64,98	75,16	79,02	82,78	77,08	77,30	70,88
0,14	0,27	0,20	0,43	0,53	0,56	0,20	0,05	0,04	0,10	0,05	0,37
12,50	14,36	13,40	15,43	16,21	15,05	13,30	11,13	8,39	10,85	11,60	13,34
1,41	2,32	1,17	3,60	3,05	0,37	1,16	0,82	0,85	1,90	1,50	1,56
0,82	1,22	0,82	3,50	1,43	4,90	0,84	1,54	1,36	1,01	1,75	2,38
0,04	0,07	0,01	0,10	0,03	0,17	0,03	0,05	0,05	0,07	0,02	0,08
0,41	0,34	0,34	0,47	0,92	1,22	0,13	0,03	0,09	0,07	0,12	0,27
0,09	0,18	0,04	0,36	0,32	0,24	0,18	0,26	0,26	0,70	0,70	1,67
1,28	1,08	0,14	4,30	2,80	2,82	3,24	2,84	2,61	0,80	3,75	4,44
2,58	4,44	5,14	4,70	3,91	4,33	4,35	5,00	3,39	7,66	4,33	4,33
0,05	0,03	0,02	0,10	0,10	0,14	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03
2,81	3,47	1,78	1,29	2,38	2,18	1,17	0,48	0,61	0,67	0,27	0,86
100,57	101,72	99,62	101,96	99,74	99,96	99,77	101,23	100,44	100,92	101,40	100,21

однородный состав (табл. 3). Он, в основном, представлен кислыми породами нормальной щелочности, а также щелочными риолитами. Среди них иногда встречаются трахириолиты (№ 6, 14) и риодациты (№ 4, 12). Все породы относятся к известково-щелочной серии [11], являются синколлизийными и посторогенными образованиями [9], т.е. их формирование происходило на жестком сиалическом основании в условиях высокой тектонической подвижности.

Позднедевонские магматиты, в отличие от вышеописанных, обнаруживают значительное разнообразие петрохимических свойств (см. табл. 1), что связано, главным образом, с различным происхождением локальных магматических комплексов. Для тех из них, которые выполняют вулканотектонические депрессии на кристаллическом основании, характерны калиевые и калиево-натриевые высоко- и весьма высокоглиноземистые породы. Напомним, что девонские изверженные породы, развитые в восточном обрамлении Ханкайского массива (вместе с карбоновыми и пермскими магматитами), образуют восточную ветвь Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, которая рассматривается как островная дуга, заложенная на докембрийском гранитно-метаморфическом цоколе вдоль активной континентальной окраины [7]. При этом значительная часть магматитов сформировалась на краю жесткого блока в пределах кольцевых вулканотектонических структур. Базальтоиды же, залегающие в мезозойских микститах [8], относятся в подавляющем большинстве к натриевой серии и все являются умеренно глиноземистыми. На диаграмме Х. Куно (см. рис. 2, А) к толеитовой серии принадлежат лишь базиты, развитые в верховьях р. Черниговка, где они выстилают днище вулканотектонической впадины; все остальные представляют известково-щелочную серию. Как считает В.П. Сорока [6], верхнедевонская левочерниговская свита Западного Сихотэ-Алиня может быть разделена на две толщи: вулканиты нижней толщи представляют шошонитовую серию, а верхней — занимают положение между латитовой и шошонитовой сериями. Первые формировались в тыловых зонах островных дуг, а промежуточный характер петрохимических свойств вторых указывает на смену геодинамического режима. При этом для пород нижней толщи характерна высокая титанистость (1,69—1,73 %), в два раза превышающая концентрации титана в базальтах островных дуг. В то же время этот петрохимический признак характерен для образований структур растяжения, а высокими содержаниями рудиды (83—114 г/т), бария (600—1560 г/т), циркония (131—183 г/т) данные базальтоиды отличаются от океанических толеитов и континентальных базальтов [5]. Сочетание субщелочных вул-

Компонент	21	22	23	24	25	26	27	28	29
SiO ₂	66,14	66,82	65,20	61,82	60,10	59,82	55,05	48,20	50,24
TiO ₂	0,68	0,43	0,72	0,62	0,83	0,54	0,98	1,21	0,97
Al ₂ O ₃	14,69	15,14	14,91	16,96	16,08	17,97	17,75	17,15	23,34
Fe ₂ O ₃	2,78	1,28	2,56	1,94	2,41	2,87	8,80	3,15	1,59
FeO	3,21	2,70	4,20	5,07	6,16	4,12	0,73	6,53	4,82
MnO	0,29	0,11	0,19	0,19	0,08	0,24	0,22	0,22	0,11
MgO	0,28	0,63	0,91	0,72	0,97	0,63	0,02	7,26	2,89
CaO	3,59	2,21	3,69	5,01	5,36	3,98	6,84	5,38	12,20
Na ₂ O	5,70	3,80	5,20	4,67	4,44	5,00	3,67	3,20	2,47
K ₂ O	2,38	4,71	1,95	2,07	2,07	1,99	1,65	3,18	0,43
P ₂ O ₅	0,09	0,00	0,04	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
п.п.п	1,38	1,84	0,72	1,25	0,89	2,36	1,16	3,76	1,30
Сумма	101,21	99,67	100,29	100,33	99,40	99,52	99,87	99,24	100,36

Примечание. Материалы: Н.Г. Мельников, 1972 г. (1–6); С.П. Роберман, 1967 г. (7–13); А.Г. Алафердов, 1971 г. (14, 15); О.Г. Старов, 1982 г. (16–29). Покровы: риолитов (1–5 – район с. Николаевка, 6 – устье руч. Аникин, 7 – верховья р. Артемовка, 17 – верховья руч. Дульков), туфов риолитов (8 – район с. Виноградовка, 9, 10, 12 – верховья р. Виноградовка, 11 – район с. Известка, 16 – верховья руч. Зубов), дацитов (13 – верховья р. Снегуровка), туфов дацитов (14 – падь Тигровая), игнимбритов (15 – падь Тигровая, 18 – левобережье руч. Игнатов). Экструзии риолитов (19 – верховья руч. Горбатый). Субвулканические интрузии дацитов (22 – руч. Климова Яма). Интрузии: гранит-порфиры (20 – правобережье руч. Кипельный), гранодиоритов (21, 23 – водораздел руч. Кипельный – Горбатый), кварцевых диоритов (24, 26 – руч. Ивановский ключ), диоритов (27 – верховья руч. Ивановский Ключ), габбро (29 – район с. Кленовка). Ксенолит трахиандезитов (25 – правобережье руч. Ивановский Ключ). Дайка диабазов (28 – верховья руч. Нулевой).

канитов с толеитами и известково-щелочными базитами говорит о возможности формирования этой ассоциации из толеитового расплава. Об этом свидетельствует изменение величины редкометалльного индекса пород от 4,5 в толеитах до 1563 в трахидацитах. Судя же по наличию единого эволюционного тренда для всего разреза девонских вулканитов, в том числе и для заведомо палингенных кислых образований, не исключается и палингенно-мафический генезис этих магм [5].

Как уже отмечалось, позднедевонские базальтоиды, представляющие собой экзотические глыбы в мезозойских хаотических толщах, сопоставляются А.И. Ханчуком и др. [8] с океаническими магматитами. Среди них выделяются два типа: относительно магнезиальные и титан-железистые. Первые соответствуют нормальному типу базальтоидов, а вторые – типу обогащенных лантаном и другими некогерентными элементами базальтов срединно-океанических хребтов. Наиболее четкая корреляция в этом отношении устанавливается, по мнению данных авторов, для вулканитов, слагающих гору Фудинов Камень, которые представляют собой высокотитанистые породы – аналоги базальтов океанических островов и гайотов. Таким образом, петрохимические черты позднедевонских магматитов Приморья позволяют выделить среди них образования континентов и океанов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Формационный состав девона Приморья весьма разнообразен: здесь выделяются образования дива-впадин, осадочного чехла Ханкайского кристаллического массива и океанов. Последние наблюдаются в виде экзотических глыб в мезозойских микститовых толщах.

2. Магматиты, входящие в состав формаций девона, представляют все основные петрохимические серии: толеитовую, известково-щелочную и щелочную. Среди них по петрохимическим данным можно различить континентальные и океанические породы.

3. В ряде случаев образования дива-структур несут петрохимические черты, сближающие их с океаническими магматитами. Это явление, по-

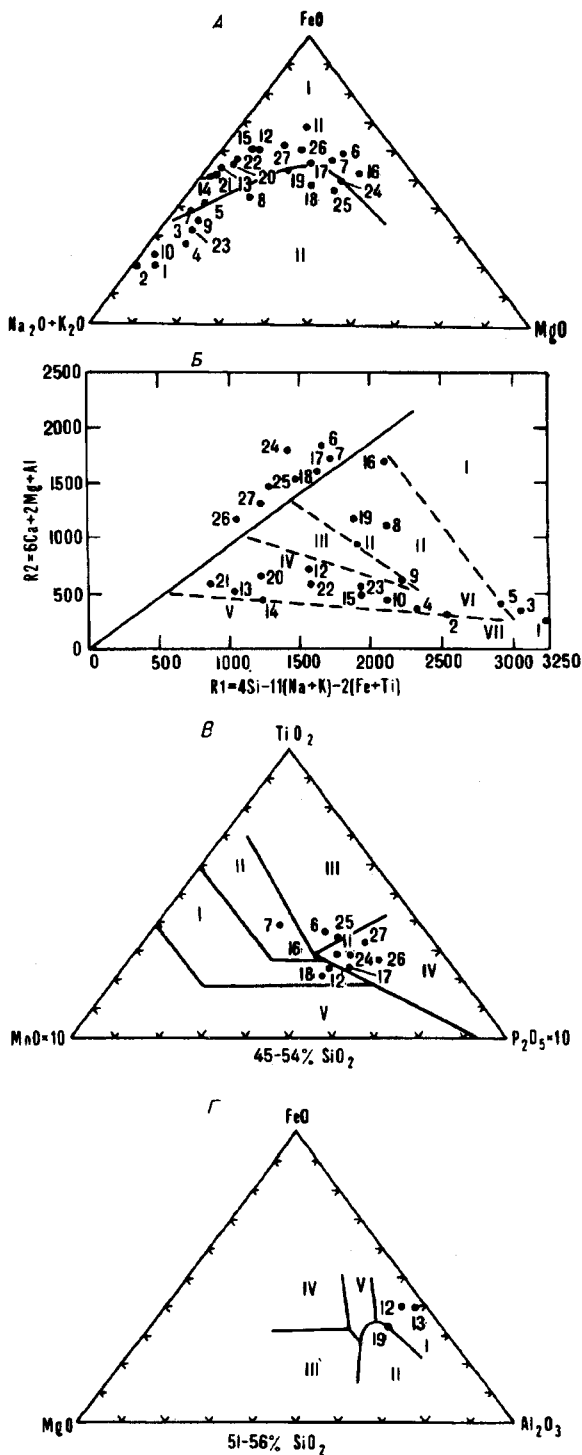


Рис. 3. Тройные треугольные диаграммы для девонских магматических образований Приморья. А – диаграмма $\text{FeO}/\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}/\text{MgO}$ [11, фиг. 2]. Поля: I – толеитовая, II – известково-щелочная серии. Б – диаграмма $\text{Rz}(\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al})/\text{Ri}$ ($4\text{Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti})$) [9]. Петрогенетические обстановки образования пород: I – мантийное фракционирование, II – доплитная коллизия, III – постколлизийное поднятие, IV – позднеорогенная, V – неорогенная, VI – синколлизийная, VII – посторогенная. В – диаграмма $\text{MnO}/\text{TiO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$ [13]. Поля: I – толеиты островодужные, II – базальты срединно-океанических хребтов, III – толеиты океанических островов, IV – андезиты океанических островов, V – базальты известково-щелочные. Г – диаграмма $\text{FeO}/\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ [14]. Петрогенетические обстановки образования пород: I – спрединговые центры островов, II – орогенная, III – океанические хребты и ложе, IV – океанические острова, V – континент.

Химический состав раннедевонских магматитов Грибинской вулканической депрессии

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	74,52	78,48	74,82	71,20	74,04	71,40	75,16	75,16	77,32	78,32
TiO ₂	0,21	0,19	0,20	0,34	0,31	0,27	0,21	0,15	0,13	0,19
Al ₂ O ₃	12,34	11,05	13,36	15,68	13,11	14,65	13,38	12,68	11,82	10,79
Fe ₂ O ₃	2,10	2,20	1,42	3,88	2,20	2,36	1,77	1,00	1,16	1,56
FeO	0,42	0,83	0,67	0,18	0,54	0,56	0,50	0,76	0,54	0,90
MnO	0,04	0,05	0,02	0,02	0,03	0,04	0,02	0,03	0,09	0,07
Mg	0,31	0,41	0,36	0,51	0,10	0,31	0,41	1,24	0,51	0,10
CaO	0,28	0,00	0,07	0,28	0,70	0,35	0,00	0,00	0,00	0,14
Na ₂ O	3,00	1,65	2,33	0,14	3,60	3,07	2,36	1,44	1,70	2,05
K ₂ O	6,00	3,78	5,00	4,96	4,89	5,68	4,96	6,00	5,55	4,29
P ₂ O ₅	0,02	0,00	0,01	0,04	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
п.п.п	0,60	1,13	1,74	2,66	0,48	1,08	0,91	1,16	0,90	1,56
Сумма	99,84	99,77	100,00	99,89	100,05	99,79	99,68	100,62	99,72	99,97

Компонент	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
SiO ₂	77,32	76,30	76,70	77,62	78,16	73,70	73,94	77,12	76,60	74,34
TiO ₂	0,09	0,09	0,16	0,16	0,06	0,18	0,12	0,08	0,12	0,16
Al ₂ O ₃	12,50	12,40	11,48	11,48	12,36	13,25	12,99	12,97	12,79	13,80
Fe ₂ O ₃	0,82	0,89	0,45	0,77	0,06	1,88	2,42	1,32	1,08	2,12
FeO	1,18	0,04	1,29	1,18	0,59	0,04	0,13	0,04	1,15	0,04
MnO	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,04	0,01	0,01		0,06
Mg	0,08	0,00	0,17	0,21	0,35	0,12	0,10	0,06	0,14	0,18
CaO	0,39	0,23	0,00	0,00	0,28	0,36	1,00	0,07	0,14	0,29
Na ₂ O	2,73	2,61	3,60	3,60	5,41	3,45	5,50	3,80	3,33	3,51
K ₂ O	4,95	5,28	5,52	4,90	1,72	5,70	3,00	4,50	4,80	5,50
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,05	0,02	0,06	0,03	0,01	0,01	0,02	0,03
п.п.п	0,56	0,61	0,14	0,17	0,03	0,67	0,03	0,20	0,00	0,31
Сумма	0,65	98,47	99,56	100,11	99,10	99,42	99,25	100,18	100,17	100,34

Примечание. Материалы: Л.А. Изосов, 1969 г. (1—11); О.Г. Старов, 1968 г. (12—14); Ю.Я. Громов, 1959 г. 1—14 — покровы и экструзии риолитов (бассейн р. Черниговка); 15—37 — субвулканические интрузии биотитовых

видимому, объясняется, во-первых, мантийным заложением магм контролирующих региональных разломов, а во-вторых — конвергенцией признаков.

4. Если подходить формально к результатам петрохимических построений, то можно прийти к выводу о довольно широком спектре геодинамических обстановок, при которых накапливалась раннедевонская риолитовая формация Ханкайского массива. Однако приуроченность ее к Западно-Сихотэ-Алинскому вулканическому окраинно-континентальному поясу в целом подчеркивает связь этих образований с коллизионными процессами.

5. Накопление позднедевонской терригенно-вулканогенной формации Западного Сихотэ-Алиня происходило, судя по петрохимическим особенностям, в условиях растяжения (рифтогенеза), что подтверждается залеганием этих образований в крупных вулканотектонических депрессиях.

и Елового вулканокупольного поднятия, мас. %

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
76,87	71,53	75,14	69,96	75,90	76,50	78,08	77,66	78,77	76,72	76,41
0,20	0,26	0,17	0,28	0,11	0,10	0,06	0,07	0,07	0,09	0,07
11,95	14,19	13,37	14,45	12,21	12,15	12,36	12,45	12,36	11,67	12,02
1,57	1,83	1,55	1,54	0,30	0,31	0,06	0,46	0,74	0,97	0,65
0,50	1,89	0,77	3,08	1,24	1,22	0,59	0,66	0,59	1,12	2,12
0,02	0,04	0,03	0,07	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,02	0,04
0,20	0,14	0,07	0,02	0,25	0,30	0,35	0,10	0,41	0,00	0,04
0,07	1,84	0,27	1,20	0,53	0,48	0,28	0,40	0,35	0,28	0,14
1,22	3,66	1,90	3,70	3,37	3,00	5,41	5,09	2,45	3,43	3,55
5,86	4,00	4,64	4,78	4,72	4,47	1,72	1,98	2,37	5,15	4,58
0,00	0,05	0,01	0,03	0,00	0,00	0,06	0,04	0,06	0,01	0,01
1,01	0,78	0,61	1,20	0,84	0,85	0,72	0,62	1,72	0,38	0,50
99,47	100,21	98,53	100,31	99,47	99,38	99,71	99,55	99,90	99,84	100,13

Окончание табл. 3

32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42
75,55	77,64	73,06	77,32	78,78	77,12	74,20	77,54	79,66	76,92	76,22
0,16	0,07	0,05	0,09	0,08	0,94	0,19	0,16	0,16	0,04	0,04
12,79	12,86	16,42	12,50	11,26	11,52	13,62	12,79	12,79	12,52	12,73
1,09	0,47	0,84	0,82	0,56	1,05	0,90	1,17	0,81	0,72	0,80
1,58	1,56	1,51	1,19	0,72	0,93	1,51	0,68	0,93	0,50	0,43
0,01	0,01	0,05	0,02	0,00	0,00	0,64	0,00	0,00	0,03	0,01
0,24	0,04	0,01	0,08	0,07	0,04	0,21	0,28	0,35	0,00	0,03
0,29	0,00	0,00	0,36	0,00	0,18	0,70	0,00	0,00	0,18	0,23
2,75	3,06	5,46	2,73	3,09	3,20	3,50	3,31	0,20	4,65	4,20
4,89	5,09	2,76	4,95	4,62	4,62	4,17	2,66	3,84	4,04	4,04
0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,03	0,02	0,05	0,01	0,01
0,20	0,58	0,30	0,56	0,40	0,72	0,40	0,78	1,41	0,65	0,68
99,56	100,39	100,48	100,63	99,58	100,33	100,07	99,39	100,20	100,26	99,42

(15,16): Н.Н. Заболотная, 1962 г. (17–19); В.А. Бажанов, 1966 г. (20–22, 33–37); Е.П. Колесников, 1967 г. (23–32, 38–42); лейкократовых и аляскитовых гранитов (бассейн р. Речушка), 38–42 — дайки риолитов (район с. Каленовка).

6. Раннедевонские магматиты обладают вполне определенными перспективами в отношении колчеданно-полиметаллического оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баранов В.Д., Гладких В.С. О трендах распределения щелочей в вулканических сериях // Геология рудных месторождений. — 1985. — Т. 32, № 5. — С. 95–96.
2. Геология СССР. Т. XXXII. Ч. 1. — М.: Недра, 1969.
3. Изосов Л.А. Палеозойские вулканотектонические структуры Юго-Западного Синегорья // Кольцевые и купольные структуры Дальнего Востока / ДВГИ ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1977. — С. 62–68.
4. Изосов Л.А. Формации силура, девона и карбона Приморского края // Сов. геология. — 1992. — № 3. — С. 35–45.
5. Левашев Г.Б., Рыбалко В.И., Изосов Л.А. и др. Тектономагматические системы аккреционной коры / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1989.

6. Сорока В.П. Геохимическая специализация вулканитов шононит-латитовой серии девонских внутриконтинентальных зон растяжения Ханкайского массива // Магматизм рудных районов и узлов / ДВГИ ДВО АН СССР. — Владивосток, 1988. — С. 53—57.
7. Федчин Ф.Г., Изосов Л.А., Мельников Н.Г. и др. Западно-Сихотэ-Алинский пояс // Вулканические пояса Востока Азии. — М.: Наука, 1984. — С. 151—158.
8. Ханчук А.И., Панченко И.В., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое / ДВГИ ДВО АН СССР. — Владивосток, 1988.
9. Batchelor R.A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // Chemical Geology. — 1985. — V. 48. — P. 43—55.
10. Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. The interpretation of igneous rocks. — London: George Allen and Unwin, 1979.
11. Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rock // Canad. J. Earth Sci. — 1971. — V. 8. — P. 523—548.
12. Middlemost E.A.K. Magmas and magmatic rocks. — Essex: Longman Group Limited, 1985.
13. Mullen E.D. Mn/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // Earth and Planet. Sci. — 1983. — V. 62. — P. 53—62.
14. Pearce T.H., Gorman B.E., Birkett T.C. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks // Ibid. — 1977. — V. 36. — P. 121—132.

ТОИ ДВО РАН
Владивосток

Поступила в редакцию
22 марта 1994 г.

Izosov L.A., Malyarenko L.I.

PETROCHEMICAL PECULIARITIES OF THE DEVONIAN FORMATIONS OF PRIMORIE

The paper presents the results of petrochemical studies of the basic, intermediate and the acidic magmatites in the Devonian formations of Primorie. The continental and the oceanic rocks, including the tholeiitic, calcareous-alkaline and the alkaline series, are distinguished according to the petrochemical criteria. The continental magmatites are spread within the West-Sikhote-Alin volcanic belt (the eastern marginal area of the Late Baikalian Khankai massif). These rocks are formed due to collision processes (the Early Devonian) and the riftingogenesis (the Late Devonian), resulting in the formation of the diwa structures. The oceanic rocks, occurring in the Mesozoic mixites in the shape of the exotic blocks and scales, are formed within the Middle oceanic ridges, islands and guyots. The petrochemical recalculations testify, that there exist clear prospects for the pyrites-polymetalliferous mineralization within the Early Devonian rhyolite formation.

УДК 549.222:546.181.1:552.11

С.С. Зимин, В.О. Худоложкин

НОВОЕ О РОЛИ ФОСФОРА В МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВАХ И ОЦЕНКА РЕСУРСОВ АПАТИТОВЫХ РУД В ГАББРОИДНЫХ МАССИВАХ

Освещается роль структурных групп (сиботаксисов) из аниона фосфорной кислоты (PO₄³⁻) и катионов железа, титана и кальция в эволюции магматических расплавов. Показывается, что эти образования в стадию ликвидации подвержены гравитации и образуют прослои, обогащенные железом, титаном и фосфором, заключенные между горизонтами расплава с более высокими вязкостью и поверхностным натяжением. По мере снижения температуры и усиления роли O₂CaO и F₂ сиботаксисы претерпевают реорганизацию, в итоге которой образуются энергетически более устойчивые и простые их варианты с кальцием и фтором, кристаллизующиеся во фтор-апатиты. Приводятся данные для оценки ресурсов апатитовых руд в габброидных массивах в зависимости от условий их формирования и эрозионного среза.

В настоящей работе предпринята попытка рассмотреть некоторые особенности эволюции фосфорсодержащих магматических расплавов и условия формирования апатитоносных базитов, массивы которых широко представлены в регионах Дальнего Востока [7, 11, 15, 19, 22] и Сибири [1, 13, 20].

Твердому телу, как известно, свойственна строгая пространственная геометрия с ближним и дальним порядком расположения частиц. При плавлении нарушается дальний порядок [5, 24]. Однако при этом сохраняется действие сил ионного взаимодействия, достаточных для организации и поддержания ближнего порядка в соответствии с наклоном катионов к той или иной координации [24]. Большинство исследователей считает, что алмосиликатные расплавы чаще всего имеют ионную природу, поскольку являются электропроводящими. Они состоят из простых ионов Ca^{2+} , Fe^{2+} , Mg^{2+} с координированными анионами O^{2-} , F^- , OH^- и др., а также сложных анионов SiO_4^{4-} , PO_4^{3-} , AlO_2^- , FeO_2^- и др., которые, взаимодействуя между собой согласно различию в энергии связи ионных пар, могут создавать группировки, или субтаксисы, из конкретных групп ионов, соответственно температуре и химическому составу расплава. В связи с этим в последнем возникают неоднородности в виде микрообластей [24]. Кажется весьма вероятным, что при снижении температуры эти микронеоднородности, означающие, видимо, начало ликвации расплава, перерастают в макронеоднородности, которые часто приводят его к расщеплению на несмешивающиеся между собой жидкости. Проявлению их, как установлено ранее [3, 9, 16 и др.], способствуют летучие (H_2 , F_2 , P_2O_5 и др.) и щелочи (Na_2O , K_2O). Ниже остановимся на роли фосфора в магматических расплавах более подробно.

Ранее [9, 21, 25, 28] было показано, что соединения фосфора, особенно P_2O_5 , вызывают ликвацию расплава, снижают температуру их кристаллизации и смещают эвтектику в сторону более основного компонента [17]. Но роль его гораздо разнообразнее отмеченного, что и будет показано ниже.

Добавление P_2O_5 в алюмосиликатный расплав уменьшает, и весьма значительно, поверхностное натяжение последнего [2]. В комплексе с Na_2O , K_2O , TiO_2 , SiO_2 величина поверхностного натяжения в расплаве из CaO , FeO , SiO_2 (примерно в равных количествах) может снизиться при 1623 К [2] с 435 до 235 дин/см, т.е. почти вдвое, что еще более усилит тенденцию к ликвации. Не смешивающиеся между собой жидкости в расплаве имеют четко обозначенные границы, разный химический состав и неодинаковую температуру кристаллизации. В природных магматических камерах они под давлением вышележащих пород в конечном счете принимают дискообразную форму и наблюдаются в виде серии параллельных и разобобщенных дисков, расположенных снизу доверху в столбе ликвидировавшейся системы.

При остывании и кристаллизации в камерах земной коры габброидных расплавов, содержащих повышенные количества P_2O_5 , CaO , оксидов железа и титана, в таких случаях образуются интрузивы полосчатых апатитоносных базитов, в которых четко наблюдается переслаивание меланократовых (богатых темноцветными минералами) пород, обогащенных апатитом, магнетитом и ильменитом (рудные залежи), и лейкократовых их разностей, резко обедненных названными выше минералами [1, 7, 11 и др.]. В числе последних пород встречаются габбро-анортозиты и анортозиты. Магнетит, ильменит и апатит в апатитоносных базитах образуют тесный парагенезис, который кристаллизуется позже пироксенов и плагиоклазов с формированием цементной структуры.

Петрологические исследования показывают, что моноклинные пироксены в апатитосодержащих габброидах (от толеитовых до известково-щелочных), по мере их кристаллизации и увеличения количества апатита, оказываются обедненными кальцийсодержащим компонентом (Wo) и сосуществуют с более кислыми плагиоклазами по сравнению с их аналогами в базитовых массивах без апатита (анортозиты, никеленосные интрузивы). Поэтому тренды корреляции An и Wo в первых ассоциациях пород являются более пологими, чем во вторых (рис. 1, z — e : a — o). Такое поведение трендов, по нашему мнению, свидетельствует о том, что фосфор, по мере кристаллизации базитов и увеличения количества его в расплаве, связывал все больше CaO (на образование апатита), из-за чего на клинопироксен приходилось меньше этого компонента, несмотря на то, что он кристаллизовался раньше фосфата.

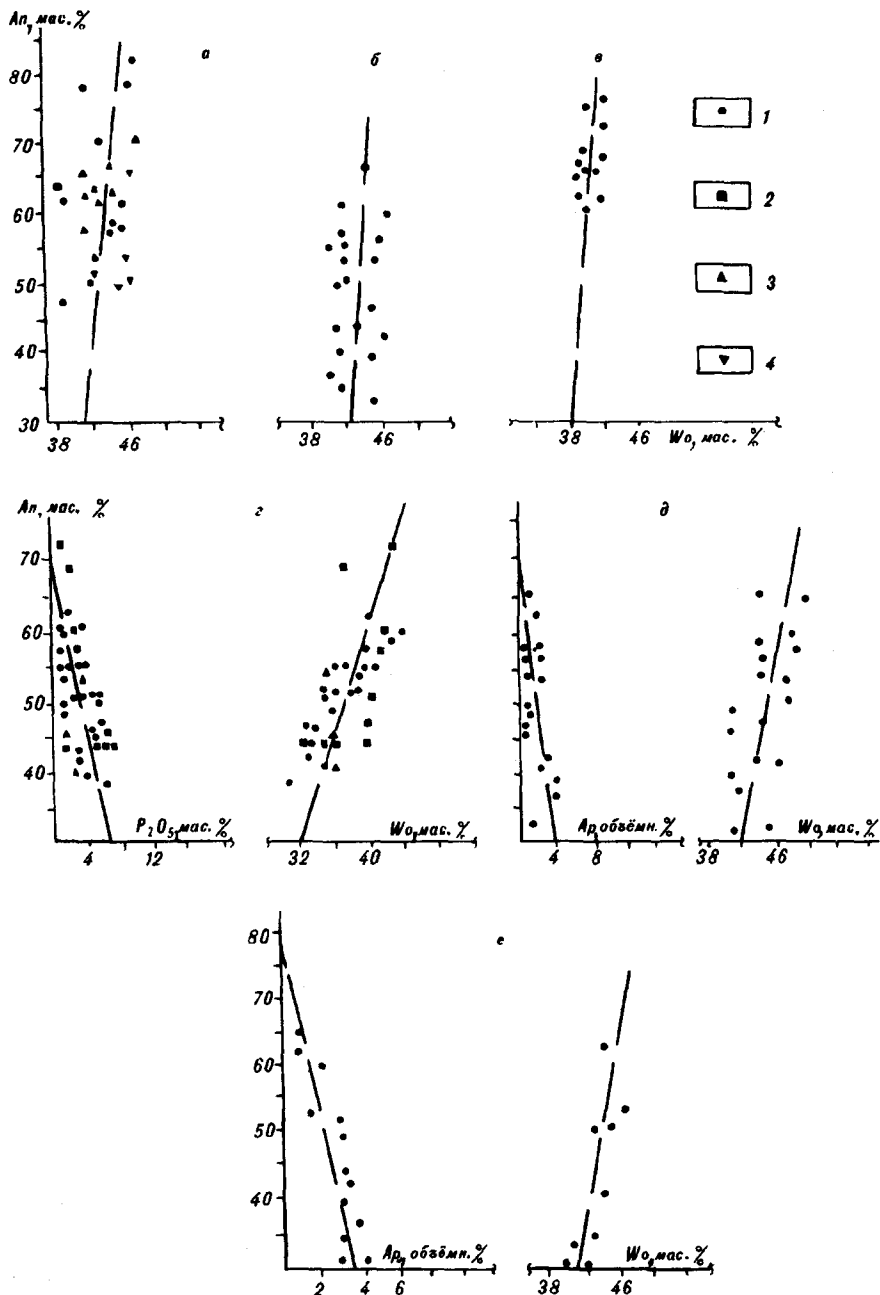


Рис. 1. Диаграмма корреляции состава сосуществующих плагиоклаза и клинопироксена по Al и Wo в массивах неапатитоносных (а-в) и апатитоносных (г-е) базитов с указанием содержания P_2O_5 или апатита в изученных породах.

а - лантарские анортозиты; б, в - никеленосные породы соответственно Лучанского-1 (хр. Становой) и Чайского (Прибайкалье) интрузивов; г - тела красных зон геранских анортозитов; д, е - соответственно Лучанский-2 (хр. Становой) и Кизирский (Восточный Саян) массивы. 1 - габбро-нориты; 2 - пироксениты; 3 - анортозиты; 4 - основные пегматиты.

Выявленная особенность состава сосуществующих плагиоклаза и клинопироксена в апатитоносных базитах, вероятно, обусловлена тем, что энергия связи [16, 17] кальция ($-\Delta Z$ при 1300 К) в структуре апатита [29] больше ($-1255,6$ ккал/моль), чем в структурах клинопироксена ($-564,1$ ккал/моль) и также фосфорита ($-714,7$ ккал/моль). Это дает основание предполагать, что фосфатный анион, будучи в расплаве, образует, по-видимому,

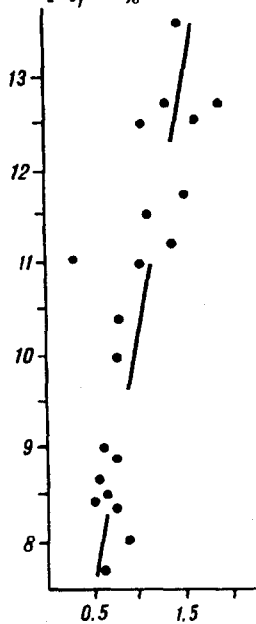
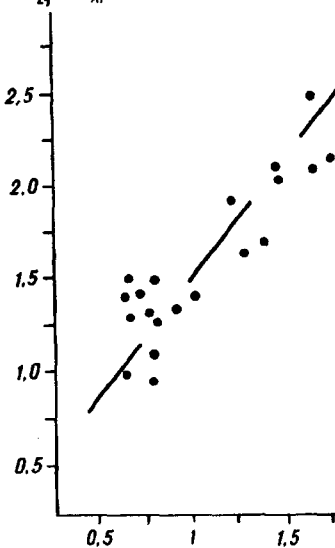
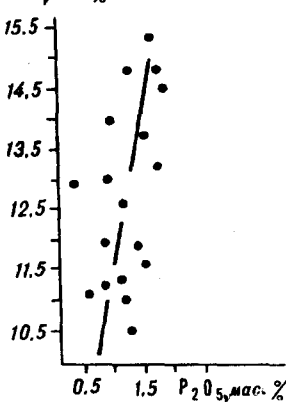
$FeO + Fe_2O_3, \text{мас. \%}$  $TiO_2, \text{мас. \%}$  $CaO, \text{мас. \%}$ 

Рис. 2. Диаграммы корреляции пятиокси фосфора с окислами железа, титана и кальция в породах Частайгинского массива апатитоносных базитов (Кузнецкий Алатау).

сиботаксис, который более прочно удерживает кальций (экстрагируя его из расплава). В результате на долю плагиоклаза и клинопироксена приходится менее названного компонента, и чем больше в расплаве содержится фосфора, тем меньше CaO придется на долю силикатов и алюмосиликатов. Поэтому не случайно, а вполне закономерно появление и нередко широкое распространение в апатитоносных массивах основных (габбро-нориты с оливином или без него) и ультраосновных (вебстериты) пород с гиперстеном, которые установлены и неоднократно описаны исследователями [15, 22].

В магматических расплавах фосфорный анион образует сиботаксисы не только с кальцием. Постоянное сонахождение в рассматриваемых базитах такой тройцы минералов как апатит, магнетит, ильменит, а также положительная корреляция в габброидах между P_2O_5 , FeO , TiO_2 , CaO (рис. 2) являются важными аргументами в пользу существования в таких жидкостях сложных структурно-энергетических комплексов из катионов железа, титана, кальция и фосфорного аниона, которые при снижении температуры и повышении окисленности железа распадаются выше температуры-ликвидуса на простые и энергетически более прочные группировки-прообразы будущих минералов. Другим аргументом в пользу такого представления являются многочисленные примеры [22] существования в массивах апатитоносных базитов эпигенетических типов из апатита, магнетита и ильменита (нелсониты), залегающих в зонах трещиноватости. Они свидетельствуют о факте перемещения в пространстве массива комплекса сиботаксисов из ионов Fe^{2+} , Ca^{2+} , Ti^{3+} , PO_4^{3-} при высокой температуре, распадающегося в дальнейшем на более простые при снижении ее. Такие руды залегают по трещинам в породах, пироксен в которых отличается высоким содержанием волластонитового компонента в отличие от его аналога в сингенетических рудах. Они также характеризуются положительной корреляцией компонентов, названных выше [22].

Близкая картина роли фосфора наблюдается в экспериментах с расплавами [21, 25, 28] и при металлургическом процессе по удалению фосфора из расплавленного железа и сталей [6, 12]. Химические анализы продуктов экспериментов в литературе, к сожалению, единичны. Мы нашли их лишь в

Химический состав шихты и продуктов ликвации расплавов с фосфором

Опыт	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	n.n.n.	F
1	39,4	—	—	10,2	3,6	—	—	8,1	—	—	4,8	—	10,2
2	36,7	—	—	19,8	8,2	—	—	15,5	—	—	9,9	—	3,0
3	27,10	2,66	9,00	5,70	8,02	—	6,32	13,58	4,78	2,66	18,65	0,47	—
4	48,40	1,86	15,80	6,25	2,75	0,12	2,70	5,03	5,78	5,18	5,04	0,37	—
5	37,0	—	—	25	—	—	—	13,5	13,5	—	10,6	—	9,1
6	43,57	1,81	14,46	2,45	5,90	0,11	2,80	5,49	5,80	5,57	8,49	3,55	—

Примечание. 1, 2 — верхний и нижний силикатные слои в опытах Р. Фишера [24], 3, 4 — верхний и нижний слои в опытах Скрипниченко [20], 5, 6 — состав шихты в опытах первого и второго исследователей.

работах Р. Фишера [25] и В.А. Скрипниченко [21], сведения о них приведены в табл. 1 и отражены на построенных нами диаграммах (рис. 3, а, б). При этом окислы железа были пересчитаны на FeO для условий высокой температуры. На диаграммы нанесены также линии стехиометрического состава фосфатов кальция и двухвалентного железа.

Р. Фишер изучал более простую — силикатную систему с фосфором, а В.А. Скрипниченко — алюмосиликатную, которая стоит ближе к природным. Исходная шихта в опыте первого исследователя состояла из апатита, кремнезема, гематита. В качестве фторсодержащего компонента в расплавленный при 1400°C материал добавлялся NaF, после чего тигель из SiO₂ закрывался крышкой и быстро охлаждался сжатым воздухом. В результате в нижней части столба расплава образовался слой черного стекла с апатитом и магнетитом, а в верхней — слой зеленоватого силикатного стекла, свободного от магнетита и апатита. Химические составы стекол и исходной шихты приведены в табл. 1.

В опыте В.А. Скрипниченко исходная шихта состояла из равных частей растертых в порошок габбро и сиенита, содержащих апатит. Опыт проводился в фарфоровом и платиновом тиглях при температуре 1200 °C в атмосфере воздуха при давлении 1 бар. Расплав выдерживался 16 ч в электропечи на воздухе, потом подвергался закалке в воде. В итоге на дне тигля образовался слой черного стекла (7 % от навески) из частиц титаномагнетита и бесцветных изотропных соединений фосфора размерами до 0,001 мм и шариков коричневого стекла до 0,02 мм, составляющих в черном стекле 30 объемных %. Верхний слой был представлен коричневым силикатным стеклом с каплями бесцветного. В обеих работах, к сожалению, не приводится детального минералогического рассмотрения.

Анализ данных приведенных выше опытов (см. табл. 1, рис. 3, а, б) показывает, что в экспериментах, как и в природных системах с фосфором, в ликвационных слоях затвердевшего расплава наблюдается устойчивое соотношение окислов железа, фосфора, кальция и титана, положительная корреляция между ними двух типов: стехиометрическая с постоянным соотношением между компонентами, отвечающими определенному соединению, и нестехиометрическая, при которой возможны смеси ряда стехиометрических соединений. Первая характерна для силикатной, а вторая — для алюмосиликатной системы. Результаты опыта Р. Фишера на рис. 3, б, при наличии в продуктах его стекла апатита и магнетита, могут быть интерпретированы следующим образом. Линия с точками 1 и 2 расположена между линиями со стехиометрией апатита и Ca₄(PO₄)₃. В связи с этим можно предполагать, что в нижнем и верхнем слоях расплава часть CaO, избыточная к апатиту, находится, видимо, в стекле, где она связана с SiO₂. Количество такого CaO в нижнем и верхнем слоях равны, соответственно, длине пунктирных векторов 2—2' и 1—1', поскольку в качестве одного из конечных продуктов имеется апатит. Интерпретация результате опыта на левой диаграмме (см. рис. 3, а), по нашему мнению, имеет отношение к более ранней стадии опыта (ликвации) и может быть истолкована в свете данных по

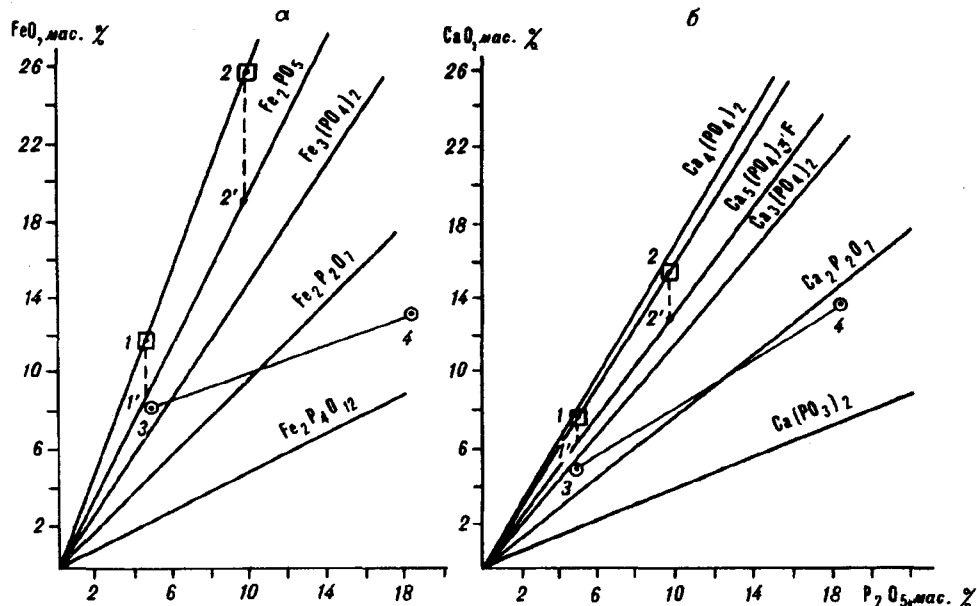


Рис. 3. Диаграммы корреляции пятиоксида фосфора с закисью железа (а) и окисью кальция (б) в стекловатых продуктах ликвации, полученных в результате опытов Р. Фишера (квадратные знаки) и В.А. Скрипниченко (круглые знаки).

1, 2 — составы верхнего (1) и нижнего (2) слоев стекла в опытах первого исследователя; 3, 4 — то же в опытах второго. Радиальные линии — линии стехиометрического соотношения компонентов в различных фосфатах.

синтезу фосфатов железа и титана [4] следующим образом. Точки 2 и 1 оказались на линии со стехиометрическим отношением $\text{FeO}/\text{P}_2\text{O}_5$, занимающей более высокое (по FeO) положение над линией со стехиометрической фосфата Fe_2PO_5 (из двух- и трехвалентного железа). Наличие последнего можно предполагать в виде субтаксиса (в стадию ликвации расплава), который при снижении температуры и окислении двухвалентного железа оказался энергетически не выгодным (ΔZ фосфата трехвалентного железа меньше, чем у апатита, как показано ниже) и не устойчивым в присутствии в расплаве ионов кальция и фтора, а также аниона FeO_4 . В связи с этим он уступил свое место более устойчивому субтаксису-прообразу апатита, в котором связь фосфора с кальцием характеризуется большим химическим сродством [4, 8]. Железо, вытесненное из фосфата кальцием, избыток его в обоих слоях стекла, определенные, соответственно, величиной вертикальных векторов 2—2' и 1—1', при окислении оказались связанными в итоге в магнетите — одним из конечных продуктов в опыте Р. Фишера.

Правомерность приведенной выше трактовки результатов экспериментов и эволюции субтаксисов фосфора требует некоторого разъяснения, исходя из данных по синтезу фосфатов железа (двух- и трехвалентного) и титана [4], приведенных в табл. 2. Фосфаты двухвалентного железа и трехвалентного титана синтезированы и устойчивы в инертной восстановительной среде, а фосфаты трехвалентного железа — в окислительной обстановке. В магматических горных породах и апатитовых рудах они не встречаются. Одной из причин этого является окислительная обстановка, характерная для их образования. В этих условиях можно было бы ожидать формирование фосфатов трехвалентного железа, но они термодинамически менее устойчивы [8, 29] по сравнению с фосфатами кальция ($\Delta Z_{298} \text{FePO}_4 = -272$ ккал/моль; $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 = -985,68$ ккал/моль) и особенно с фтор-апатитами ($\Delta Z_{-298} = -1597$ ккал/моль).

Кроме того, в магматических расплавах, по мере снижения температуры и увеличения вязкости, повышается роль фтора. Все это, при наличии в них

Типы синтезированных фосфатов железа и титана, их сингония и температура плавления

Фосфаты двух- и трехвалентного железа	T плавления, °C	Фосфаты трехвалентного железа	T плавления, °C	Фосфаты четырех- и трехвалентного титана	T плавления, °C
$\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2$ -мон.	—	Fe_3PO_7	—	$\text{Ti}_5\text{P}_4\text{O}_{12}$	—
$\text{Fe}_2\text{P}_2\text{O}_7$ -трикл.	1000	FePO_4 -тригон.	1200	TiP_2O_7 -куб.	1300
$\text{Fe}_2\text{P}_2\text{O}_7^*$ »		FePO_4 -гексаг.		TiPO_4 -ромбич.	950
$\text{Fe}_2\text{P}_4\text{O}_{12-1}$ -мон.		$\text{Fe}_4(\text{P}_4\text{O}_{12})_3$ -куб.	1000	$\text{Ti}_4(\text{P}_4\text{O}_{12})_3$ -куб.	
$\text{Fe}_2\text{P}_4\text{O}_{12-11}$ -мон.	1000	$\text{Fe}(\text{PO}_3)_3$ -мон.		$\text{Ti}(\text{PO}_3)_3$ -мон.	
$\text{Fe}_3^{2+}\text{Fe}_2^{3+}(\text{PO}_4)_6^+$	996				
Fe_2PO_5 -ромбич.					

П р и м е ч а н и е. II — фаза высокого ($P = 8$ кбар) давления, — двух- и трехвалентного железа, + — триклинной сингонии, * — имеет другие параметры ячейки.

достаточного количества кальция, приводит к более тесной координации фосфора с кальцием и фтором (а не с железом и титаном, как это имеет место в раннюю стадию ликвации) и образованию фтор-апатита.

Следует отметить, что в экспериментах в системе $\text{CaO} - \text{FeO} - \text{P}_2\text{O}_5 - \text{F}_2$ одним из авторов был синтезирован фтор-апатит, в состав которого вошло до 20 % (мольных) двухвалентного железа [26]. В структуре минерала железо преимущественно заняло позицию Ca-1. Расплав подвергался закалке на стадии восстановительных условий. Продукт его — фтор-апатит, согласно статистической термодинамике растворов [10], имеет только ближний порядок распределения катионов. В апатитоносных базитах такие апатиты не встречаются, так как кристаллизация их протекает в поле магнетита согласно геотермобарометру [27]. Она осуществляется чаще всего при 700—950 °C и $-\lg f_{\text{O}_2} = 15-11$ атм. [28].

Экспериментальные данные показывают, что CaO , FeO , TiO_2 , P_2O_5 накапливаются более всего в нижней части столба исходного расплава, подвергаясь действию сил гравитации, в то время как при кристаллизационной дифференциации расплавов без фосфора эти компоненты уходят на верх столба его, где фиксируются в силикатах, а частью в окисных рудах железа, что хорошо показано на природных объектах [30] и в экспериментах заводского масштаба [14].

В крупных магматических камерах не всегда можно ожидать концентрацию сиботаксисов фосфора с железом и другими компонентами в нижней (придонной) части их, как это характерно для Оломского апатитоносного массива [15, 22]. При равномерном распределении фосфора в исходном расплаве эти образования вынуждены скапливаться в серию параллельных залежей, залегающих одна над другой и разделенных горизонтами расплава из лейкократового (нередко анортозитового) материала, резко обедненного фосфором, железом и титаном. Собраться на дне камеры в этом случае сиботаксисам мешают много причин. К ним относятся большая мощность (сотни метров) столба расплава и значительная его вязкость. Последняя усиливается еще более в горизонтах лейкократовых расплавов, разделяющих залежи сиботаксисов, так как благодаря ликвации в них оказывается больше кремнекислородных тетраэдров. Кроме того, они (анортозитовые расплавы) характеризуются большей ($\sigma = 323$ дин/см) силой поверхностного натяжения по сравнению с расплавами габбро-норитов ($\sigma = 216$ дин/см), содержащих 1 % P_2O_5 и 5 % Na_2O , как показывают расчеты для дифференцированного разреза нижней части Оломского массива, с использованием данных ряда работ [2, 24]. Иными словами, залежи рудных расплавов оказываются в значительной мере "пленниками" процесса ликвационной

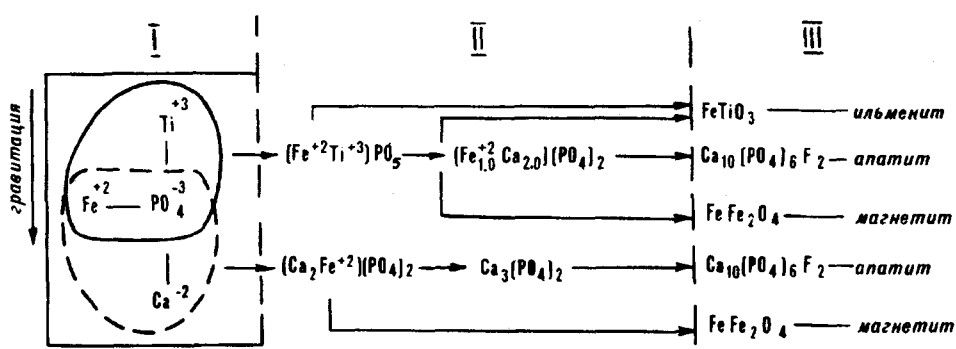


Рис. 4. Схема предполагаемой структурно-энергетической эволюции сиботаксисов фосфора в магматических расплавах по мере их остывания и кристаллизации.

I — стадия организации комплекса сиботаксисов и ликвации расплава. II — структурно-энергетическая реорганизация сиботаксисов при снижении температуры, усиления роли кислорода, СаО и F₂. III — продукты кристаллизации энергетически более устойчивых сиботаксисов.

дифференциации магматических расплавов, а сиботаксисы их, испытывая влияние (местное) гравитации, не подчиняются законам кристаллизационной дифференциации.

Данные, приведенные выше, а также наличие в базитах эпигенетических руд из апатита, магнетита и ильменита, показывают, что предполагаемый механизм эволюции фосфоросодержащих магм является реальным.

На примерной схеме структурно-энергетической эволюции сиботаксисов в ходе остывания фосфорсодержащих расплавов (рис. 4) показано, что в первую стадию, по-видимому, образуется сложный комплекс сиботаксисов фосфора с двухвалентным железом и трехвалентным титаном, с одной стороны, и фосфора с железом и кальцием, которые подвержены влиянию гравитации, — с другой. В дальнейшем, при снижении температуры, увеличении степени окисления железа и усилении координирующей роли фосфора, при наличии ионов кальция и фтора в расплаве, железо и титан постепенно отделяются в собственные сиботаксисы, а структура P—Са сиботаксиса все более приближается к энергетически более выгодной, которая характерна для апатита. В этом и состоит генеральное направление эволюции исходных магматических расплавов с фосфором.

Кажется весьма вероятным, что свойство фосфора формировать в расплавах устойчивые сиботаксисы с кальцием в окислительной обстановке лежит в основе глубокой дефосфорации железа в металлургии [6, 12]. Добавляя в расплавленный металл окислы железа, известняк, иногда СаF₂, металлурги способствуют созданию окислительной обстановки для организации в широких масштабах структурированных по типу апатита сиботаксисов фосфора с кальцием и фтором, которые выносят фосфор из металла в шлаки.

С позиции изложенных выше представлений о роли фосфора в магматических расплавах можно более уверенно подходить и к оценке ресурсов апатит-магнетит-ильменитовых руд в массивах апатитоносных базитов. При этом необходимо учитывать следующее. Рудные залежи, сформировавшиеся при ликвации в камере интрузии с горизонтальным дном, будут, скорее всего, иметь форму, близкую к диску (рис. 5,а). Под влиянием тектонических

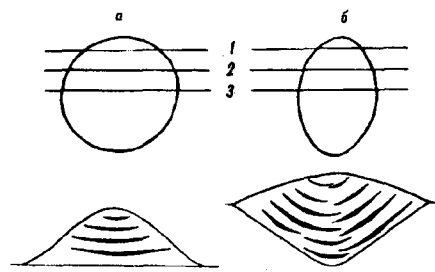


Рис. 5. Форма ликвационных залежей апатит-магнетит-ильменитовых руд в интрузивах с горизонтальным (а) и воронкообразным (б) днищами.

1—3 — уровни эрозионного среза залежей руд.

движений они могут оказаться наклонными, как и содержащие их интрузивы габброидов. Если такая залежь срезана эрозией даже наполовину, то на глубину она может проследиваться на расстояние, равное половине протяженности ее на поверхности (см. рис. 5,а). При формировании ликвационных руд в камере интрузии, днище которой воронкообразно (см. рис. 5,б), рудные тела, скорее всего, будут вытянуты по падению стенок его. Если они будут срезаны эрозией наполовину, то их следует ожидать и на глубине, превышающей протяженность залежей на дневной поверхности. Из этого вытекает, что при определении ресурсов апатитовых руд того или иного массива базитов, нужно, прежде всего, по геологическим и др. данным определить глубину его эрозионного среза, а также условия первоначального залегания и структуру.

Роль и значение сиботаксисов в эволюции магматических расплавов, по-видимому, гораздо шире и многограннее, чем это отмечено выше. Они, вероятно, характерны и для хромитоносных ультраосновных и фосфорсодержащих щелочных магм.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев Г.В., Гордиенко И.В., Кузнецов А.Н., Кравченко А.И. Апатитоносные диориты юго-западного Забайкалья. — Улан-Удэ: Бурятск. книжн. изд-во, 1972.
2. Андронов В.Н., Чекин В.В., Нестеренко С.В. Жидкие металлы и шлаки. — М.: Металлургия, 1977.
3. Безмен Н.И., Персигов Э.С. Влияние водорода на дифференциацию основных шлаков магматических расплавов // Докл. АН СССР. — 1979. — Т. 248, № 4. — С. 1176—1180.
4. Диаграммы состояния систем тугоплавких оксидов. Вып. 5, ч. 2. — Л.: Наука, Ленингр. отд-ние, 1986.
5. Есин О.А., Гельд П.В. Физическая химия пирометаллургических процессов. Ч. 2. — М.: Металлургия, 1966.
6. Зеленев В.Н., Лопухов Г.Л. Рафинирующие свойства шлаков системы $\text{CaO}-\text{CaF}_2-\text{FeO}$ // Физико-химические основы взаимодействия жидкого металла с газами и шлаками. — М.: Наука, 1978. — С. 197—206.
7. Зимин С.С., Соляник А.Н. Становая провинция апатитов и перспективы формирования сырьевой базы для производства минеральных удобрений на Дальнем Востоке // Проблемы хозяйственного освоения зоны Байкало-Амурской магистрали: Мат-лы Всесоюз. конф. — Новосибирск, 1981. — С. 271—275.
8. Карапетьянц М.Х., Карапетьянц М.Л. Основные термодинамические константы неорганических и органических веществ. — М.: Химия, 1968.
9. Карсаков Л.П., Ленников А.М., Натарова З.С. Новые данные о строении, составе и рудоносности Джугджурского анортозитового массива // Докл. АН СССР. — 1977. — Т. 232, № 2. — С. 437—440.
10. Козарко Л.Н., Кригман Л.Д. Фтор в силикатных расплавах и магмах. — М.: Наука, 1981.
11. Кожеуров В.А. Статистическая термодинамика. — М.: Металлургия, 1975.
12. Краев Г.Н., Полякова А.Ю., Затоковой Ю.А. и др. Исследование глубокой дефосфорации металла при выплавке конструкционной и строительной стали // Физико-химические основы взаимодействия жидкого металла с газами и шлаками. — М.: Наука, 1978. — С. 173—176.
13. Кривенко А.П., Поляков Г.В., Богнибов В.И., Балькин П.А. Габбро-монцодиоритовая формация Кузнецкого Алатау // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1979. — С. 5—95.
14. Лапин В.В., Курцева Н.И. Дифференциация силикатных расплавов в производственных условиях и их геологическое значение // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1958. — № 5. — С. 50—59.
15. Ленников А.М. Анортозиты юга Алданского щита и его складчатого обрамления. — М.: Наука, 1979.
16. Леткин Ф.А. Изобарные потенциалы образования минералов (химическое сродство) и применение их в геохимии. — М.: Недра, 1965.
17. Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование. — М.: Наука, 1979.
18. Маракушев А.А., Иванов И.П., Римкевич В.С. Экспериментальное воспроизведение ритмичной магматической расслоенности // Докл. АН СССР. — 1981. — Т. 258, № 1. — С. 183—190.
19. Октябрьский Р.А., Зимин С.С., Соляник А.Н. и др. Апатитоносные базитовые интрузивы Центрального Становика и Южного Джугджур // Фосфаты Дальнего Востока / ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1980. — С. 32—43.
20. Поляков Г.В., Кривенко А.П., Орлов Д.М. и др. Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Восточного Саяна. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1974.
21. Скрипниченко В.А. Фосфор как фактор ликвации силикатных расплавов // Докл. АН СССР. — 1979. — Т. 245, № 4. — С. 930—932.

22. Соляник А.Н. Апатитоносные габбро-сиенитовые интрузивы и генезис апатит-ильменит-титаномангнетитовых рудопоявлений хребта Джугджур // Геология рудн. месторождений. — 1982. — Т. 24. — С. 8—17.
23. Сук Н.И. Экспериментальные исследования жидкостной несмесимости фосфорсодержащих фельдшпатоидных расплавов // Докл. АН СССР. — 1991. — Т. 316, № 6. — С. 1161—1164.
24. Филиппов С.И. Теория металлургических процессов. — М.: Металлургия, 1967.
25. Фишер Р. Несмесимость расплавов, содержащих окислы тяжелых металлов, силикаты и фосфаты и значение несмесимости для геохимии и учения о рудных месторождениях // Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. — М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1954. — С. 411—458.
26. Худоложкин В.О., Урусов В.С., Кураш В.В. Мессбауэровское изучение упорядочения Fe в структуре фтор-apatита // Геохимия. — 1974. — № 7. — С. 1081—1083.
27. Buddington A.F., Lindsley D.H. Iron-titanium oxide minerals and sintetic equivalents // J. Petrol. — 1964. — V 5, N 2. — P. 310—357.
28. Philpotts A.R. Origin of certain iron-titanium oxide andapatite rocks // Econ. Geol. — 1967. — V. 62, N 3. — P. 303—315.
29. Robie R.A., Hemingway B.C., Fisher I.K. Termodinamic puperties of minerals and related substances at 298,15 K and 1 bar (10^5 pascals) pressure and higher temperatures // Geol. Surv. Bull. — 1978. — N 1452.
30. Wager L.R., Doer W.A. Geological investigations in East Greenland. Part III // The Petrology of Scaergaard intrusion Kanderlungssung, East Greenland Meddel om Gronland. — 1939. — V. 105, N 4. — P. 1—352.

ДВГИ ДВО РАН
Владивосток

Поступила в редакцию
3 июня 1994 г.

Zimin S.S., Khudolozhkin V.O.

NEW DATA ON PHOSPHORUS ROLE
IN MAGMATIC MELTS AND ESTIMATION
OF APATITE ORE RESOURCES IN GABBROID MASSIFS

The role of structural groups (sibotaxes) of phosphoric anid (PO_4^{3-}) anion and iron, titanium, and calcium cations in magmatic melt evolution is discussed. These groups are subjected to gravity at the liquiation stage and form interbeds enriched with iron, titanium, and phosphorus and enclosed between the melt horizons of higher viscosity and surface tension. With temperature decrease and O_2 , CaO , and F_2 role increased sibotaxes undergo reorganization and form energetically more stable and simple varieties with calcium and fluorine that crystallize in fluorine-apatites. Data are given for the estimation of apatite ore resources in gabbroid massifs depending on the conditions of their formation and erosional section.

УДК 552.321.5 (571.61)+553.494

Л.П. Карсаков, Г.В. Роганов

СЭЙИМСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС
РАССЛОЕННЫХ ГАББРОИДОВ И ЕГО РУДОНОСНОСТЬ
(Восточная Сибирь)

Рассмотрены особенности вещественного состава, строения и рудоносности впервые выделенного раннеархейского сейимского комплекса расслоенных габброидов на примере трех наиболее изученных участков его распространения — Сэйимского, Куртахского и Усть-Нюкжинского. Комплекс габброидов совместно с вмещающими толщами кристаллических сланцев и гнейсов нижнеархейских курультинской и зверевской серий сложно дислоцирован, мигматизирован и метаморфизован в гранулитовой фации. Доказана потенциальная перспективность габброидных массивов сэйимского комплекса на титановые, железные и фосфорные руды.

Рассматриваемый интрузивный комплекс габброидов выделен на западе Станового хребта. До недавнего времени в этом районе небольшие тела метагабброидов среди глубокометаморфизованных образований нижнего архея

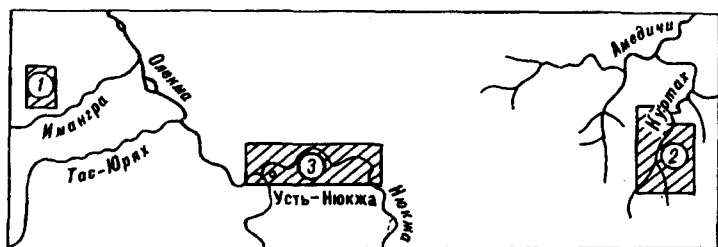


Рис. 1. Схема размещения исследованных участков распространения расслоенных габброидов сэйимского интрузивного комплекса (заштрихованы).

1 — Большой Сэйим; 2 — Куртажский; 3 — Усть-Нюкжинский.

курультинской и зверевской серий в самостоятельный комплекс не выделялись, обычно они относились к каларскому габбро-анортозитовому комплексу. Подтверждением этому считались находки в некоторых из них фосфорно-железотитановых проявлений. Исходя из этих представлений определялось направление геолого-разведочных работ в регионе на фосфорные и титановые руды. Между тем в последние годы получены новые данные, противоречащие представлению о связи оруденения только с габбро-анортозитовым комплексом. Они свидетельствуют о полихронности титанового и фосфорного оруденения в Каларском районе, наличии здесь оруденения, связанного с самостоятельным интрузивным комплексом расслоенных габброидов (сэйимским), более древним, чем каларский комплекс габбро-анортозитов [2]. В отличие от последних они совместно с породами курультинской серии дислоцированы и метаморфизованы в гранулитовой фации. U—Pb изотопный возраст вмещающих пород около 3460 ± 16 млн лет [1]. Установление рудоносных габброидов, более древних, чем габбро-анортозиты Каларского массива, существенно расширяет перспективы поисков фосфорно-титанового оруденения в пределах Алдано-Станового региона, поскольку ареалы расслоенных габброидов гораздо шире, чем зоны распространения габбро-анортозитов.

Учитывая недостаточное освещение материалов по геологии и рудоносности массивов габброидов сэйимского комплекса, ниже дана характеристика нескольких относительно хорошо изученных участков их распространения (рис. 1), где локализованы месторождения и проявления фосфорно-железотитановых и железотитановых руд. Наиболее детально изучено месторождение Бол. Сэйим, по названию которого комплекс получил свое наименование. Оно расположено в непосредственном контакте с Каларским габбро-анортозитовым массивом, и выявленные здесь соотношения являются в какой-то мере типовыми. Другие рудопроявления расположены к востоку от Каларского массива и в известной мере также являются показательными, свидетельствуя о независимости обнаруженного здесь фосфорно-титанового оруденения от полей распространения анортозитов.

Месторождение Большой Сэйим расположено на левобережье р. Олекма у восточного окончания Куранахской ветви Каларского анортозитового массива. Изученность его соответствует стадии поисково-оценочных работ. Сэйимские габброиды при крупномасштабном картировании включались в состав Каларского массива и выделялись в качестве его краевой фации. Наши исследования 1988—1990 гг. показали, что эти габброиды совместно с вмещающими плагиогнейсами, гранатовыми гранулитами и кристаллическими сланцами метаморфизованы в условиях гранулитовой фации, смяты в подковообразную синклиналиную складку шириной 1000 м с круто падающим на север шарниром и прорваны габбро-анортозитами Каларского массива [2, 4] (рис. 2). Габброиды расслоены и имеют ритмичное линзовидно-слоистое строение. Выделяется несколько ритмов мощностью 60—120 м, каждый из которых начинается меланократовыми породами и заканчивается мезо- и лейкократовыми метагабброидами (рис. 3). К низам ритмов приурочены магнетит-ильменитовые породы. Апатит встречается в

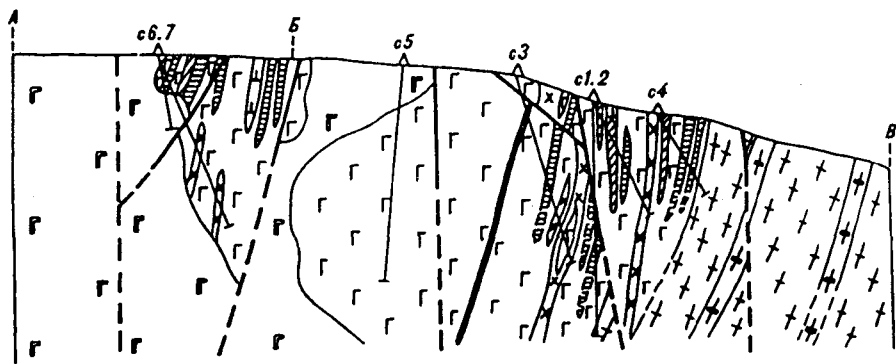
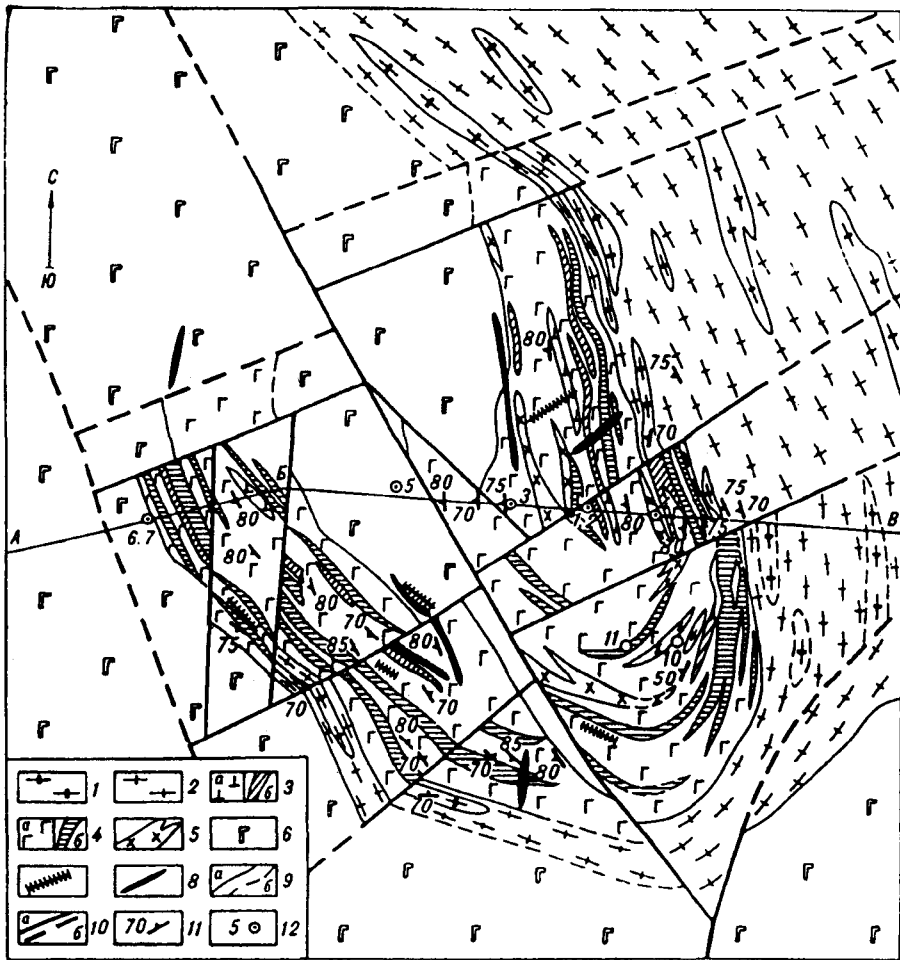
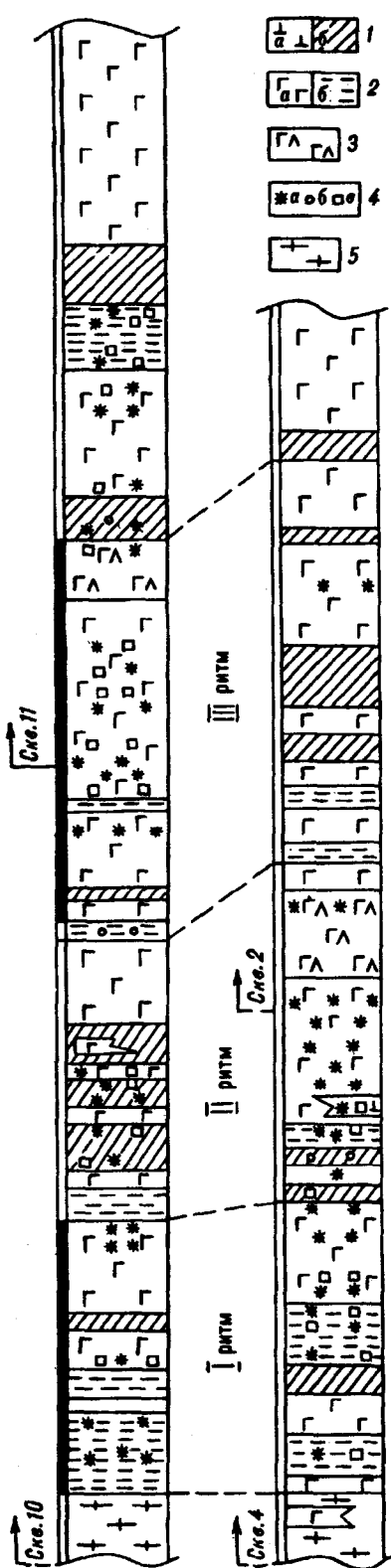


Рис. 2. Схематическая геологическая карта месторождения Бол. Сэйим (внизу — геологический разрез по линии А—В—В).

1, 2 — нижний архей: 1 — кристаллические сланцы основного состава (двупироксеновые, роговообманково-двупироксеновые), 2 — плагиногнейсы двупироксеновые, гранат-гиперстеновые и гранатовые, гранат-силлиманитовые гранулиты, плагиногранитогайсы; 3—7 — раннеархейские интрузивные образования: 3—5 — сэйимский комплекс габброидов (3 — меланократовые метагабброиды и метапироксениты (а) и их рудные разновидности (б)), 4 — мезократовые, реже лейкократовые метагабброиды (а) и их рудные разновидности (б), 5 — жильные мелкозернистые габброиды, диабазы), 6 — крупнозернистые мезо- и лейкогабро каларского габбро-анортозитового комплекса, 7 — жилы щелочных лейкогранитов и кварц-полевошпатовых пегматитов; 8 — жилы раннепротерозойских складчатых кортландитов и пироксенитов; 9 — геологические границы (а — достоверные, б — предполагаемые); 10 — разрывные нарушения (а — установленные, б — предполагаемые); 11 — элементы залегания полосчатости пород и кристаллизационной сланцеватости; 12 — места заложения скважин и их номера.

Рис. 3. Схематические разрезы сэйимских габброидов.

1 — метапироксениты плагиоклазосодержащие (а — с вкрапленным оруденением, б — с густовкрапленным оруденением); 2 — метагабброиды мезократовые (а — с вкрапленным оруденением, б — с густовкрапленным оруденением); 3 — метагабброиды лейкократовые; 4 — гранат (а), шпинель (б), апатит (в) в породах расслоенной серии; 5 — плагиогнейсы гиперстеновые.



прослоях ортопироксен-роговообманковых габбро-амфиболитов, где его содержание достигает 20 % (4,45 % P_2O_5), и в магнетит-ильменитовых рудах, ассоциирующихся с оливинсодержащими метагабброидами и метапироксенитами. При оконтуривании рудных тел по бортовому содержанию TiO_2 5 % выделяются две рудные зоны — Восточная и Западная, соответствующие выходам рудных метагабброидов на разных крыльях синформной складки. При бортовом содержании TiO_2 8 % в пределах каждой из зон можно выделить по одному рудному телу. Характеристика рудных зон и тел приведена в табл. 1. Руды представлены вкрапленными, гнездово-вкрапленными и сплошными типами. Соотношение между главными рудными минералами — ильменитом и магнетитом составляет 2:1. Титаномагнетит отмечается спорадически, характеризуется грубой пластинчатой структурой распада и содержит до 1 % пятиоксида ванадия. Апатит по разрезу рудных зон распространен неравномерно. Относительно обогащения им отдельные слои мощностью до 30—40 м.

Результаты проведенных в ДВИМСе технологических исследований свидетельствуют о том, что апатитсодержащие магнетит-ильменитовые руды месторождения Бол. Сэйим относятся к легкообогащаемым, из них могут быть извлечены высококачественные магнетитовый, ильменитовый и апатитовый концентраты. Содержание P_2O_5 в апатитовом концентрате находится на уровне 39—40 %, извлечение P_2O_5 в концентрат превышает 70 %.

Группа проявлений в бассейне р. Куртах приурочена к субпластовым телам метаморфизованных пироксенитов, габбро, габбро-норитов и амфиболитов сэйимского комплекса, залегающих среди кристаллосланцев основного состава, плагиогнейсов и гнейсов курбалкинской свиты нижнего архея (рис. 4). Большинство этих тел хорошо прослеживаются методами наземной магниторазведки и площадной литохимической съемки. Мощность их варьирует от первых метров до 30—40 м, протяженность от первых десятков метров до 2—7 км. Многие тела обнаруживают признаки дифференциации и имеют слоистое строение. На описываемом участке выделяются

на описываемом участке выделяются

Характеристика рудных тел и зон рудопроявления Бол. Сэйим

Параметры	Варианты оценки			
	1 (борт — 5 % TiO ₂)		2 (борт — 8 % TiO ₂)	
	Зона Восточная	Зона Западная	Рудное тело № 1	Рудное тело № 2
Протяженность, м:				
установленная горными выработками;	1000	550	900	40
предполагаемая по геофизическим данным	1450		1400—1500	1300
Средняя мощность, м	220	220	79	62
Среднее содержание P ₂ O ₅ , %	1,46	1,03	1,72	0,87
Ресурсы P ₂ O ₅ по категориям C ₂ +P ₁ , млн т	6,53	2,60	2,38	0,64

три рудные зоны — Северная, Магистральная и Южная. В Северной рудной зоне наиболее протяженное рудное тело вскрыто канавой 5, в полотне и стенках которой наблюдается следующий его разрез (снизу вверх):

1. Метаанортозиты среднезернистые тонкополосчатые с крупными (1,5 см в поперечнике) хлоритизированными порфириобластами граната. Полосчатость обусловлена послынным распределением амфиболитизированного пироксена. Падение ее северо-восточное (аз. 20—30°) под углом 70—75° более 5 м

2. Метагаббро меланократовое среднезернистое тонкополосчатое амфиболитизированное с вкрапленностью ильменита, магнетита и апатита (содержание TiO₂ 1,61—2,96 %, FeO+Fe₂O₃ 18,45—23,34 %, P₂O₅ — 0,08—0,40 %) и жилами (мощностью до 10—30 см) рудных полевошпатовых пироксенитов с порфириобластами граната и шпинели (TiO₂ 3,11—2,91 %, FeO+Fe₂O₃ 28,83—60,95 %, P₂O₅ 0,09—1,96 %), а также сплошных ильменит-магнетитовых и апатит-магнетит-ильменитовых руд (TiO₂ до 13,04—16,18 %, P₂O₅ до 7,14—13,16 %, FeO+Fe₂O₃ 36,56—49,98 %). Рудные пироксениты и сплошные руды в зальбандах жил мелкозернистые, в центральных частях — крупнозернистые более 25 м

Общая мощность интрузивной залежи превышает 30 м.

Рудная зона Магистральная расположена в 1000—1200 м к югу от Северной. Она образована серией межпластовых тел оруденелых метагабброидов и метапироксенитов. Наиболее крупное из них имеет протяженность около 2,5 км при мощности до 10 м и более. На западном фланге рудной зоны канавой 10 среди гранат-роговообманково-двупироксеновых кристаллосланцев вскрыты рудные среднезернистые метапироксениты мощностью 6 м с магнетитом и ильменитом, переходящие в сплошные магнетит-ильменитовые руды (TiO₂ 5,30—7,67 %, FeO+Fe₂O₃ 49,85—55,38 %, P₂O₅ 0,14—0,19 %). В 1600 м восточнее от этого места канавой 14 вскрыты три интервала рудных метапироксенитов мощностью от 5 до 10 м, разобщенных друг от друга интервалами безрудных метагабброидов и кристаллосланцев основного состава мощностью от 10 до 50 м (рис. 5). Метапироксениты “верхнего” рудного интервала, имеющего мощность около 5 м, содержат: TiO₂ 0,63—8,33 %, FeO + Fe₂O₃ 15,19—45,22 %, P₂O₅ 0,11—0,49 %. В метапироксенитах средней части разреза, слагающих интервал мощностью 5 м, установлено: TiO₂ 6,06—10,23 %, FeO+Fe₂O₃ 36,72—56,13 %, P₂O₅ 0,63—1,55 %. Нижний рудный интервал (около 10 м) представлен метапироксенитами, содержащими: TiO₂ 3,60—5,74 %, FeO+Fe₂O₃ 24,88—42,36 %, P₂O₅ 0,41—2,91 %.

Зона Южная представлена слабо оруденелыми метапироксенитами.

В скальном обрыве на левом борту р. Куртах (в 1600 м ниже устья ее правого притока — руч. Ветвистый) в направлении с юго-запада на северо-восток наблюдается следующая последовательность пород:

1. Метапироксениты мелкозернистые массивные 1—2 м
- Перерыв в наблюдениях 8 м

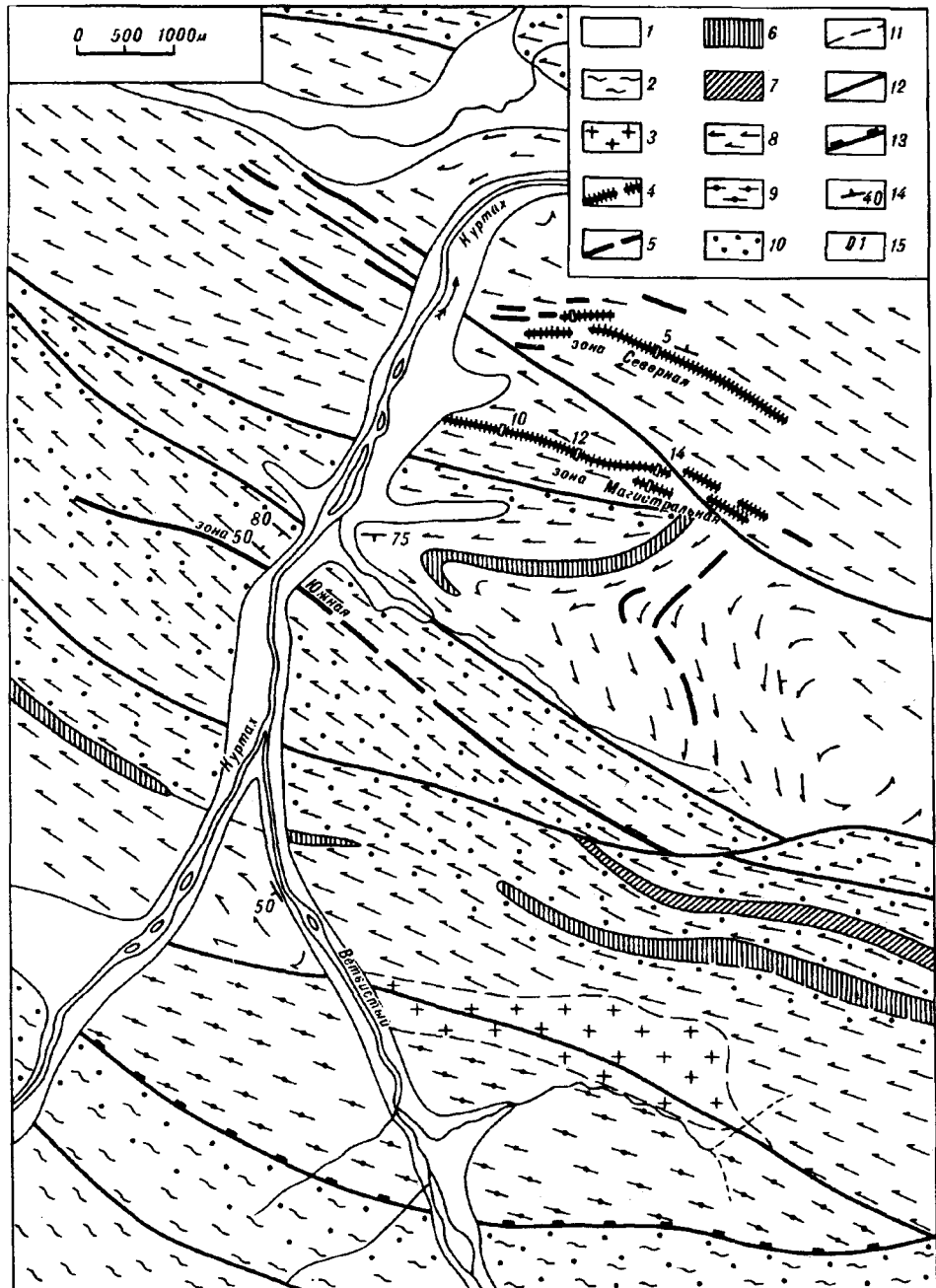


Рис. 4. Схематический геологический план рудопоявления Курта.

1 — четвертичные аллювиальные отложения; 2 — образования архейского станового комплекса (мигматизированные гнейсы различного состава); 3 — раннеархейские граниты микропертитовые гранатосодержащие; 4–7 — сэйимский комплекс: 4 — пласто- и линзообразные тела метапироксенитов, метагабро, метагабро-норитов и метанортозитов с вкрапленными и сплошными ильменит-магнетитовыми и апатит-ильменит-магнетитовыми рудами, 5 — метапироксениты с рассеянной вкрапленностью ильменита, магнетита и апатита, 6 — метагабро-нориты, метагабро- и метапироксениты с редкой вкрапленностью апатита, 7 — метанортозиты; 8, 9 — раннеархейская зверевская серия: 8 — курбаликитская свита (кристаллосланцы основного состава, амфиболовые, пироксен-амфиболовые, иногда гранатосодержащие плагиогнейсы и гнейсы), 9 — зверевская свита (гранат-биотитовые гнейсы и гранулиты); 10 — диффундированные породы; 11 — стратиграфический и интрузивный контакты; 12, 13 — разрывные нарушения; 12 — локальные, 13 — региональные; 14 — элементы залегания полосчатости и гнейсовидности; 15 — канава и ее номер.

2. Гнейсы амфиболовые, чередующиеся с амфиболовыми кристаллосланцами. Аз. пд. гнейсовидности 50°, под углом 50° 50 м

3. Метапироксениты среднезернистые массивные с вкрапленностью магнетита, ильменита и апатита (6,50 % TiO_2 ; 37,62 % $FeO+Fe_2O_3$; 1,74 % P_2O_5) 5 м

- Перерыв в наблюдениях
4. Гнейсы гранат-биотитовые в верхней части пласта с пятью тонкими (5—20 см) согласными телами средне- и мелкозернистых метапироксенитов с магнетитом, ильменитом и апатитом (4,40 % TiO_2 ; 30,42 % $FeO+Fe_2O_3$; 2,14 % P_2O_5) 20 м
5. Гнейсы биотитовые, чередующиеся через 2—5 м с амфиболовыми кристаллосланцами. Аз. пд. гнейсовидности 50° , под углом 50° около 130 м

По простиранию метапироксениты зоны Южной прослеживаются на 7 км, рудная минерализация в метапироксенитах убогая и проявлена не везде.

Таким образом, основным типом пород, контролирующим размещение апатитсодержащего железотитанового оруденения в бассейне р. Куртах, являются метапироксениты. Размеры их тел обычно незначительны, что не позволяет надеяться на возможность выявления здесь крупных рудных объектов. Содержание фосфора в рудах, как правило, низкие, лишь в редких случаях они превышают 2—7 %. В других типах пород — метагаббро, метагаббро-норитах и метанортозитах рудная минерализация либо отсутствует, либо представлена убогой и рассеянной вкрапленностью оксидов железа и титана.

Соотношение магнетита и ильменита в рудах меняется от 1:1 до 1:1,5. Суммарное содержание этих минералов колеблется от 30 до 50 % во вкрапленных рудах и достигает 98—100 % в сплошных. Структура руд сидеронитовая или панидиоморфно-зернистая. Текстура массивная или атакситовая, обусловленная неравномерным распределением рудных минералов, которые во вкрапленных рудах имеют тенденцию к образованию вместе с силикатными минералами неправильных по форме стяжений с сидеронитовой структурой. Сплошные руды отличаются от вкрапленных более крупнозернистым (более 1—2 мм) сложением. Набор рудных и петрогенных минералов для вкрапленных сплошных и руд одинаков, разница лишь в количественном соотношении. Практически во всех разностях присутствует гранат, бурая роговая обманка и красно-бурый биотит, замещающие пироксены.

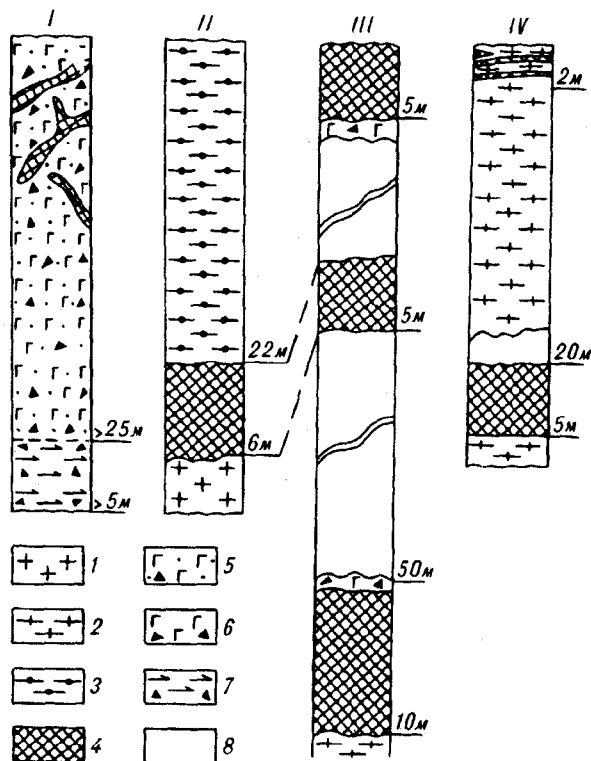


Рис. 5. Схематические разрезы межпластовых тел метаморфизованных интрузивных пород сэйимского комплекса в бассейне р. Куртах.

I — рудная зона Северная, канава 5; II — рудная зона Магистральная (II — по канаве 10, III — по канаве 14); IV — рудная зона Южная, обнажение в левом борту долины р. Куртах. 1 — микропертитовые граниты; 2 — амфиболовые и гранат-биотитовые гнейсы; 3 — гранат-роговообманково-двупироксеновые кристаллические сланцы; 4 — густовкрапленные ильменит-магнетитовые руды (рудные метапироксениты с гранатом и шпинелью); 5 — редковкрапленные ильменит-магнетитовые руды (рудные метагаббро с гранатом); 6 — метагаббро-нориты с гранатом; 7 — метанортозиты с гранатом; 8 — перерыв в наблюдении.

Химический состав вкрапленных ильменит-магнетитовых руд бассейна р. Куртах, мас. %

Компо- ненты	Номера проб										
	506-10	10-6	10-7	10-10	10-11	10-13	ТП-1	12-7	14-11	14-13	14-6
SiO ₂	40,00	24,14	24,17	23,46	23,18	25,64	25,79	31,84	30,56	26,46	35,20
TiO ₂	2,00	6,10	8,08	7,15	5,87	6,18	8,04	7,05	9,21	8,58	4,30
Al ₂ O ₃	14,76	3,40	6,31	3,24	3,24	4,02	4,50	0,88	7,82	3,77	6,04
Fe ₂ O ₃	5,66	13,40	21,38	17,37	23,39	22,55	28,53	8,70	13,15	12,61	15,17
FeO	15,99	35,95	27,48	31,43	24,42	21,67	19,66	18,32	18,50	30,00	19,22
MnO	0,19	0,46	0,34	0,38	0,32	0,31	0,02	0,33	0,29	0,42	0,35
CaO	9,48	1,41	2,05	1,09	0,98	1,73	1,53	10,67	8,63	4,28	5,49
MgO	9,42	13,97	9,05	13,09	13,96	14,26	8,90	6,36	7,61	11,73	11,69
Na ₂ O	1,43	0,30	0,49	0,05	0,02	0,05	0,30	1,47	1,47	0,60	0,80
K ₂ O	0,82	0,20	0,30	0,25	0,02	0,05	0,10	0,44	0,38	0,32	0,35
P ₂ O ₅	0,05	0,15	0,24	0,13	0,20	0,14	0,13	3,98	1,54	0,98	0,62
SO ₃	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10
CO ₂	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,15	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10
H ₂ O ⁺	0,56	0,99	0,58	2,71	4,86	3,78	1,70	0,61	0,70	0,70	1,24
F	0,03	0,06	0,04	0,02	0,06	0,05	н.оп.	0,42	0,11	0,02	0,02
Σ	100,78	100,47	100,49	100,36	100,47	100,27	99,30	99,89	99,92	100,45	100,17
H ₂ O ⁻	0,10	0,29	0,12	0,41	0,42	0,58	0,30	0,19	0,36	0,46	0,46
п.п.п.	1,75	3,95	3,02	3,46	3,25	2,91	н.оп.	2,02	2,04	3,37	2,16

П р и м е ч а н и е. Проба 506-10 — зона Северная, рудное метагаббро; остальные пробы — зона Магистральная, рудные метапироксениты.

Гранат нередко образует коронарные структуры вокруг зерен рудного минерала. Химический состав руд бассейна р. Куртах отражен в табл. 2.

Исследования Л.Ф. Поповой (ДВИМС) показали, что из вкрапленных ильменит-магнетитовых руд может быть получен магнетитовый концентрат, содержащий 62,53 % железа, 0,03 % P₂O₅ и 8,61 % TiO₂ при извлечении железа 54,45 %; ильменитовый концентрат, содержащий 44,17 % TiO₂, 36,39 % Fe и 0,08 % P₂O₅ при извлечении TiO₂ 25,33 %, и, наконец, апатитовый концентрат, содержащий 29,53 % P₂O₅, 1,16 % TiO₂ и 5,2 % Fe при извлечении P₂O₅ 18,69 %. Суммарное извлечение TiO₂ в магнетитовый и ильменитовый концентраты составляет 69,24 %, железа — 63,12 %.

У с т ь - Н ю к ж и н с к о е п р о я в л е н и е расположено на левом берегу р. Нюкжа в 4—15 км выше ее устья.

Первые находки апатита в габброидах Усть-Нюкжинского участка были сделаны в 1980 г. геологами НПО Аэрогеология [3] в процессе крупномасштабного аэрофотогеологического картирования, но апатитоносный массив оконтурен в 1987 г. нами при выполнении прогнозных исследований на фосфатное сырье. При этом изучены вещественный состав и условия залегания габброидов и вмещающих их пород, определены основные особенности локализации апатитового оруденения.

Апатитоносный Усть-Нюкжинский массив (рис. б) размещается среди разнообразных по составу кристаллосланцев, гнейсов и других глубококомтаморфизованных пород нижнего архея, разрез которых расчленен нами на две толщи.

Нижняя толща (не менее 1000 м) представлена полосчатыми биотит-роговообманковыми, роговообманковыми и пироксен-роговообманковыми кристаллосланцами основного состава, включающими редкие пласты биотит-амфиболовых плагиогнейсов, амфиболитов, гранатовых гранулитов и железистых кварцитов. Эти породы, метаморфизованные в условиях гранулито-

вой фации, в позднем архее подверглись диафорезу с образованием минеральных ассоциаций, характерных для амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Кристаллосланцы, составляющие 85—90 % объема толщи, по особенностям химического состава близки щелочным оливиновым базальтам, андезитобазальтам или их туфам. Они характеризуются повышенными содержаниями фосфора, достигающими в отдельных пробах 2,25 %, а также молибдена, циркония, свинца, гафния, бария, бериллия и стронция. Наиболее характерным акцессорным минералом кристаллосланцев является апатит, образующий мелкие округлые включения в силикатных минералах и относительно крупные (по 0,25 мм в поперечнике) короткопризматические кристаллы, выполняющие межзерновые пространства. Содержание его достигает 6—8 %. Значительно реже и в меньших количествах отмечаются ильменит и циркон.

Экзотическими породами нижней кристаллосланцевой толщи являются магнетитовые кварциты. Они установлены нами на водоразделе р. Нюкжа и ключа, впадающего справа в р. Олекма у пос. Усть-Нюкжа, в делювиальных высыпках полотна лесовозной дороги. Судя по данным геологических наблюдений, эти породы залегают среди кристаллосланцев, образуя относительно выдержанный по простиранию горизонт протяженностью не менее 2 км. Из-за плохой обнаженности мощность его не определена. Изучение шлифов показало, что магнетитовые кварциты представлены мелко- и среднезернистым нематогранобластовым агрегатом магнетита, кварца и слабо окрашенного амфибола группы куммингтонит-грюнерита, находящихся в различных количественных соотношениях. Относительно редко присутствуют гранат, апатит, биотит и цоизит. Химическим анализом в кварцитах определено 22,89—41,95 % Fe_2O_3 ; 14,51—18,90 % FeO; 0,02—1,05 % TiO_2 и 0,10—0,23 % P_2O_5 . Суммарное содержание FeO и Fe_2O_3 меняется от 37,40 до 58,12 %, составляя в среднем 47,36 %.

Верхняя толща нижнеархейского разреза (около 1000 м) сложена биотитовыми и биотит-пироксеновыми плагиогнейсами, вмещающими прослойки пироксеновых кристаллосланцев, реже амфиболитов. На правом берегу р. Нюкжа выше устья р. Талума среди плагиогнейсов обнаружено пластообразное тело своеобразных пятнистых цоизит-амфиболовых и скаполит-амфиболовых пород, иногда содержащих крупные (до 1 см) порфиробласты розового граната, которое рассматривается нами как метаморфизованный силл раннеархейских габбро-пироксенитов.

Породы нижнеархейских толщ вмещают различные по размерам тела раннепротерозойских гранитоидов, дайки позднепротерозойских габбро, габбро-диабазов и мезозойских гранодиорит-порфиоров, граносиенитов, сиенит-порфиоров и сиенит-диоритовых порфириров.

Несмотря на относительно хорошую обнаженность разрезов нижнеархейских толщ в береговых обрывах р. Нюкжа, попытки интерпретации их тектонической структуры к однозначным выводам не привели. Наиболее вероятно, что эти толщи образуют сложно построенную антиформу с дугообразно изогнутой осью, параллельной долине р. Нюкжа. Углы падения полосчатости в кристаллосланцах и гнейсах варьируют от 10 до 60°. Возможно, на отдельных участках ее залегание является опрокинутым.

Апатитоносный габброидный массив ограничен разломами и напоминает по форме гигантскую плоскую будину, залегающую согласно с кристаллизационной сланцеватостью вмещающей толщи и дислоцированную совместно с ней. Ширина его обнаженной части составляет 1,5—2,5 км при длине 11 км.

В Усть-Нюкжинском массиве процессы кристаллизационной дифференциации и расслоенности проявлены слабо. Около 90 % занимаемой им площади сложно трудно различающимися в полевых условиях мелко- и среднезернистыми порфиroidными метаморфизованными габбро-норитами и норитами, иногда переходящими в габбро. Среди этих пород в различных частях его разреза выделены и прослежены по простиранию параллельно контактам массива зоны апатитсодержащих пород с вкрапленностью

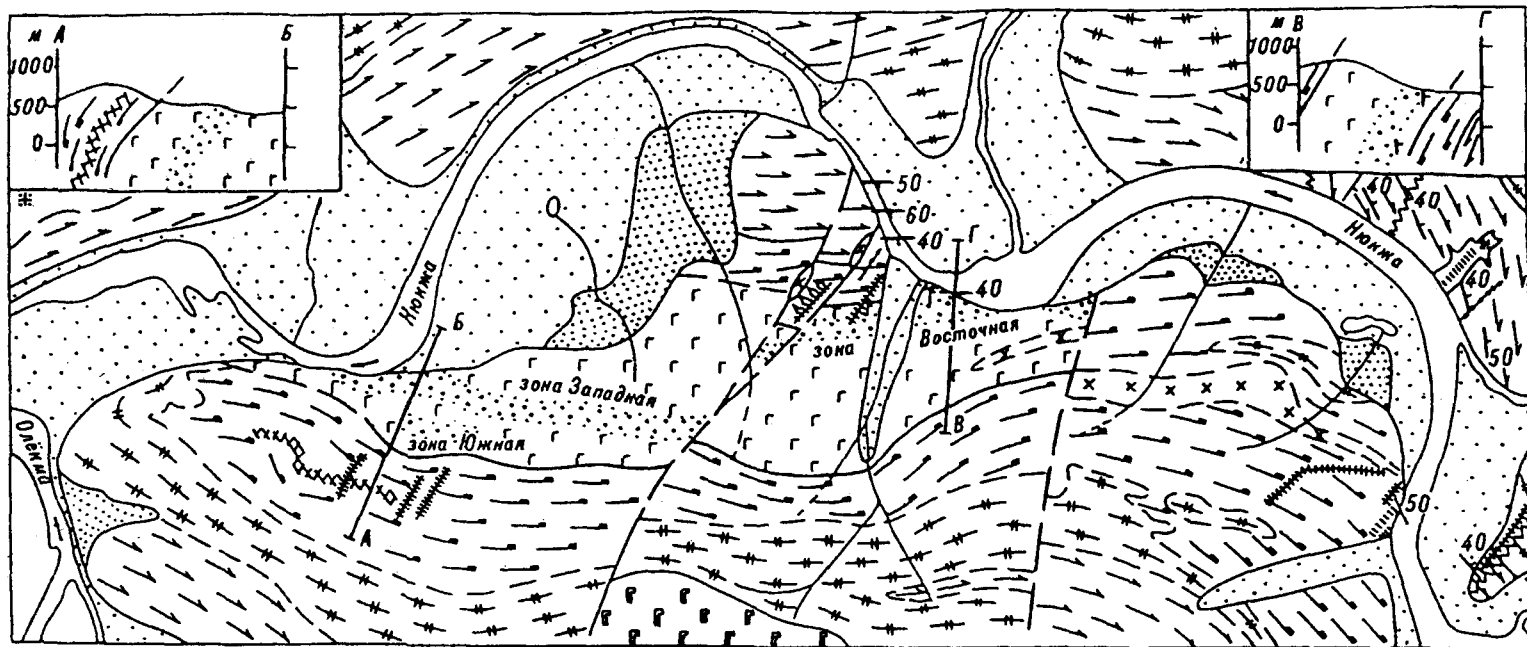


Рис. 6. Геологическая схема приустьевой части бассейна р. Нюкха.

1-3 - четвертичная система: 1 - современное, 2 - верхнее, 3 - среднее звенья; 4-6 - нижний архей, курультинская серия: 4 - верхняя толща (биотитовые и биотит-пироксеновые плагиогнейсы и пироксеновые кристаллосланцы), 5, 6 - нижняя толща (5 - кристаллосланцы основного состава с редкими прослоями плагиогнейсов и гранулитов, 6 - магнетитовые кварциты); 7-11 - мезозойские интрузивные образования: 7 - дайки сиенит-порфиров и сиенит-диоритовых порфиров, 8 - дайки граносиенит-порфиров, 9 - дайки гранодиоритов, 10 - граносиениты биотитовые среднезернистые, 11 - гранодиорит-порфиры; 12 - дайки позднепротерозойских габбро, габбро-диабазов и диабазов; 13-14 - раннепротерозойские интрузивные образования: 13 - дайки плагиогранитов и гранитов мелкозернистых массивных, 14 - граниты гнейсовидные, гнейсграниты биотитовые мелко- и среднезернистые; 15, 16 - метаморфизованные архейские интрузивные образования: 15 - габбро-нориты, нориты, реже - габбро порфировидные мелкозернистые (а) и габбро-пироксениты (б), 16 - апатитовые разновидности габброидов; 17 - линии стратиграфического и интрузивного контактов, установленные (а) и предполагаемые (б); 18 - фациальные границы; 19 - разрывные нарушения, установленные (а) и предполагаемые (б); 20 - наклонное залегание уплощенных штиров меланогаббро и полевошпатовых пироксенов в метагабброидах (а) и гнейсовидности и полосчатости в метаморфических породах (б).

ильменита и магнетита, ширина выхода которых достигает 150—200 м, а протяженность — 4—5 км. Иногда в породах массива фиксируются признаки более тонкой расслоенности, выраженной в чередовании через 0,1—0,5 м мезократовых габбро-норитов с меланократовыми разновидностями и полевошпатовыми пироксенитами.

Повсеместно породы массива изменены. В наименее метаморфизованных разновидностях норитов и габбро-норитов определены андезин № 35—50 (50—60 %), моноклинный и ромбический пироксены (40—45 %), апатит (0,5—1,5 %), рудные минералы (единичные зерна) и кварц (1,0—1,5 %). В габброидах почти всегда присутствуют вторичные бурый биотит и слабо окрашенный волокнистый амфибол, частично или полностью замещающие первичные темноцветные минералы, а также эпидот, развивающийся по плагиоклазу. Относительно редко отмечаются хлорит, серпентин и тальк.

Апатитсодержащие габброиды с вкрапленностью ильменита и магнетита образуют в нижней и верхней частях разреза массива две протяженные (4,5 км) зоны — Западную и Восточную. Мощность их точно не установлена, но, судя по ширине развалов и высыпок апатитоносных пород, она может достигать 150—200 м. В западной части массива в его висячем боку по одному из маршрутных пересечений намечена еще одна менее мощная зона, названная нами Южной.

Рудные габброиды отличаются от безрудных более темной окраской и большим удельным весом. Апатит в них образует мелкие (до 1,5—2 мм) прозрачные призматические кристаллы, в одних случаях распределенные равномерно, в других сконцентрированные в тонкие параллельные слойки, отличающиеся от безрудных слойков более меланократовым составом. Содержание его варьирует от 3,0 до 8,5 %. Ильменит и магнетит присутствуют в виде ксеноморфных зерен размером 0,1—1,0 мм и их сростков, выполняющих межзерновые пространства, а также в виде мелких включений в темноцветных силикатных минералах. Содержание ильменита меняется от 1—2 до 9—10 %, магнетита от 1 до 5 %.

Химическими анализами в апатитоносных габброидах установлено содержание от 1,0 до 3,57 % P_2O_5 ; 3,46—7,18 % TiO_2 ; 4,76—10,13 % Fe_2O_3 ; 10,42—15,57 % FeO. Среднее содержание P_2O_5 в породах Западной зоны выше, чем в породах Восточной: соответственно 2,90 и 2,47 %. По распределению микроэлементов апатитоносные габброиды близки к обычным норитам и габбро-норитам Усть-Нюкжинского массива, несколько отличаясь от них более высокими содержаниями кобальта и ванадия. В то же время бросается в глаза их отличие от близких по минеральному составу апатитоносных пород Каларского анортозитового комплекса, в которых значительно выше содержание иттрия, иттербия, цинка, ванадия и ниже — стронция, бериллия, бария, молибдена и кобальта [3]. Полученный фактический материал не подтверждает представлений о принадлежности габброидов Усть-Нюкжинского массива к анортозитовой ассоциации. С большим основанием они могут быть объединены с вмещающими кристаллосланцами основного состава в одну раннеархейскую метагаббро-диабазовую ассоциацию.

Технологические исследования Л.Ф. Поповой (ДВИМС) показали, что из усть-нюкжинских руд можно извлекать магнетитовый концентрат, содержащий 33,53 % Fe, 30,29 % TiO_2 и 0,55 % P_2O_5 при извлечении железа 23,69 %; ильменитовый концентрат, содержащий 40,76 % TiO_2 , 30,58 % Fe и 0,42 % P_2O_5 при извлечении TiO_2 30,01 %; апатитовый концентрат, содержащий 38,50 % P_2O_5 , 0,04 TiO_2 и 0,001 % Fe при извлечении P_2O_5 62,93 %. Суммарное извлечение TiO_2 в ильменитовый и магнетитовый концентраты составляет 84,56 %, железа 32,52 %; извлечение P_2O_5 в черновые апатитовые концентраты составляет 82,02 %.

Результаты изучения рудоносности пород сэйимского комплекса позволяют оценивать площадь его распространения как благоприятную для локализации железотитановых руд с сопутствующей апатитовой минерали-

защией. При содержании P_2O_5 в рудах выше 1 % из них наряду с ильменитовым и магнетитовым могут извлекаться кондиционные апатитовые концентраты. Из трех описанных выше участков распространения апатитосодержащих железотитановых руд наиболее перспективным является Сэйимский.

К настоящему времени тела метаморфизованных рудоносных габброидов еще не по всей территории южной окраины Алданского кристаллического массива и Олекминской гранит-зеленокаменной складчато-блоковой системы выделены из состава супракристалльных толщ нижнего архея. Перспективной на их выявление является полоса распространения пород гнейсово-кристаллосланцевой формации, протягивающаяся из верховьев р. Куртах в бассейн р. Дюпан (правый приток р. Талума), в пределах которой В.В. Домчаком (1987 г.) выделены многочисленные потоки рассеяния титана, фосфора и хрома. Для оценки этой территории в качестве первоочередной задачи можно рекомендовать проведение аэромагнитной съемки масштаба 1:25 000. На востоке Становой области аналогом сэйимского интрузивного комплекса является майско-джанинский.

ЛИТЕРАТУРА

1. Древнейшие породы Алдано-Станового щита. — Л.: Наука, 1989.
2. Карсаков Л.П., Михалевский А.Н. О возрасте сэйимских габброидов в Каларском габбро-анортозитовом массиве (Восточная Сибирь) // Докл. АН СССР. — 1990. — Т. 315, № 2. — С. 449—452.
3. Роганов Г.В. Усть-Нюкжинский апатитоносный массив // Тихоокеан. геология. — 1990. — № 5. — С. 95—100.
4. Роганов Г.В., Карсаков Л.П. Апатитоносность раннего докембрия Алдано-Станового щита / ИТиГ ДВО АН СССР. — Хабаровск, 1991.

ИТиГ ДВО РАН
Хабаровское государственное
горно-геологическое предприятие
Хабаровск

Поступила в редакцию
10 июня 1994 г.

Karsakov L.P., Roganov G.V.

THE SAYIMSKY INTRUSIVE COMPLEX OF THE LAYERED GABBROIDS AND ITS ORE CONTENT (Eastern Siberia)

There have been examined the peculiarities of the matter composition, structure and ore content of the Early Archean Sayimsky complex of the layered gabbroids, first singled out. The three mostly studied regions, where it is widespread, have been considered, namely: the Sayimsky, the Kurtakhsky and the Ust-Nyukzhinsky ones. Jointly with the country rock masses of the crystalline shales and gneisses of the Low Archean Kurultinian and Zverevskaya series, the complex of the gabbroids is dislocated, migmatized and metamorphosed in a granulite facies in a complicated manner. A potential prospect of the gabbroic massives of the Sayimsky complex for the titan, iron and phosphoric ores has been proved.

УДК 551.31

П.В. Ивашов

ЗАКОН ЗОНЫ ГИПЕРГЕНЕЗА (уровни организации минерального вещества гипергенных геосистем)

Изучены квазиравновесные разномасштабные гипергенные геосистемы: первичное минеральное вещество — продукты гипергенеза. На основе выявленных закономерностей в уровнях

Впервые понятие “гипергенез” в научную литературу ввел А.Е. Ферсман в 1922 г. [29, 30]. Под этим термином он подразумевал процессы, связанные с выветриванием, почвообразованием, осадконакоплением, вторичным минералообразованием и т.д., а геологическое пространство функционирования этих процессов он назвал зоной гипергенеза. В последующие годы большой вклад в учение о гипергенезе внесли многие исследователи [1,5—12,14 и др.]. Ими были выявлены структурно-генетические особенности строения зоны гипергенеза, факторы и критерии ее формирования, закономерности размещения продуктов гипергенеза, скорости гипергенных процессов и т.д.

В настоящее время проблема зоны гипергенеза — одно из главных научных направлений в геологической науке. Это связано с тем, что гипергенез как природное явление и зона гипергенеза как геологическое пространство обусловлены экзогенной и эндогенной энергиями Земли как планеты в процессе ее эволюции. Поэтому многие задачи зоны гипергенеза должны решаться не только специалистами по корам выветривания (как сложилось традиционно), но и геологами, геофизиками, петрофизиками, специализирующимися в области эндогенной геологии.

Важность этого научного направления в современной геологической науке заключается в том, что зона гипергенеза является самой динамичной и наиболее многообразной по характеру взаимодействия атмосферы, гидросферы, литосферы и биосферы оболочкой (геосферой) Земли. В зоне гипергенеза происходят процессы выветривания (трансформации) первичных пород. Формирование новых (вторичных) минеральных соединений, образование почв, кор выветривания, гипергенных месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых, формирование органического вещества биосферы, которое накапливается или рассеивается в земной коре.

Зона гипергенеза представляет собой сферу Земли — наиболее активную область обмена веществом и энергией между земной корой и атмосферой и область протекания геохимических и биогеохимических процессов при взаимодействии газов атмосферы, воды гидросферы, живого вещества биосферы.

По современным представлениям, в строении зоны гипергенеза выделяются две подзоны: верхняя — подзона выветривания и нижняя — подзона начального гипергенеза [20]. В первом приближении подзона выветривания по объему занятого ею геологического пространства совпадает с биосферой — оболочкой Земли, в которой распространены организмы. Понятие “биосфера” впервые было введено в науку Э. Зюссом еще в 1875 году. Однако основное значение биосферы в геохимии было выяснено значительно позднее, главным образом в результате исследований В.И. Вернадского [1, 2, 4], которого по праву считают создателем новой ветви геохимии — биогеохимии. Что касается общего объема зоны гипергенеза, особенно ее нижней границы, то существуют различные мнения. Так, В.И. Вернадский [1] указывает, что нижняя граница биосферы в океане совпадает с поверхностью дна, а на суше она проходит выше областей, где господствуют горячие пары воды, а температура не опускается ниже 70—100 °С, в среднем на глубине 3—4 км от уровня геоида. Эта граница совпадает с предельной температурой для жизни простейших организмов, которые, как известно, могут расти и размножаться при температуре не выше 100 °С.

Б.Б. Полюнов [23] рассматривает зону гипергенеза в объеме подзоны выветривания, т.е. как верхнюю часть земной коры, в которой протекают процессы выветривания. Глубину ее он определяет в 0,5 км, но интенсивные процессы выветривания достигают глубины всего несколько десятков метров.

А.И. Перельман [21] зоной гипергенеза называет верхнюю часть земной коры, в которой миграция химических элементов протекает в условиях низких температур и давлений, т.е. в стандартных обстановках, существующих на поверхности Земли и в приповерхностных горизонтах земной коры. Мощность зоны гипергенеза, считая от поверхности литосферы, по мнению этого исследователя, достигает несколько тысяч метров. Тем не менее

А.И. Перельман подчеркивает, что в биосферу входит не только зона гипергенеза. Существование термофильных бактерий дает основание, по его представлениям, считать, что к биосфере относится и часть зоны низкотемпературных гидротермальных процессов.

По мнению А.И. Тугаринова [28], область гипергенеза охватывает первые десятки и сотни метров земной коры. Явления, объединяемые понятием "гипергенез", происходят в незначительных интервалах температур (от -60 до $+60$ °С) и давления (1—25 атм) и что самое главное, при высокой концентрации кислорода, углекислоты и воды, определяющих значения окислительных потенциалов реакций, идущих в зоне гипергенеза.

А.А. Сауков [26] указывает, что процессы выветривания захватывают литосферу на глубину в сотни метров, но современная кора выветривания имеет обычно значительно меньшую глубину. Что касается биосферы, то он считает, что эта область обнимает всю гидросферу, верхнюю часть литосферы и, по крайней мере, всю тропосферу, т.е. нижние горизонты атмосферы высотой до 15 км от поверхности Земли.

Анализ материалов бурения Кольской сверхглубокой скважины (СГС), проведенный Н.П. Романовским [25], показал, что признаки физического выветривания пород типа разуплотнения, растрескивания, и разламывания в подзоне начального гипергенеза имеют место на глубинах 4—9 км и больше. Весьма характерно то, что эти глубины совпадают с температурным интервалом 70—100 °С В.И. Вернадского [4], т.е. с границей распространения простейших организмов в биосфере. В Кольской СГС начало этого температурного интервала установлено на глубине 4,7 км, что, как указывает Н.П. Романовский, почти точно соответствует положению границы раздела между подзонами выветривания и начального гипергенеза. На основе петрофизических оценок пород как по Кольской СГС, так и по материалам геофизических исследований на Дальнем Востоке и в Сибири Н.П. Романовский пришел к выводу, что глубины порядка 4—5 км являются уровнем, выше которого плотные кристаллические породы относятся к подзоне выветривания зоны гипергенеза. Ниже этого уровня первичные породы находятся в подзоне начального гипергенеза, где они подвергаются только физическому выветриванию в стадии разуплотнения. Нижняя граница подзоны начального гипергенеза и в целом зоны гипергенеза пока точно не установлена, однако, судя по данным бурения Кольской СГС, она находится на глубине 10—12 км и, по-видимому, больше, а по данным геофизических исследований — до 20 км. Последнее установлено на основе эффекта понижения скоростей сейсмических волн, что предположительно связано с увеличением трещиноватости пород вследствие их разуплотнения, т.е. начала физического выветривания [25].

Особенности строения подзон выветривания и начального гипергенеза обусловлены факторами (агентами) выветривания. Если в подзоне выветривания, продукты трансформации первичных пород которой представлены почвами и корами выветривания, основное значение имеют химические и, особенно, биогеохимические факторы выветривания, связанные с живым существом, то в подзоне начального гипергенеза имеет место лишь физическое выветривание, проявляющееся в виде разуплотнения и растрескивания пород.

Особо следует подчеркнуть огромную роль биогеохимических факторов выветривания первичных пород в зоне гипергенеза, по крайней мере, в ее верхней подзоне. Это связано, в первую очередь, с живым веществом биосферы. По этому поводу В.И. Вернадский писал: "Изучать процессы выветривания горных пород только с точки зрения физико-химических явлений — это значит показывать отсталость данной области химической геологии. Процесс выветривания горных пород есть биокосный процесс, и к изучению этого процесса надо подходить биогеохимически" [3. С. 118].

В.И. Вернадский [2] неоднократно отмечал, что в геологии и геохимии роль живых организмов проявляется в их совокупном действии на геологические объекты. Эту совокупность живых организмов он впервые назвал

“живым веществом”. Живое вещество является функцией биосферы, оно материально и энергетически тесно связано с биосферой, является большой геологической силой, особенно в трансформации первичных (эндогенных) пород и в образовании новых (вторичных) минеральных соединений.

Оценивая важнейшую роль живого вещества в геологических процессах, В.И. Вернадский указал: “На земной поверхности мы имеем развитие живого вещества в виде тонкого слоя, подвижного и изменяющегося, огромная геологическая роль которого только сейчас начинает выявляться и геологами, к сожалению, мало учитывается” [4. С. 75].

Можно однозначно утверждать, что только благодаря живому веществу в подзоне выветривания зоны гипергенеза происходит интенсивная трансформация (разрушения) первичных пород, приводящая к формированию тонкодисперсных органических, минеральных и органоминеральных соединений, свойственных почвам и корам выветривания. В то же время в подзоне начального гипергенеза вследствие отсутствия живого вещества такие тонкодисперсные органоминеральные соединения не образуются. В этом заключается одно из принципиальных различий в вещественном составе этих подзон.

Необходимо отметить, что зона гипергенеза как геологическое пространство, занимающее поверхность Земли и приповерхностные горизонты земной коры, представляет собой пример геологической оболочки (геосферы) наряду с другими геосферами Земли — атмосферой, гидросферой, литосферой, биосферой, стратисферой и т.д., впервые детально описанными В.И. Вернадским в его знаменитой книге “Химическое строение биосферы Земли и ее окружения” [4]. Такие геологические оболочки В.И. Вернадский называл концентрическими оболочками и по поводу их происхождения он отмечал, что причина образования концентрических оболочек явно связана с всемирным тяготением. Это планетное явление, обусловленное формой и движением планеты, вращением ее вокруг оси. Причем геосферы отражают динамические равновесия, обусловленные сложными химическими и геологическими процессами, определяющимися термодинамическими условиями среды и биогеохимическими процессами на планете в целом.

Весьма интересно то, что в зоне гипергенеза как геосфере, особенно в подзоне выветривания, можно найти признаки “геосфер” более низкого порядка. Так, в профилях кор выветривания имеется определенная зональность, наличие которой доказывается морфологическими, минералогическими и геохимическими критериями [5, 13, 18]. Считается, что формирование зональности кор выветривания обусловлено кислыми водными растворами как слабыми электролитами, которые, просачиваясь вниз, постепенно приобретают щелочную реакцию. В нормальных полноразвитых профилях кор выветривания выделяются четыре геохимические зоны (снизу вверх) [18]: 1 — зона начальной гидратации и выщелачивания по трещинам пород с преобладанием процессов физического выветривания (дезинтеграции); 2 — зона гидратации и начального гидролиза по всей массе породы (глубокого выщелачивания); 3 — зона гидролиза и конечного выщелачивания; 4 — зона конечного гидролиза (образования окислов и гидроокислов элементов-гидролизатов: железа, алюминия, титана и др.).

Как видно даже из названия этих зон, в корях выветривания снизу вверх происходит усиление процесса диспергирования (измельчения) обломочного материала от плотных кристаллических пород (1-я зона) до рыхлых глинистых образований (4-я зона). Такая зональность кор выветривания по существу аналогична вышеназванным концентрическим оболочкам Земли В.И. Вернадского [4] от гипотетического металлического ядра (мантии) до атмосферы. Поэтому зональность кор выветривания можно рассматривать как фрагменты концентрических геоболочек (геосистем) зоны гипергенеза, но, естественно, более низкого уровня организации минерального вещества по сравнению с геосферами Земли.

Подобная зональность характерна и для почв, т.е. для всего почвенного покрова Земли, размещенного на ее поверхности в виде своеобразной тонкой

геоболочки — педосферы, или геомембраны, по Б.Г. Розанову [24], исходя из его по сути дела пленочной толщины относительно других геосфер. Почвенный профиль, формирующийся на корях выветривания, как бы венчает их верхнюю часть, являясь одновременно самостоятельным геологическим (точнее геолого-биологическим) телом. А генетические горизонты почв можно также рассматривать как фрагменты концентрических оболочек (“геосфер”), но еще меньшего уровня организации минерального вещества относительно кор выветривания. Здесь также идет увеличение степени диспергирования почвенного материала снизу вверх — от горизонта С (почвообразующие породы) до гумусового (органоминерального) горизонта А как наиболее рыхлого по сравнению с нижележащими почвенными генетическими горизонтами. Таким образом, почвенный профиль с точки зрения вышеназванных концентрических оболочек в первом приближении аналогичен не только зональности кор выветривания, но и геосферам Земли как планеты.

Можно еще добавить, что образованные продукты гипергенеза в виде незначительной толщины корочек выветривания — автохтонных кутан [11] или в виде тонких корочек заметных поверхностных изменений [25] на обломках пород в составе генетических горизонтов почв (внутрипочвенное выветривание) и в корях (внутрикорое выветривание) по существу также в миниатюре отражают формирование фрагментов концентрических оболочек, аналогичных почвенным и коровым геосистемам зоны гипергенеза.

Следовательно, теория геологических оболочек и геосфер Земли как планеты, разработанная В.И. Вернадским [4], подтверждается формированием аналогичных концентрических оболочек, но более низкого уровня организации минерального вещества, на примере гипергенных геосистем.

Необходимо отметить, что статус зоны гипергенеза как “гипергенной оболочки” подчеркивал Ю.А. Косыгин [15], рассматривая зону гипергенеза как структурный элемент земной коры.

Итак, первичные плотные кристаллические породы эндогенного происхождения, образованные в недрах Земли при большом давлении и высоких температурах, оказавшиеся вблизи земной поверхности, незамедлительно подвергаются выветриванию, т.е. разрушению их первоначального внешнего облика и первозданной структуры под влиянием процессов механической дезинтеграции, химических реакций и биогеохимической трансформации вследствие изменения термодинамической обстановки. Агентами выветривания являются физические, химические и биологические, а точнее биогеохимические факторы, действующие на породы одновременно. Геологическое пространство, в объеме которого функционируют агенты выветривания, относятся к зоне гипергенеза, по крайней мере к ее верхней подзоне, а конкретные объекты (порода, минерал, обломок, массив горных пород и т.д.), подвергающиеся процессам выветривания, отражают разноуровневые гипергенные геосистемы.

Под влиянием агентов выветривания породы покрываются продуктами гипергенеза — от корочки загара толщиной в несколько миллиметров на скалах в пустынях до мощных (свыше 200 м) кор выветривания на массивах горных пород в тропических областях. Важно то, что процессы выветривания пород на земной поверхности и в приповерхностных горизонтах земной коры проявляются повсеместно, во всех ландшафтно-климатических обстановках, т.е. в аридных и гумидных условиях, но с разной скоростью и, следовательно, с различными объемами возникающих вторичных геологических образований — продуктов гипергенеза.

Исходя из этих классических фундаментальных представлений геологической науки о зоне гипергенеза, считается, что процессы выветривания, возникнув на геологическом объекте, продолжают непрерывно. Также считается, что за время непрерывно продолжающегося выветривания могут образоваться “неограниченной мощности” коры выветривания, а также значительной толщины почвенный покров, поскольку, как предполагалось,

нет никаких препятствий этому повсеместно проявляющемуся гипергенезу и в современную геологическую эпоху, и в прошлое геологическое время.

Между тем мною было замечено, что существуют пределы, ограничивающие мощность кор выветривания, несмотря на длительное время нахождения массива горных пород в контакте с поверхностью Земли. Аналогичная картина была отмечена и применительно к почвенному покрову, толщина которого также ограничена и лимитируется не только природными условиями того или иного региона, в частности климатом и всеми вытекающими отсюда последствиями, но и другими причинами более общего характера.

Отмеченные закономерности натолкнули меня на размышления о том, что некоторые геологические постулаты, имеющие в настоящее время фундаментальное классическое значение по существующим научным направлениям и, в частности по проблеме выветривания, не обладают окончательным решением и, следовательно, подлежат уточнению. Поэтому не случайно мною [10] еще в 1981 г. была выдвинута гипотеза о том, что продукты гипергенеза на эндогенных геологических образованиях (первичных породах) играют важную роль в сохранении состава и структуры первичного минерального вещества, т.е. они на определенной стадии длительности процесса гипергенеза и образования той или иной мощности гипергенных продуктов на объектах выветривания блокируют (часто временно) дальнейший ход выветривания в зависимости от масштабов функционирующих гипергенных геосистем. В результате этого возникают так называемые квазиравновесные гипергенные геосистемы: первичное минеральное вещество — продукты гипергенеза. Функционирование таких геосистем поддерживается агентами выветривания как внешними факторами воздействия на эти гипергенные геосистемы. В том случае, когда действие агентов выветривания недостаточное, гипергенные геосистемы приобретают как бы временно устойчивое (квазиравновесное) состояние. При этом “ядро” первичного минерального вещества — обломка породы или массива пород, покрытое с поверхности продуктами гипергенеза, в дальнейшем не подвергается гипергенному изменению, если, конечно, нет дополнительных воздействий на гипергенную геосистему, например, тектонических подвижек при выветривании массива пород. В таких квазиравновесных гипергенных геосистемах процесс выветривания замедляется или даже временно прекращается, во всяком случае скорость выветривания становится на несколько порядков меньше ее первоначальных значений, когда геологический объект только что показался на земной поверхности. Поэтому, исходя из предложенной гипотезы, процессы выветривания следует рассматривать не как непрерывные, а как прерывистые квазиравновесные вследствие образования на объектах выветривания продуктов гипергенеза, ингибирующих эти процессы.

Проведенные мною в последующем исследования показали, что блокирующая роль продуктов гипергенеза действительно имеет место применительно к уровням организации минерального вещества гипергенных геосистем, т.е. это природное геологическое явление фиксируется повсеместно как глобально, так и локально как единый квазиравновесный разномасштабный геопроцесс изменения состояния гипергенных геосистем [11]. При этом под понятием “ядро” имеется в виду первичное минеральное вещество, не затронутое процессами гипергенного преобразования, будь то ядро Земли как планеты или ядро свежей породы в микрообломке, покрытом гипергенными пленками. Так, ядро Земли, надежно “упаковано” в последовательно сменяющиеся геологические образования — мантию, литосферу (земную кору), гидросферу, биосферу, атмосферу. И эта равновесная, а точнее, квазиравновесная гипергенная геосистема (ядро Земли — вышележащие геологические оболочки) существует уже на протяжении свыше 3 млрд. лет и представляет собой первый (наивысший) уровень организации минерального вещества при гипергенезе. В данном случае Земля как планета является гипергенной геосистемой по отношению к космическому пространству, по крайней мере, в пределах нашей планетно-солнечной системы в составе Галактики.

Примером второго уровня организации минерального вещества при гипергенезе могут служить гипергенные геосистемы: коренные материнские плотные кристаллические породы — коры выветривания, т.е. геосистемы, функционирующие в подзоне выветривания зоны гипергенеза, сформированные на крупных массивах, представленных теми или иными разновидностями горных пород. В этом случае “ядро” первичных пород находится в квазиравновесном взаимодействии с зонами (слоями) коры выветривания, т.е. своеобразными вышеописанными геологическими “оболочками”, последовательно сменяющими друг друга. Полноразвитые коры выветривания как древние, так и современные, т.е. состоящие из вышеназванных четырех зон, надежно блокируют дальнейшее выветривание пород при отсутствии дополнительных внешних воздействий.

В случае, когда на коренных материнских породах непосредственно формируется почвенный покров, эти породы от дальнейшего выветривания блокируются почвенным профилем, состоящим из генетических горизонтов, т.е. опять же своеобразных “оболочек”, начиная от коренной породы: горизонт С — горизонт ВС — горизонт В — горизонт А2 — горизонт А1. Эти сменяющие друг друга почвенные генетические горизонты являются примером третьего уровня организации минерального вещества гипергенных геосистем толщиной 1—2 м, исходя из мощности почвенного покрова. Полноразвитые почвенные профили, состоящие из полного классического набора генетических горизонтов, также достаточно надежно блокируют процесс выветривания.

Следующий четвертый уровень организации минерального вещества при гипергенезе проявляется тогда, когда первичный состав минерального вещества в обломках коренных пород внутри почвенных горизонтов сохраняется в виде ядра, покрытого с поверхности так называемыми автохтонными кутанами (корочками выветривания), т.е. продуктами гипергенеза толщиной 5—20 мм, образовавшимися в результате внутрипочвенного выветривания. Хорошим примером этого уровня организации минерального вещества при гипергенезе могут быть обломки брусита в почвенных разрезах на бруситовом массиве Малого Хингана (Хабаровский край) Кульдурского месторождения этого уникального минерального сырья [11].

Самые начальные стадии поверхностного изменения в зоне гипергенеза пород — вторичная хлоритизация, сосюритизация, каолинитизация, лимонитизация и т.д., т.е. продукты гипергенеза толщиной 1—2 мм также играют блокирующую роль на этой стадии выветривания, защищая обломки пород от дальнейшего изменения, и представляют собой квазиравновесные гипергенные геосистемы пятого уровня организации минерального вещества.

И наконец, тонкие пленки на минералах и породах толщиной в несколько ангстрем, представленные OH^- -ионами, H^+ -ионами, минеральными комплексными ионами и т.д., также выполняют блокирующую роль на этой стадии гипергенеза, защищая первичное минеральное вещество от выветривания и представляя собой шестой уровень организации минерального вещества квазиравновесных гипергенных геосистем.

Несмотря на различные уровни организации гипергенных геосистем, им свойственна общая особенность: продукты выветривания, как результат функционирования этих геосистем, блокируют частично (временно) или полностью дальнейший ход процессов трансформации первичного минерального вещества. При этом каждому уровню организации минерального вещества гипергенных геосистем соответствуют закономерности в расположении относительно “ядра” первичных пород зонально-слоистых минеральных вторичных образований (“оболочек”). Именно эти выявленные закономерности в каждом уровне организации минерального вещества дали основание сформулировать впервые закон зоны гипергенеза: любое первичное плотное агрегатное или кристаллическое минеральное вещество в зоне гипергенеза находится в квазиравновесном состоянии с гипергенной средой вследствие образования на нем продуктов гипергенеза, которые блокируют даль-

нейший ход выветривания до тех пор, пока не возникает дополнительное внешнее воздействие на гипергенную саморегулирующуюся геосистему.

Этот закон лежит в основе эволюции первичного минерального вещества в зоне гипергенеза всех уровней организации гипергенных квазиравновесных геосистем.

Теоретические представления и практические приложения нового закона зоны гипергенеза можно рассматривать как научное открытие в области геологических наук о гипергенном цикле минерального вещества.

Как известно, любой закон в естественных науках отражает природное явление, ту или иную целесообразность материального мира. Поэтому возникает вопрос: а зачем природе вышеописанное геологическое явление, установленное в зоне гипергенеза в виде гипергенных геосистем разного уровня организации и вскрытое сформулированным выше законом? Думается, что это нужно природе для сохранения первичного геологического (минерального) вещества, будь то вещество ядра Земли или ядро первичной породы в обломке, окруженное продуктами гипергенеза.

Возможно, вскрытое законом зоны гипергенеза явление имеет место не только в геологических (гипергенных) геосистемах, но и в биологических системах, в которых природа также стремится сохранить первичное биологическое вещество путем "оболочек" как в растительном, так и в животном мире.

Оригинальные представления о гипергенном цикле организации различных уровней минерального вещества, описываемые формулой вышеназванного закона зоны гипергенеза, дают возможность по-новому оценить перспективы минерально-сырьевых ресурсов того или иного региона, особенно применительно к рудным месторождениям, с точки зрения возможной консервации их в недрах Земли продуктами гипергенеза как результата функционирования гипергенных геосистем по трансформации первичного минерального вещества.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вернадский В.И. Биосфера. — Л.: Хим.-техн. изд-во, 1926.
2. Вернадский В.И. Очерки геохимии. — М.: Гос. науч.-техн. горно-геол.-нефт. изд-во, 1934.
3. Вернадский В.И. Биогеохимические очерки. — М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940.
4. Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. — М.: Наука, 1965.
5. Гинзбург И.И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификации // Кора выветривания. Вып. 6. — М.: Изд-во АН СССР, 1963. — С. 7—12.
6. Глинка К.Д. Почвоведение. — М.; Л.: Сельхозгиз, 1932.
7. Добровольский В.В. Гипергенез четвертичного периода. — М.: Недра, 1966.
8. Захаров С.А. Курс почвоведения. — М.; Л.: Сельхозгиз, 1931.
9. Землячченский П.А. Выветривание полевых шпатов в связи с почвообразованием. — М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1933.
10. Ивашов П.В. Закономерности проявления и скорости геохимических процессов при выветривании, почвообразовании и внутрипочвенном выветривании. — М.: ВНИИЦентр, 1981.
11. Ивашов П.В. Биогеохимия внутрипочвенного выветривания. — М.: Наука, 1993.
12. Казанский Ю.П. Выветривание и его роль в осадконакоплении. — М.: Наука, 1969.
13. Кашик С.А. Формирование минеральной зональности в корах выветривания. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1969.
14. Ковда В.А. Основы учения о почвах. Кн. I. — М.: Наука, 1973.
15. Косыгин Ю.А. Тектоника. — М.: Недра, 1983.
16. Лукашев К.И. Основы литологии и геохимии коры выветривания. — Минск: Изд-во АН БССР, 1958.
17. Лукашев В.К. Геохимические индикаторы процессов гипергенеза и осадконакопления. — Минск: Изд-во Наука и техника, 1972.
18. Никитина А.П., Витовская И.В., Никитин К.К. Минералого-геохимические закономерности формирования профилей и полезных ископаемых коры выветривания. — М.: Наука, 1971.
19. Оллиер К. Выветривание. — М.: Недра, 1987.
20. Основы регионального изучения кор выветривания: (Методические рекомендации) / ВСЕ-ГЕИ. — Л.: 1974.
21. Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза). — М.: Недра, 1968.
22. Петров В.П. Основы учения о древних корах выветривания. — М.: Недра, 1967.
23. Полюнов Б.Б. Избранные труды. — М.: Изд-во АН СССР, 1956.

24. *Розанов Б.Г.* Геомембрана: мембранная функция почвы в планетарной геосферной системе Земли // Почвоведение. — 1988. — № 7. — С. 54—58.
25. *Романовский Н.П.* Зона гипергенеза: строение и петрофизические оценки // Тихоокеан. геология. — 1993. — № 3. — С. 52—64.
26. *Сауков А.А.* Геохимия. — М.: Наука, 1975.
27. *Сидоренко А.В., Лукашев К.И.* Некоторые вопросы геохимии зоны гипергенеза // Сов. геология. — 1971. — № 1. — С. 3—10.
28. *Тугаринов А.И.* Общая геохимия. — М.: Атомиздат, 1973.
29. *Ферсман А.Е.* Геохимия России. Вып. 1. — Петроград: Науч. хим.-техн. изд-во, 1922.
30. *Ферсман А.Е.* Геохимия. Т. 2. — М.: Химгеоретиздат, 1934.
31. *Черняховский А.Г.* Современные коры выветривания. — М.: Наука, 1991.
32. *Яхонтова Л.К., Грудев А.П.* Зона гипергенеза рудных месторождений. — М.: Изд-во МГУ, 1978.

*ИВЭП ДВО РАН
Владивосток*

*Поступила в редакцию
31 мая 1994 г.*

ДИСКУССИЯ

Подмеченная автором закономерность саморегуляции в процессах гипергенеза, выражающаяся в замедлении их скорости по мере увеличения мощности гипергенных толщ, несомненно, интересна и требует изучения применительно к реальным геологическим объектам. Однако, возможно, преждевременно будет возводить ее в ранг закона, поскольку, в принципе, она может быть сведена к одному из фундаментальных свойств любых химических реакций — замедления их скорости в процессе накопления продуктов реакции (одно из следствий “закона действия масс”). Это явление обусловлено двумя факторами: затруднением транспортировки реагентов в зону реакции вследствие “захламления” ее продуктами реакции и падением их концентрации из-за расхождения. Роль этих факторов зависит от типа реакции: в реакциях с подвижными (газовыми и жидкими) компонентами ведущую роль будет играть расхождение реагентов (особенно в закрытых системах с перемешиванием), в реакциях типа флюид — твердое — накопление продуктов. Во втором случае действие фактора особенно ощутимо при накоплении твердых продуктов реакции на границе флюид — твердое в условиях отсутствия перемешивания.

Если рассмотреть зону гипергенеза как зону химической реакции типа флюид — твердое (а такое рассмотрение, по-видимому, правомерно, так как важнейшую роль в трансформации твердого вещества горных пород играет их химическое взаимодействие с флюидами), то нетрудно заметить, что основные закономерности протекающих в них процессов сходны. Так, наиболее интенсивно выветривание будет идти на ранних стадиях гипергенеза, когда возможен непосредственный контакт реагентов — горной породы, с одной стороны, и воды, воздуха и других активных соединений — с другой. Заметим, что система гипергенеза полнее всего, по-видимому, будет аппроксимироваться моделью химической реакции типа флюид — твердое с накоплением в зоне реакции твердых ее продуктов и отсутствием интенсивного перемешивания. При накоплении и в зоне реакции (формировании гипергенной оболочки того или иного уровня организации) продуктов ее протекания доступ флюидов к поверхности породы будет все более затрудняться. Эффект падения концентраций в этом случае будет подчиненную роль, поскольку гипергенная система является открытой относительно всех реагентов. Однако известно, что гипергенный флюид, просачиваясь через мощные толщи измененных пород, изменяет свой состав и активность, что также способствует замедлению процессов выветривания.

Таким образом, главную роль в затормаживании гипергенных реакций играет процесс замедления флюидообмена в зоне реакции — гипергенной оболочке — вследствие наращивания ее мощности. Это, кстати, подтверждается тем, что основным фактором, способным вывести гипергенную систему из квазиравновесного состояния, является механический — подвижки, встряски и т.п. При этом открываются новые каналы, по которым приповерхностные флюиды могут достигнуть свежих горных пород. Следует отметить, что время повторного функционирования гипергенной системы с большими скоростями реакций (после встряски) будет относительно невелико, поскольку возникшие вновь каналы будут быстро “залечиваться” твердыми продуктами реакций, флюидообмен резко уменьшится и система вновь перейдет в квазиравновесное состояние, где медленное течение гипергенных реакций будет продолжаться, в основном, за счет диффузии.

Таким образом, заявленный автором “закон гипергенеза”, возможно, следует рассматривать как отражение более общего химического закона в геологической ситуации.

Данные соображения изложены без учета других факторов гипергенеза физического, биологического и др. Однако даже при поверхностном рассмотрении становится ясным, что их действие проявляется преимущественно на ранних стадиях гипергенеза (комплекс физических факторов, связанных в основном с механическим разрушением) либо имеет подчиненное значение (биологический), поскольку напрямую связано с интенсивностью флюидообмена.

Такое “химическое” рассмотрение процессов, происходящих в зоне гипергенеза, возможно, будет полезным, поскольку позволит предсказать или объяснить некоторые ее свойства, необъяснимые с точки зрения геологии.

*ИТиГ ДВО РАН
Хабаровск*

Н.В. Бердников

THE LAW OF THE ZONE OF HYPERGENESIS
 (The levels of the compositional maturity
 of the mineral matter in the hypergenic geosystems)

The quasiequilibrium hypergenic geosystems of different scales have been studied: the primary mineral matter — the products of hypergenesis. On the basis of the regularities revealed concerning the levels of the compositional maturity of the mineral matter in the hypergenic geosystems there has been formulated the law of the zone of hypergenesis.

УДК 550.361

Г.Д. Еремин

О РАСПОЛОЖЕНИИ ТЕРМОЧУВСТВИТЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ
 В ИЗМЕРИТЕЛЬНОМ ЗОНДЕ ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ
 ТЕПЛООВОГО ПОТОКА
 (теоретическое обоснование)

На основании анализа работы термоизмерительных приборов показано, что для вычисления геотермического градиента используется неопределенная система линейных уравнений. При решении этой системы уравнений делаются предположения о распределении температуры в придонном слое. Изменение взаимного расположения термочувствительных элементов в измерительном зонде позволяет получить определенную систему линейных уравнений, решением которой является искомый геотермический градиент.

§ 1. Введение

Существующий способ определения величины теплового потока состоит из трех измерений: для определения коэффициента теплопроводности морских отложений проводят одно измерение, для нахождения величины геотермического градиента производят два измерения в стационарном режиме.

Для измерения температур используют различные термочувствительные элементы (термисторы, термочувствительные кварцевые резонаторы, медные терморезисторы), и принцип измерения температур с целью определения теплового потока заключается в следующем.

Термочувствительные элементы измерительного зонда, расположенные на определенном расстоянии друг от друга, помещаются в исследуемую область среды. В процессе наблюдения термочувствительные элементы измерительного зонда меняют свои физические характеристики, принимая температуру окружающей среды. Эти изменения физических характеристик преобразуются и регистрируются. Любой из применяемых в настоящее время термоизмерительных приборов, таким образом, содержит в себе два функциональных блока: 1 — термочувствительный измерительный зонд, 2 — блок преобразования и регистрации.

Преобразование и регистрация температурных изменений в течение периода измерения производится термоизмерительными приборами различных конструкций с использованием разных типов термочувствительных элементов. В качестве основного узла кварцевого термоградиентометра служит смеситель, формирующий разность частот между частотой опорного кварца и частотой измерительных кварцевых резонаторов, расположенных в различных точках исследуемой среды: $F_{1,i}(t) = F_1(t) - F_i(t)$. В качестве основного узла погружного термоградиентографа служит термисторный мост (мост Уитстона), который формирует отношения: $E_{1,i}(t) = R_{\tau}^{(1)}(t) / R_{\tau}^{(i)}(t) (F_1(t)$,

$F_i(t)$; $R_T^{(1)}(t)$, $R_T^{(i)}(t)$ — значения частот кварцевых резонаторов и сопротивлений термисторов в момент времени t ; $i = 2, 3, \dots, N$; N — количество датчиков температур.

На основании полученных температурных данных геотермической градиент вычисляется по высоте градиентной линии над нулевой [13] по формулам [1, 12], не учитывающим изменение температуры зонда во времени. Выход на стационарный режим при этом для различных термометрических приборов осуществляется за 5—20 мин [14, 15]. Коэффициент теплопроводности морских осадков определяется методом цилиндрического зонда постоянной мощности [10, 11].

На основании анализа зависимости температуры зонда от времени в [8] показано, что существующий способ определения геотермического градиента по стационарному режиму содержит в себе методическую ошибку, связанную с малой длительностью процесса температурных измерений, устранить которую можно путем увеличения в несколько раз времени выдержки прибора в среде с измеряемыми температурами.

С целью повышения точности и сокращения времени измерения в [5] на основании зависимости температуры зонда от времени и методики наблюдения для регистрируемой разности частот кварцевого термоградиентометра получено выражение:

$$F_{1,i}(t) = x_1^{(i)} + x_2^{(i)} \cdot I_1(\lambda_1^{(i)}, \kappa_1^{(i)}, \lambda_2^{(i)}, \kappa_2^{(i)}, a, t) - x_3^{(i)} \cdot I_i(\lambda_1^{(i)}, \kappa_1^{(i)}, \lambda_2^{(i)}, \kappa_2^{(i)}, a, t), \quad (i = 2, 3, \dots, N), \quad (1.1)$$

где

$$x_1^{(i)} = T_k(k_1 - k_i) - k_i \Delta T_i + b_1 - b_i, \quad (1.2)$$

$$x_2^{(i)} = k_1(T_H - T_k), \quad (1.3)$$

$$x_3^{(i)} = k_i(T_H - T_k - \Delta T_i); \quad (1.4)$$

$$I(\lambda_1, \kappa_1, \lambda_2, \kappa_2, a, t) = \frac{4\lambda_1\lambda_2\kappa_2}{\pi^2 a} \int_0^\infty e^{-\kappa_1 u^2 t} \frac{J_1(au) du}{u^2[\varphi^2(u) + \psi^2(u)]};$$

$$I(\lambda_1, \kappa_1, \lambda_2, \kappa_2, a, 0) = 1, \quad I(\lambda_1, \kappa_1, \lambda_2, \kappa_2, a, \infty) = 0;$$

$$F_{1,i}(0) = x_1^{(i)} + x_2^{(i)} - x_3^{(i)}, \quad F_{1,i}(\infty) = x_1^{(i)};$$

$$\varphi(u) = \lambda_1 \kappa_2^{1/2} J_1(au) Y_0(pau) - \lambda_2 \kappa_1^{1/2} J_0(au) Y_1(pau);$$

$$\psi(u) = \lambda_1 \kappa_2^{1/2} J_1(au) J_0(pau) - \lambda_2 \kappa_1^{1/2} J_0(au) J_1(pau);$$

$p = (\kappa_1/\kappa_2)^{1/2}$; $J_0(z)$, $J_1(z)$; $Y_0(z)$, $Y_1(z)$ — функции Бесселя нулевого и первого порядка, первого и второго рода соответственно; λ_1, κ_1 — коэффициенты теплопроводности и температуропроводности зонда; a — радиус зонда; λ_2, κ_2 — коэффициенты теплопроводности и температуропроводности морских осадков; T_H — начальная температура зонда; T_k — температура осадков в месте расположения опорного кварцевого резонатора; $T_k + \Delta T_i$ — температура среды в местах расположения измерительных термочувствительных кварцевых резонаторов, удаленных на расстояние l от опорного кварца; ΔT_i — разность температур, подлежащая определению; k_1, k_i — температурные коэффициенты частот кварцевых резонаторов; b_1, b_i — частоты кварцев при температуре, равной нулю; N — число датчиков температур.

Соотношение (1.1) является исходным для определения разности температур и термических коэффициентов морских отложений по температурным данным при неполном времени выдержки прибора в среде с измеряемыми температурами.

Ввиду нелинейности исходного уравнения (1.1), для нахождения теплофизических коэффициентов донных осадков используется метод прямого перебора искомых параметров [3]. Получение приближенных значений этих коэффициентов [6] позволяет существенно сузить область определения теплофизических характеристик морских отложений.

Численные значения величин $x_j^{(i)}$ ($j = 1, 2, 3$) вычисляются методом наименьших квадратов (при известных теплофизических коэффициентах) с использованием зависимости (1.1), в которой измеренному времени t соответствует измеренная разность частот $F_{1,i}(t)$.

Рекомендации по технике температурных измерений и модернизации блока преобразования и регистрации даны в [7].

Решением системы линейных уравнений (1.2) — (1.4) являются разность температур ΔT_i и температуры T_n, T_k .

Температурные коэффициенты кварцевых резонаторов определяются на основании температурной градуировки термочувствительных элементов; теплофизические характеристики измерительного зонда определяются на основании экспериментальных исследований.

Для получения температурных данных производят одно измерение, длительность которого составляет в среднем 40 мин [8].

Требования, предъявляемые к точности температурных измерений, представлены в [9].

Применение зависимости температуры зонда от времени с целью определения геотермического градиента с использованием погружного термоградиентографа изложено в [5].

§ 2. Определение разности температур по стационарному режиму

Рассмотрим следующую схему определения разности температур.

Условимся, что T_1 — температура придонного слоя в месте расположения опорного термочувствительного элемента; $T_2 = T_1 + \Delta T_1$ — температура придонного слоя в месте расположения измерительного элемента, удаленного на расстояние l от опорного; $T_d = T_2 + \Delta T_2$ — температура поверхности дна; $T_3 = T_d + \Delta T_3$ — температура в донных осадках в месте нахождения опорного элемента, расположенного на глубине h ; $T_4 = T_3 + \Delta T_4$ — температура донных осадков в месте расположения измерительного элемента; ΔT_4 — разность температур на базе l , подлежащая определению.

Для простоты вычислений предположим, что термочувствительные элементы имеют линейную зависимость физических характеристик от температуры, а измерительный прибор работает по разностной схеме.

Тогда для нулевой и градиентной линий при $t \rightarrow \infty$ (частный случай) из выражения (1.1) с учетом равенства (1.2) получаем:

$$F_{1,2}^{(1)}(\infty) = T_1(k_1 - k_2) - k_2 \Delta T_1 + b_1 - b_2, \quad (2.1)$$

$$F_{1,2}^{(2)}(\infty) = T_3(k_1 - k_2) - k_2 \Delta T_4 + b_1 - b_2, \quad (2.2)$$

где надстрочный индекс (1) относится к измерению в придонном слое (запись нулевой линии), индекс (2) — к измерению в морских осадках (запись градиентной линии).

На основании выражений (2.1), (2.2) для превышения градиентной линии над нулевой получим:

$$\Delta F_{1,2}(\infty) = (T_3 - T_1)(k_1 - k_2) - k_2(\Delta T_4 - \Delta T_1). \quad (2.3)$$

Подставив в формулу (2.3) выражение для температуры T_3 , после преобразования для искомой разности температур заключаем:

$$\Delta T_4 = \Delta T_1 - \frac{\Delta F_{1,2}(\infty)}{k_2} + \frac{k_1 - k_2}{k_2} (\Delta T_1 + \Delta T_2 + \Delta T_3). \quad (2.4)$$

Как видно из выражения (2.4), для вычисления разности температур ΔT_4 требуется знать величины $\Delta T_1, \Delta T_2, \Delta T_3$.

При определении величин ΔT_1 и ΔT_2 считается, что в придонном слое температурный градиент равен нулю, т.е. $\Delta T_1 = \Delta T_2 = 0$ [13]. Для нахождения разности температур ΔT_3 нужно знать глубину h внедрения зонда в осадки. При этом предполагается, что поверхность дна является поверхностью разрыва первого рода, т.е. поверхностью, на которой происходит скачок плотности (вода — донные отложения).

Если поверхность дна представляет собой слой, в котором плотность непрерывно меняется от плотности воды до плотности осадков, то в этом случае точность определения глубины внедрения зонда в морские отложения становится невысокой.

Перечисленные предположения при определении разности температур ΔT_4 являются следствием того, что линейная система уравнений (2.1), (2.2) является неопределенной системой. Из выражения (1.2) видно, что увеличение количества измерений, т.е. увеличение количества термочувствительных элементов, не позволяет получить определенную систему уравнений.

Таким образом, на основании существующей методики определения разности температур и соответствующего ей расположения термочувствительных элементов в измерительном зонде получается неопределенная система линейных уравнений, для решения которой необходимо принять некоторые допущения.

Совершенно аналогичные выводы можно получить, рассматривая работу погружного термоградиентографа с применением термисторов. С целью уменьшения ошибок в определении геотермического градиента, связанных с нелинейностью в работе термисторного моста, в [2] описан случай использования градуировочных импульсов в процессе температурных измерений.

Рассмотрим теперь новую конструкцию измерительного зонда, с помощью которого предлагается производить температурные измерения.

Пусть измерительный зонд состоит из трех термочувствительных элементов. Допустим, что расстояние между первым и третьим элементами равно l_2 , а расстояние между первым и вторым термочувствительными элементами — l_1 и оно мало, т.е. $l_1 \rightarrow 0$. Тогда $\Delta T_1 \rightarrow 0$ и из формулы (1.1) для регистрируемой разности частот в случае стационарного режима следует

$$\left. \begin{aligned} F_{1,2}(\infty) &= T_k(k_1 - k_2) + b_1 - b_2, \\ F_{1,3}(\infty) &= T_k(k_1 - k_3) - k_3\Delta T_2 + b_1 - b_3, \end{aligned} \right\} \quad (2.5)$$

где ΔT_2 — разность температур на базе l_2 .

Система уравнений (2.5) является определенной системой и решение ее позволяет получить искомые параметры.

Таким образом, использование новой конструкции измерительного зонда, в котором совмещены два термочувствительных элемента и остальные элементы находятся на определенном расстоянии друг от друга, позволяет производить одно температурное измерение в стационарном режиме, на основании которого получается определенная система линейных уравнений. Минимальное количество термочувствительных элементов, применяемых для определения температурного градиента, должно равняться трем, при этом не делается никаких допущений, связанных с распределением температур в придонном слое, и нет необходимости знать глубину внедрения зонда в морские осадки.

§ 3. Определение теплового потока в случае неустановившихся температур

Условимся, что теплофизические свойства донных отложений одинаковы, т.е. $\lambda_2^{(1)} = \lambda_2^{(i)} = \lambda_2$; $\kappa_2^{(1)} = \kappa_2^{(i)} = \kappa_2$. Примем далее, что теплофизические ко-

коэффициенты измерительного зонда равны между собой: $\lambda_1^{(1)} = \lambda_1^{(i)} = \lambda_1$; $\kappa_1^{(1)} = \kappa_1^{(i)} = \kappa_1$. При таких предположениях имеют место следующие соотношения:

$$I_1(\lambda_1^{(1)}, \kappa_1^{(1)}, \lambda_2^{(1)}, \kappa_2^{(1)}, a, t) = I_1(\lambda_1^{(i)}, \kappa_1^{(i)}, \lambda_2^{(i)}, \kappa_2^{(i)}, a, t) = I(\lambda_1, \kappa_1, \lambda_2, \kappa_2, a, t)$$

и для выражения выходного сигнала (1.1) непосредственно вытекает

$$F_{1,i}(t) = z_1^{(i)} + z_2^{(i)} \cdot I(\lambda_1, \kappa_1, \lambda_2, \kappa_2, a, t),$$

где

$$z_1^{(i)} = x_1^{(i)} = T_\kappa(k_1 - k_i) - k_i \Delta T_i + b_1 - b_i, \quad (3.1)$$

$$z_2^{(i)} = x_2^{(i)} - x_3^{(i)} = k_1(T_n - T_\kappa) - k_i(T_n - T_\kappa - \Delta T_i). \quad (3.2)$$

Эта система уравнений показывает, что для вычисления трех неизвестных величин T_n , T_κ , ΔT_i имеются два уравнения (3.1) и (3.2), т.е. система уравнений является неопределенной.

Для получения определенной системы уравнений необходимо внести изменения в конструкцию измерительного зонда, которые заключаются в следующем: 1) необходимо совместить два термочувствительных элемента; 2) теплофизические характеристики или радиус зонда в месте, где находятся совмещенные элементы, должны отличаться от теплофизических характеристик или радиуса остальной части зонда, в котором расположены различные на требуемую базу остальные термочувствительные элементы.

Эти изменения в конструкции измерительного зонда вытекают из выражения $\kappa t / a^2$, представляющего собой обобщенную переменную, которую принято называть критерием или числом Фурье. Воспользовавшись числами Фурье, требования, предъявляемые к конструкции измерительного зонда, можно записать в следующем виде: $\kappa_1^{(1)} / a_1^2 \neq \kappa_1^{(i)} / a_i^2$.

Следовательно, использование новой конструкции измерительного зонда, в котором совмещены два термочувствительных элемента и теплофизические характеристики или радиус в месте нахождения этих элементов отличаются от остальной части зонда, позволяет произвести одно измерение, регистрируя зависимость выходного сигнала измерительного прибора во времени. Полученные температурные данные позволяют определить геотермический градиент, термические характеристики морских осадков, величину теплового потока. Минимальное количество термочувствительных элементов равняется трем.

ЛИТЕРАТУРА

1. Веселов О.В., Волкова Н.А., Соинов В.И. Частотный кварцевый термометр для геотермических исследований // Методические и экспериментальные основы геотермии. — М.: Наука, 1983. — С. 21—24.
2. Еремин Г.Д. О методике морских геотермических исследований // Естественные геофизические поля дальневосточных окраинных морей. — Владивосток, 1977. — С. 91—95.
3. Еремин Г.Д. Определение разности температур (градиента) и теплофизических свойств донных отложений при геотермических исследованиях в океане // Океанология. — 1990. — Т. 30, № 2. — С. 338—342.
4. Еремин Г.Д. Вычисление температуры внутри неограниченного цилиндра // ИФЖ. — 1991. — Т. 61, № 2. — С. 325—326.
5. Еремин Г.Д. Новый способ определения теплового потока в океане // Тихоокеан. геология. — 1991. — № 2. — С. 109—115.
6. Еремин Г.Д. Определение теплофизических характеристик морских осадков // Там же. — 1992. — № 6. — С. 125—129.
7. Еремин Г.Д. Автоматизация измерений при геотермических исследованиях (теоретическое обоснование) // Там же. — 1993. — № 4. — С. 137—142.
8. Еремин Г.Д. О длительности измерений температурного градиента в океане // Там же. — 1993. — № 6. — С. 23—27.
9. Еремин Г.Д. Вычисление абсолютной погрешности разности температур при геотермических исследованиях // Там же. — 1994. — № 1. — С. 115—120.

10. *Ефимов А.В.* Измерение коэффициента теплопроводности донных отложений методом тонкого цилиндрического зонда в Индийском океане // *Океанология*. — 1967. — Т. 7, № 5. — С. 903—907.
11. *Карслоу Г., Егер Д.* Теплопроводность твердых тел. — М.: Наука, 1964.
12. *Любимова Е.А.* Термика Земли и Луны. — М.: Наука, 1968.
13. *Любимова Е.А., Александров А.Л., Дучков А.Д.* Методика изучения тепловых потоков через дно океанов. — М.: Наука, 1973.
14. *Матвеев В.Г., Рот А.А.* Применение кабельных зондов при комплексных геофизических исследованиях // Теоретические и экспериментальные исследования геотермического режима акваторий. — М.: Наука, 1991. — С. 121—127.
15. *Муница А.И., Добрянский Ю.П.* Ошибки измерения геотермического градиента, вызванные внедрением термоградиентографа // Геотермические исследования на дне акваторий. — М.: Наука, 1988. — С. 134—136.
16. *Хуторской М.Д., Кононов В.И., Поляк Б.Г. и др.* Тепловой поток через дно акваторий, омывающих полуостров Юкатан // Теоретические и экспериментальные исследования геотермического режима акваторий. — М.: Наука, 1991. — С. 182—207.

ИМГиГ ДВО РАН
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию
18 апреля 1994 г.

Eryemin G.D.

ON THE LOCATION OF THERMOSENSITIVE ELEMENTS
IN A MEASURING PROBE BY HEAT DETERMINATION
(*theoretical substantion*)

On the basis of the analysis of work of thermal measuring instruments it has been shown that an indefinite set of linear equations was used for the calculations of a geothermal gradient. When solving this problem the suppositions are made on the temperature distribution in a near bottom layer.

A variation in the mutual location of thermosensitive elements in the measuring probe allows to obtain a definite set of linear equations. The searched geothermal gradient is the solution of this set of equations.

УДК 550.361

В.И. Исаев, Н.А. Волкова

ПРИМЕНЕНИЕ КВАДРАТИЧНОГО ПРОГРАММИРОВАНИЯ
ДЛЯ РЕШЕНИЯ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ ГЕОТЕРМИИ

Обратная линейная задача нестационарной геотермии сформулирована как задача квадратичного программирования с линейными ограничениями на неизвестные. Для решения этой задачи на ЭВМ адаптирована программная реализация метода сопряженных градиентов, ранее разработанная для задач гравиметрии. Эффективность алгоритма иллюстрирована модельными примерами и решением задачи оценки влияния интрузии основного состава на температурный режим осадочного чехла.

Постановки обратной задачи геотермии локальных источников и методы ее решения на ЭВМ уже рассматривались. В [18, 19] в качестве модельного источника тепла используется неправильный горизонтальный полуцилиндр для условий конвективно-кондуктивного восходящего теплопереноса в плоскости. Рассматривается обратная задача в нелинейной постановке — определяются глубина (или плотность тепловыделения) и форма области размещения источника. Минимизация параметрического функционала осуществляется с помощью итерационного процесса на основе регуляризации А.Н. Тихонова. Опыт решения задачи представлен решениями простых тестов.

В [13, 14] используется модель источника сложной формы в двумерном и трехмерном пространствах. Источник набирается совокупностью прямоугольных призм, каждая из которых является нестационарным источником в условиях кондуктивного теплопереноса. Обратная задача решается в линей-

ной и нелинейной постановках. Для минимизации целевой функции применяется метод скорейшего спуска. Алгоритм опробован на модельных примерах. В [15] изложена методика применения автоматизированного подбора для интерпретации натуральных нестационарных геотемпературных аномалий. В [16, 29] приведены результаты изучения температурного режима литосферы активных регионов. В [17] количественными расчетами обоснована термодинамическая модель эволюции астенолитов. Согласно модели, астенолит формируется в течение первых десятков миллионов лет, имеет линейные размеры порядка 50 км и более, продукты магматической деятельности достигают подошвы земной коры перегретыми на 600—800°C.

В [25] реализована комбинированная методика численного моделирования стационарного теплового поля литосферы. Решалось двумерное уравнение теплопроводности с переменными коэффициентами. Для удовлетворения решения натурным наблюдениям варьировались параметры замкнутой области частичного плавления пород. Минимизация целевой функции осуществлялась с помощью подпрограммы стандартного математического обеспечения ЭВМ. В [26] на тех же данных Охотоморского региона решалось нестационарное уравнение теплопроводности. В результате моделирования положение кровли зоны частичного плавления характеризуется появлением 25 млн лет назад на юге Камчатки поднятия выше отметки 50 км.

В [2] предлагается интерпретацию нестационарных геотермических аномалий осуществлять с помощью метода регулируемой направленной кристаллизации, разработанного для решения обратной задачи гравиметрии [23]. Свободным параметром принимается T_a — аномальная температура источников, поле вычисляется по формулам из работы [13]. Алгоритм опробован на модельном примере. Авторы отметили [2], что априорная информация является решающим фактором повышения достоверности результатов интерпретации. Однако использованы лишь ограничения на связность источников и норму помехи в измерениях.

В настоящей статье приведены результаты решения обратной линейной задачи геотермии (относительно аномальной температуры источника), сформулированной как задача квадратичного программирования с линейными ограничениями на неизвестные. Для решения этой задачи адаптировано программное обеспечение, ранее разработанное для решения обратных задач гравиметрии [8, 9]. Адаптация программного обеспечения к тепловой модели осуществлена на ЭВМ ЕС в Информгеоцентре ГП Востокгеология.

Мы обратились к аппарату квадратичного программирования, так как опыт его применения [9] свидетельствует о существенно большей его эффективности по сравнению с алгоритмом безусловной минимизации и линейного программирования. Здесь же мы используем автоматизированную технологию многовариантного и имитационного моделирования [9]. Применение квадратичного программирования для решения обратной задачи геотермии демонстрируется на модельных примерах и решением практической задачи оценки перспектив нефтегазоносности осадочного разреза на Камчатке.

Постановка задачи и метод решения

Постановка задачи. Пусть геотемпературное поле обусловлено источником известной формы и местоположения. Известными являются время внедрения и теплопроводность среды K . Требуется по наблюдаемому полю T определить аномальную температуру внедрения источника T_a .

Источник аппроксимируется набором горизонтальных однородных призм с сечением в виде прямоугольника.

Пусть в источнике содержится j -я призма с известными: временем внедрения Γ_j ; глубинами залегания верхней и нижней кромок h_{1j} , h_{2j} ; положением боковых сторон x_{1j} , x_{2j} . Необходимо определить по геотемпературному полю T аномальные температуры T_{aj} всех призм.

В математическом плане задача сводится к решению системы линейных уравнений относительно T_{aj} .

$$\sum_{j=1}^N A_{ij} \cdot T_{aj} = T(X_i, Z_i), i = 1, \overline{M} \quad (1)$$

при условии выполнения ограничений

$$T_{aj}^{(н)} \leq T_{aj} \leq T_{aj}^{(в)}, \quad (2)$$

где N — количество призм, аппроксимирующих тепловой источник; A_{ij} — тепловое влияние j -й призмы с единичной аномальной температурой на i -ю термометрическую станцию с координатами x_i, z_i ; $T(X_i, Z_i)$ — наблюдаемое геотемпературное поле в i -й станции; $T_{aj}^{(н)}, T_{aj}^{(в)}$ — нижнее и верхнее предельные значения аномальной температуры призмы, формализующие априорные сведения количественного характера об аномальной температуре источника.

Число неизвестных N . Принимается, что $M > N$.

Элементы A_{ij} определяются выражением [10, 13]

$$A_{ij} = \frac{1}{4} \left[\Phi \frac{x_i - x_{1j}}{2\sqrt{H \cdot \Gamma_j}} - \Phi \frac{x_i - x_{2j}}{2\sqrt{K \cdot \Gamma_j}} \right] \left[\Phi \frac{z_i - h_{2j}}{2\sqrt{K \cdot \Gamma_j}} - \Phi \frac{z_i - h_{1j}}{2\sqrt{K \cdot \Gamma_j}} + \Phi \frac{z_i + h_{1j}}{2\sqrt{K \cdot \Gamma_j}} - \Phi \frac{z_i + h_{2j}}{2\sqrt{K \cdot \Gamma_j}} \right], \quad (3)$$

где Φ — интеграл вероятности.

Алгоритм решения. Систему линейных уравнений (1) можно записать в операторном виде

$$A_x = T, \quad (4)$$

$$x^{(н)} \leq x \leq x^{(в)}. \quad (5)$$

Далее задача сводится к задаче квадратичного программирования:

$$f(x) = \|A_x - T\|^2 + \alpha \|x - x_0\|^2 = \min \quad (6)$$

на множество точек (5), где x и x_0 — искомое и априорное значения неизвестных; $x^{(н)}, x^{(в)}$ — нижнее и верхнее допустимые значения неизвестных; A — линейный оператор, характеризующий геометрическую структуру источника; T — наблюдаемые величины поля; α — параметр регуляризации.

Для решения задачи (5) — (6) применяется метод сопряженных градиентов в обобщении В.И. Старостенко [22].

Алгоритм задачи реализуется с помощью внешнего и внутреннего циклов [22].

Внешний цикл. Минимизация функционала (6) на множество точек (5) производится на последовательности (α_p) , сходящейся к нулю. В качестве элементов такой последовательности используются члены геометрической прогрессии

$$\alpha_{p+1} = \mu \cdot \alpha_p, p = 0, 1, 2, \dots \text{ и } \mu = 0, 1. \quad (7)$$

Первоначальное значения α_p задается. Для каждого последующего $\alpha = \alpha_{p+1}$ в качестве начального приближения для минимизации функционала принимается элемент $x^{\alpha p}$.

Внутренний цикл. Определяется $x = x^{\alpha p}$ из условия

$$f(x) = \|A_x - T\|^2 + \alpha_p \|x - x_0\|^2 = \min \quad (8)$$

на множестве точек (5).

Замечание 1. Наложение ограничений выполняется формированием множества индексов из номеров неравенств и проверкой на каждой итерации принадлежности всех компонент предельным ограничениям. Учитывается не только переход некоторых неравенств в равенства, но и тенденция нарушить неравенства [22].

Замечание 2. Выход из итерационного процесса на внутреннем цикле может осуществляться, причем независимо, по следующим критериям:

1) по минимуму функционала, т.е. если $f(x_k) \leq f(x_{k+1})$, то x_k — решение задачи;

2) по достижению заданной величины ϵ , характеризующий градиент функционала $f(x)$;

3) по достижению $\beta(\alpha) = \|Ax^\alpha - T\|^2 \leq \delta^2 \cdot M$, где δ — заданная среднеквадратическая ошибка наблюдений T_i , $i = 1, M$;

4) по достижению разности между $\beta(\alpha)$ на двух смежных итерациях, равной или меньше $(\Delta\delta)^2 \cdot M$, где $\Delta\delta$ — заданная величина;

5) по заданному числу итераций внутреннего цикла.

В нашей работе наиболее широкое применение получили критерий 3 — критерий “невязки” и критерий 4 — “автоматический останов” ($\delta = 0,1^\circ\text{C}$).

В результате выполнения внутреннего и внешнего циклов строится последовательность $\{x_{\alpha_p}\}$, где $p = 0, 1, 2, \dots$. Выбор оптимального параметра $\alpha = \alpha_p = \alpha_{\text{опт}}$ производится с помощью квазиоптимального критерия Тихонова — Гласко

$$\delta(\alpha_{k_0}, \beta(\alpha)) = \min_p \max_j |x_j^{\alpha_{p+1}} - x_j^{\alpha_p}|. \quad (9)$$

Элемент x_{k_0} , соответствующий параметру α_{k_0} , является квазиоптимальным приближением к точке минимума функционала (6) и в соответствии с критерием (9) выбирается в качестве решения.

Результаты решения модельных задач

Вычислительные эксперименты на модельных задачах преследуют следующие цели. Во-первых, необходимо убедиться, что алгоритм квадратичного программирования обеспечивает получение регуляризованных решений. Во-вторых, необходимо изучить свойства этих решений и выработать рекомендации по применению алгоритма.

Вычисления выполняются на модельных примерах при достаточно узких ограничениях на искомые параметры ($\pm 200^\circ\text{C}$), отвечающих если не априорной геологической информации, то, по крайней мере, физическим предпосылкам.

Задачи решаются по точному полю, а также по полю с помехой $\pm 4^\circ\text{C}$ и $\pm 8^\circ\text{C}$, близкому к условиям натуральных наблюдений. Расчетный профиль отнесен на $Z = 3$ км. Помехи имеют нулевое математическое ожидание и нормальный закон распределения.

Начальный параметр регуляризации принимается равным 1000, 10 и нулю, т.е. решение без регуляризации по А.Н. Тихонову. “Останов” выполнен по критерию “невязки”, а также применяется “автоматический останов”.

Эффективность алгоритма иллюстрируется на примерах трех задач, отличающихся числом и структурой искомого параметров (рис. 1). Общими для всех задач являются область размещения возмущающего объекта, температуропроводность среды — $10^{-5} \text{ м}^2/\text{с}$, время внедрения объекта — 10^4 лет.

Решение задачи на однослойной модели. Тепловой источник аппроксимирован пятью элементарными призмами (см. рис. 1,Б), аномальные температуры которых требуется определить. Погрешность начального приближения аномальных температур составляет — 100°C . Во всех случаях задача решается при 31 геотемпературном наблюдении с равномерным шагом по профилю 1000 м (см. рис. 1,А). Результаты расчетов приведены в таблице.

Решение задачи на однослойной сложной модели. Тепловой источник аппроксимирован 50 элементарными призмами (см. рис. 1,В), аномальные температуры которых требуется определить. Погрешность начального приближения аномальных температур составляет — 100°C . Таким образом,

К решению обратной задачи на моделях

Характеристики алгоритма	Характеристики решения	Однослойная модель (5 аппроксимирующих призм)		Однослойная модель (50 аппроксимирующих призм)		Восьмислойная модель (40 аппроксимирующих призм)	
		Решение по полю с помехой, °С		Решение по полю с помехой, °С		Решение по полю с помехой, °С	
		±4,09	±8,17	±4,12	±8,27	±3,91	±7,82
$\alpha = 1000$, останов по критерию "невязки"	Средняя квадратичная погрешность восстановления аномальной температуры, °С	15	19	6	10	28	38
	Полученная "невязка" по полю, °С	3,88	7,94	4,11	8,23	3,55	7,73
	Число итераций	32	26	31	30	29	24
$\alpha = 10$, по критерию "невязки"	Погрешность, °С	15	19	6	10	28	38
	"Невязка", °С	3,88	7,94	4,11	8,23	3,55	7,63
	Число итераций	24	18	23	22	22	16
$\alpha = 0$, по критерию "невязки"	Погрешность, °С	18	19	6	11	28	31
	"Невязка", °С	3,93	7,96	4,11	8,23	3,82	7,25
	Число итераций	3	2	4	3	2	2
$\alpha = 0$, "автоматический останов"	Погрешность, °С	16	37	7	11	30	45
	"Невязка", °С	3,93	7,72	4,12	8,23	3,52	7,04
	Число итераций	3	4	3	3	3	4

решается задача в 50 неизвестных при 151 геотемпературном наблюдении с шагом по профилю 200 м. Результаты расчетов приведены в таблице.

Решение задачи на пятислойной модели. Тепловой источник аппроксимирован 40 элементарными призмами (см. рис. 1,Г), аномальные температуры которых требуется определить. "Ответ" задачи сконструирован таким образом (в аномальном отношении), что верхние слои источника более "горячие", бока более "холодные". Погрешность начального приближения аномальных температур составляет + 102°С. Решается задача в 40 неизвестных при 61 геотемпературном наблюдении с шагом по профилю 500 м. Результаты расчетов приведены в таблице.

Выводы. Результаты (см. таблицу) испытаний алгоритма квадратичного программирования позволяют сделать следующие выводы:

1) во всех приведенных случаях удастся получить устойчивые решения. С уменьшением интенсивности помехи в поле решения закономерно стремятся к точному, т.е. выполняется основной принцип регуляризации;

2) алгоритм обладает очень сильным свойством "авторегуляризации". Применение регуляризации по А.Н. Тихонову практически не влияет на решения. Применение параметра регуляризации приводит к существенному увеличению числа итераций за счет сильного "демпфирования" решения в окрестностях начального приближения, а следовательно к увеличению времени счета;

3) погрешность восстановления аномальной температуры аппроксимирующих призм в пределах теплового источника распределяется в значительной мере случайно, увеличивается по абсолютной величине при усложнении структуры источника, оставаясь практически приемлемой;

4) во всех случаях при $\alpha = 0$ обеспечивается "автоматический останов" алгоритма, достаточно точно соответствующий критерию "невязки". Это важно, так как для теплового поля затруднена оценка ошибки наблюдений.

Замечание 1. По точному полю для всех моделей получены очень точные решения и они не приводятся.

Замечание 2. Для всех случаев выполнялись вычисления и при очень широких ограничениях на искомые параметры ($\pm 700^\circ\text{C}$). Это приводило к практически аналогичным результатам и они не приводятся. Однако, когда во второй модели задавали "останов" по критерию "невязки" и при этом δ присваивалось значение меньше фактической ошибки наблюдений, то при ограничениях ($\pm 700^\circ\text{C}$) решение "разрушалось".

Замечание 3. Установлено, что "автоматический останов" при $\alpha \neq 0$ "работает" ненадежно, "останов" может произойти значительно раньше достижения "невязки", соответствующей фактической ошибке наблюдений.

Замечание 4. Установлено, что квазиоптимальный критерий (9) "работает" ненадежно, может быть выбрано решение, соответствующее "невязке", значительно большей фактической ошибки наблюдений.

Оценка влияния интрузивного тела на температурный режим осадочного разреза

По заказу Елизовской геофизической экспедиции авторами выполнялось плотностное моделирование осадочного чехла вдоль опорного профиля Долинновской площади (рис. 2, А). В восточной части профиля в палеогеновых отложениях в интервале глубин 2—5 км выявлено интрузивное тело, вероятно, основного и ультраосновного состава. Так как исследования вдоль профиля преследовали цель оценки перспектив нефтегазоносности, то необходимо было оценить изменения геотемпературного режима осадочного разреза в процессе седиментации, в том числе и температурное влияние интрузивного тела — локального источника.

Здесь имеется в виду оценка степени катагенетической преобразованности РОВ осадочной толщи, зависящей от максимальных палеотемператур [4, 11, 20]: $50\text{—}90^\circ\text{C}$ — верхняя зона интенсивного газообразования; $90\text{—}130(150)^\circ\text{C}$ — главная зона нефтеобразования; $150\text{—}200^\circ\text{C}$ — деструкция нефти с образованием газоконденсата, а затем — метана; температуры, превышающие 200°C — полная деструкция УВ.

Таким образом, принимая за известное местоположение интрузивного тела, необходимо рассчитать (путем решения прямых задач) температурные разрезы, порождаемые этим источником. До этого необходимо оценить аномальную температуру тела — T_a .

В качестве начальных условий принимаем мгновенное внедрение на уровни глубин 2—5 км магмы, находящейся при температуре плавления тугоплавкой фазы $T_{пл} = 1200^\circ\text{C}$ [3]. Во вмещающих породах принимается некоторое начальное нормальное распределение температуры — T_n . Тогда $T_a = 1200^\circ - T_n$. T_n , в свою очередь, складывается из температур, создаваемых радиогенными источниками тепла земной коры и стационарной составляющей теплового потока верхней мантии — T_{ϕ} , а также региональной нестационарной составляющей — T_p , обусловленной магматическими объектами (астенолитом [17]) в основании земной коры. Таким образом, $T_n = T_{\phi} + T_p$.

На первом этапе построено распределение T_{ϕ} в литосфере юга Камчатки (см. рис. 2, Б). Здесь основой послужили разрезы ГСЗ [1], оценки удельной теплогенерации пород различных слоев земной коры [21], теплопроводность kernового материала из осадочного чехла Мутновского месторождения парогидротерм, оценки теплопроводности по скоростям ГСЗ [6], решение одномерного уравнения теплопроводности. В итоге, на глубине 2—5 км $T_{\phi} = 50\text{—}100^\circ\text{C}$.

На фоне T_{ϕ} смоделированы долгоживущие магматические очаги в нижней коре и верхней мантии (см. рис. 2, В). Основой для построения априорной модели источника послужили данные ГСЗ, сейсмологии и гравиметрии [1, 12, 27]. Интерпретировалась региональная аномалия теплового потока [24]. Температура внедрения принималась равной 1300°C [28]. Отсюда для расчетов избыточная температура — 800°C . Продолжительность действия ис-

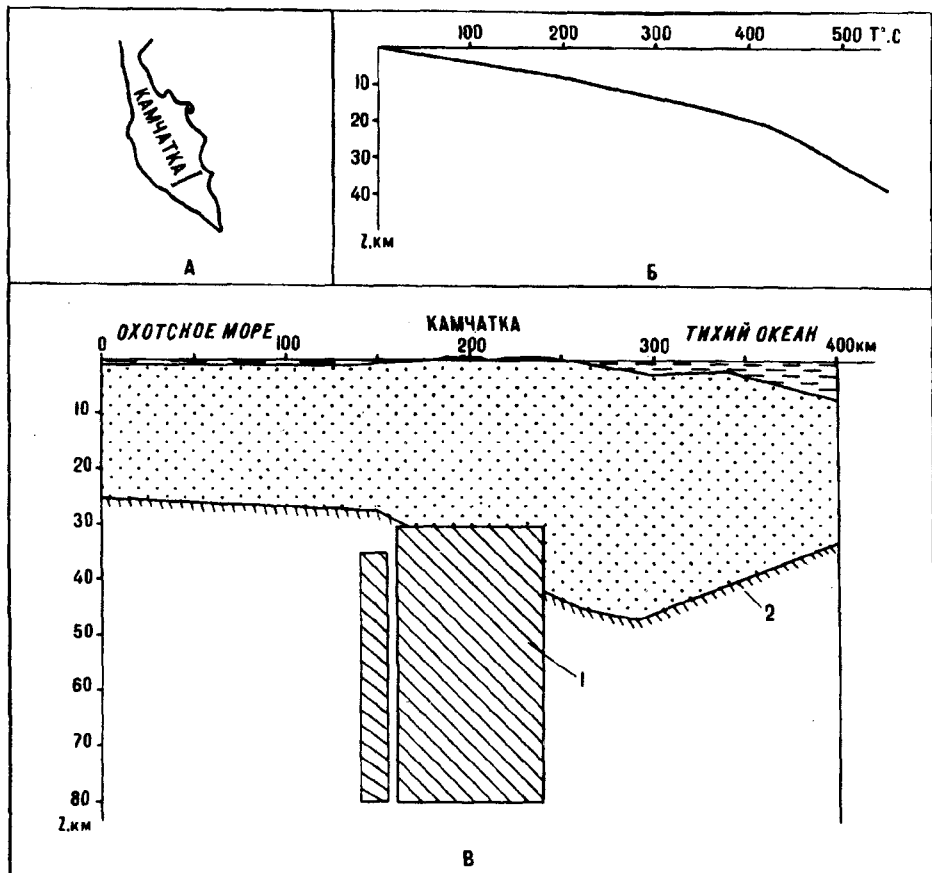


Рис. 2. Региональная тепловая модель юга Камчатки.

А — местоположение опорного профиля Долиновской площади; Б — радиогенное распределение температур; В — результаты интерпретации региональной тепловой аномалии: аномалеобразующий объект (1), граница Мохо (2).

точника после начала последней активизации оценена в 10 млн лет [7]. Тепловой эффект непрерывно действующего источника был смоделирован суммой эффектов от нескольких внедрений расплава в магматический очаг. Аномальная температура каждого последующего внедрения оценивалась с учетом T_{ϕ} и суммы остаточных температур всех предшествующих внедрений. Таким образом, уточнение геометрии и положения магматического очага осуществлено в рамках модели (1) — (2) решением серии задач (3), (5) — (6). Результат интерпретации (см. рис. 2, В) близок к результатам, полученным в [5, 25, 26, 29]. Отличие заключается в предположении времени начала действия источника. В итоге, расчет прямой задачи от смоделированного периодически включаемого источника дает на глубине 2—5 км $T_p \approx \approx 60 - 100^\circ\text{C}$.

Таким образом, получаем верхнюю предельную оценку начального нормального распределения температур во вмещающих породах $T_n = 200^\circ\text{C}$ и нижнюю предельную оценку аномальной температуры интрузивного тела $T_a = 100^\circ\text{C}$.

На рисунке 3, А показано положение интрузивного тела в разрезе опорного профиля Долиновской площади. Известно, что в течение миоцена палеогеновая толща размывалась. Величина размыва по палеотемпературным оценкам может составить до 2,2—2,5 км.

Полагаем, что на фоне активизировавшегося в верхнем миоцене описанного астенолита в палеогеновые осадки внедрилось интрузивное тело.

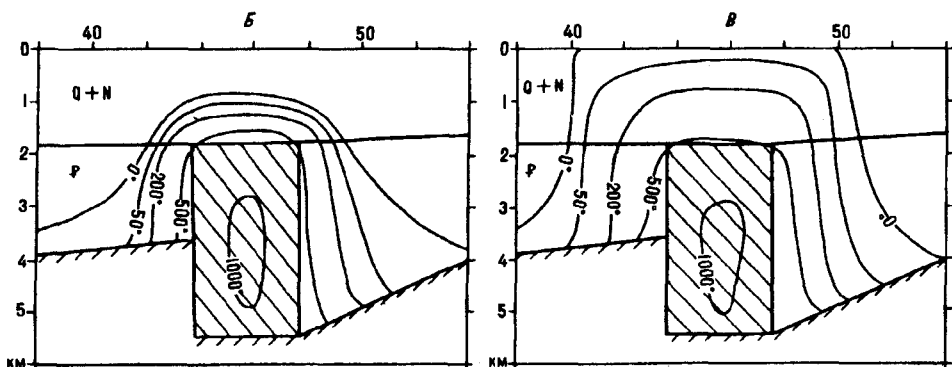
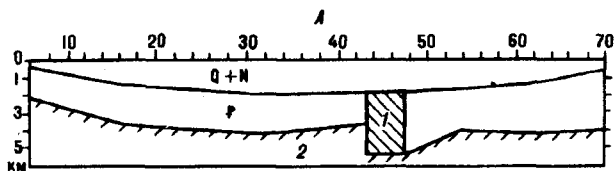


Рис. 3. Тепловая модель интрузии основного состава в осадочном разрезе Долиновской площади на Камчатке.

А — положение интрузивного тела в разрезе профиля; интрузия (1), складчатое основание (2); Б — максимальный прогрев осадков, если накопление неогеновой толщи происходило поверх остывающей интрузии; В — максимальный прогрев осадков, если внедрение интрузии произошло под толщу неогеновых осадков.

Рассматриваем два варианта внедрения и рассчитываем два варианта температурных разрезов: внедрение произошло в конце миоцена, так что неогеновые осадки накапливались поверх остывающей интрузии — вариант 1 (см. рис. 3,Б); внедрение произошло в более позднее время, когда осадочный слой в значительной мере сформировался — вариант 2 (см. рис. 3,В). Вариант внедрения в конце палеогена здесь не рассматривается, так как в этом случае температурный эффект вообще практически не достигнет неогеновых осадков из-за миоценового размыва.

Из рисунков, отражающих максимальный прогрев вмещающих и перекрывающих осадков, видно тепловое влияние интрузии. Если накопление неогеновых осадков происходило поверх остывающей интрузии, то тепловой эффект в неогеновой толще может распространиться по вертикали не более чем на 500—700 м, в течение 250—500 тыс. лет после внедрения. В современном разрезе эти тепловые эффекты должны отсутствовать. Если внедрение произошло под толщу неогеновых осадков, то тепловой эффект распространится по дневной поверхности. В современном разрезе он будет незначителен. Боковое влияние интрузии в обоих вариантах не превышает 1,5—2,0 км.

Приведенные варианты температурных распределений характеризуют минимальный и максимальный возможные эффекты от рассматриваемого интрузивного тела. Вероятно, на расстоянии 1—2 км от интрузии (внутри контура изолинии 200°C) возможные скопления УВ будут разрушены. Конструктивное тепловое влияние интрузивного тела на положение палеозон УВ-образования оценивается неопределенно по причине кратковременности и незначительности пространственных масштабов.

Здесь не рассматривается формирование и эволюция палеозон УВ-образования под воздействием T_{ϕ} , T_p и динамики седиментации, так как это тема отдельной статьи.

Заключение

1. Для решения нестационарной обратной задачи геотермии в линейной постановке адаптирована программная реализация алгоритма квадратичного программирования — алгоритма условной минимизации многопараметриче-

ского функционала методом сопряженных градиентов. Адаптирована в целом автоматизированная технология многовариантного и имитационного моделирования, разработанная ранее для решения обратных задач гравиметрии.

2. На модельных задачах показано получение регуляризованных решений, практически приемлемых по точности.

3. Однозначно формулируются рекомендации по применению алгоритма на натурных данных: $\alpha = 0$; "автоматический останок" ($\delta = 0,1 \text{ } ^\circ\text{C}$); тщательный количественный учет априорной геологической информации с помощью ограничений (2) на искомые параметры с тем, чтобы ограничения сужить.

4. Показана методика применения автоматизированной технологии геотемпературного моделирования для решения одной из задач оценки перспектив нефтегазоносности осадочного разреза активного региона.

Благодарим В.В. Мишина (г. Елизово) за давний совместный интерес к вопросам эволюции осадочных бассейнов, частично освещенным настоящей статьей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аносов Г.И., Биккенина С.К., Попов А.А. и др. Глубинное строение Южной Камчатки по данным ГСЗ // Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона / ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1980. — С. 65—75.
2. Балк П.И., Гольдшмидт В.И. Интерпретация нестационарных геотермических аномалий на основе анализа множества допустимых решений обратной задачи // Геофизич. журнал. — 1989. — № 3. — С. 52—60.
3. Быкова Ю.М., Зиньков В.В., Лукьянов А.В. Моделирование теплового режима в комплексе "дайка в дайке" // Геотектоника. — 1988. — № 1. — С. 24—33.
4. Вассович А.Б., Корчагина Ю.И., Лопатин Н.В., Чернышов В.В. Главная фаза нефтеобразования // Вестн. МГУ. Геол. — 1969. — № 6. — С. 3—27.
5. Веселов О.В., Красный М.Л., Гордиенко В.В., Загородняя О.В. Тепловая модель верхней мантии Охотоморского региона вдоль опорных геотравверсов // XV сессия Научного Совета СО АН СССР "Тектоника Сибири и Дальнего Востока", 9—12 сентября 1985 г. — Южно-Сахалинск, 1985. — С. 89.
6. Волкова Н.А. Модель теплопроводности земной коры Охотоморского региона // Геология и геофизика. — 1982. — № 5. — С. 92—97.
7. Егоров О.Н. Центры эндогенной активности (вулканические системы). — М.: Наука, 1984.
8. Исаев В.И. Построение региональных геоплотностных моделей методами математического программирования (на примере интерпретации гравитационного поля Дальнего Востока и сопредельных акваторий): Автореф. канд. дис. — Киев: Ин-т геофизики АН УССР, 1986.
9. Исаев В.И., Хростовская Н.В. О реализации на ЕС ЭВМ метода математического программирования для решения обратной задачи гравиметрии в линейной постановке // Разведочная геофизика: теория, методика, результаты. — Киев: Наук. думка, 1984. — С. 156—171.
10. Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. — М.: Наука, 1964.
11. Конторович А.Э., Трофимук А.А. Литогенез и нефтегазообразование // Горючие ископаемые. — М.: Наука, 1976. — С. 19—36.
12. Красный М.Л., Косыгин В.Ю., Исаев В.И. Оптимальная плотностная модель земной коры и верхней мантии вдоль геотравверса Камчатка—Тихий океан // Тихоокеан. геология. — 1985. — № 1. — С. 72—84.
13. Кутас Р.И., Корчагин И.Н., Цвященко В.А. Интерпретация нестационарных геотермических аномалий методом подбора // ДАН УССР, сер. Б. — 1985. — № 3. — С. 16—19.
14. Кутас Р.И., Цвященко В.А., Корчагин И.Н. Моделирование тепловых полей земной коры и верхней мантии // Изучение литосферы геофизическими методами (электромгнитные методы, геотермия, комплексная интерпретация). — Киев: Наук. думка, 1987. — С. 87—102.
15. Кутас Р.И., Цвященко В.А. Методика расчета температур в земной коре и верхней мантии // Там же. — Киев: Наук. думка, 1987. — С. 119—124.
16. Кутас Р.И., Цвященко В.А., Тарануха Ю.К. Тепловое поле и температурный режим литосферы Предкавказья // Геофизич. журнал. — 1991. — № 5. — С. 56—63.
17. Кутас Р.И., Чекунов А.В., Лялько В.И., Митник М.М. Термогеодинамическая эволюция астенолитов // Там же. — 1993. — № 4. — С. 3—12.
18. Лялько В.И. Теплоассоперенос в литосфере. — Киев: Наук. думка, 1985.
19. Лялько В.И., Сибирева О.Н., Шпорник З.М. Интерпретация геотермических аномалий с помощью решения обратных задач / ИГН АН УССР. — Киев, 1981.
20. Нестеров И.И., Шпильман В.И. Теория нефтегазоаккумуляции. — М.: Недра, 1987.
21. Пузанков Ю.М., Бобров В.Н., Дучков А.Д. Радиоактивные элементы и тепловой поток земной коры полуострова Камчатка. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1977.
22. Старостенко В.И. Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии. — Киев: Наук. думка, 1978.

23. *Страхов В.И., Лапина М.И.* О монтажном принципе построения решений обратной задачи гравиметрии // Геофизический сборник. — М., 1976. — С. 36—39.
24. *Туезов И.К., Веселов О.В., Липина Е.Н.* Тепловой поток запада Тихого океана, Востока Азии и Австралии / ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1984.
25. *Туезов И.К., Епанешников В.Д.* Численное моделирование стационарного теплового поля литосферы Охотского моря // Изв. АН СССР. Физика Земли. — 1987. — № 7. — С. 94—100.
26. *Туезов И.К., Епанешников В.Д.* Численное моделирование нестационарного теплового поля литосферы Охотского моря // Тихоокеан. геология. — 1991. — № 2. — С. 34—42.
27. *Фарберов А.И.* Магматические очаги вулканов Восточной Камчатки по сейсмологическим данным. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1974.
28. *Федотов С.А.* О входных температурах магм, образовании, размерах и эволюции магматических очагов вулканов // Вулканология и сейсмология. — 1980. — № 4. — С. 3—29.
29. *Яновский Ф.А., Сугробов В.М., Кутас Р.И., Цвященко В.А.* Температурное поле и геотермическая модель земной коры и верхней мантии Камчатского региона // Геофизич. журнал. — 1992. — № 5. — С. 14—26.

*ГП Востокгеология
Южно-Сахалинск*

*Поступила в редакцию
5 мая 1994 г.*

Isaev V.I., Volkova N.A.

**APPLICATION OF SQUARE PROGRAMMING FOR
THE SOLUTION OF THE INVERSE PROBLEM IN GEOTHERMY**

An inverse linear problem of non-stationary geothermy is formulated as a problem of square programming with linear limitation for undeterminate. Program realization of the method of conjugate gradients early devised for gravimetry has been adapted for the solution of this problem in computer. The algorithm efficacy is illustrated by model examples and by estimation of basic intrusion influence on the temperature regime of the sedimentary cover.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 549.372 + 553.411

С.В. Коваленко, В.И. Сапин, И.И. Фатьянов

КАНФИЛЬДИТ НА ОДНОМ ИЗ ЗОЛОТОРУДНЫХ ПОЛЕЙ
ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ

Впервые в составе золотой минерализации Приморья обнаружен канфильдит. Приведена его характеристика: химический состав, микропримеси, рентгенометрические данные, микротвердость. Проведен сравнительный анализ с канфильдитами Дальневосточного региона. Обращено внимание на металлогенические аспекты этого открытия.

Канфильдит — весьма редкий или редкий сульфостаннат серебра в рудных объектах Приморья. Обычно он присутствует в виде мелкой рассеянной вкрапленности в ассоциации с сульфидами; ранее обнаружен в касситерит-сульфидных рудах на Синанчинском, Интересном, Соболином, Силинском [5, 6] и Красногорском (по данным В.В. Раткина с соавторами, 1987 г.) месторождениях, отмечен также и на вольфрамовом Лермонтовском месторождении [1]. Ближайшие по отношению к Приморью золотосеребряные объекты, содержащие канфильдит, Карамкенское и Агатовское месторождения, расположены в Приохотье [3, 4, 7]. На Агатовском месторождении он отмечается в качестве второстепенного минерала в составе золотополибазитовой и карбонат-полиметаллической ассоциаций, а на Карамкенском — относится к главным минералам ранней продуктивной ассоциации вместе с некоторыми сульфидами, сульфосолями и электрумом.

В составе золотой минерализации Приморья канфильдит обнаружен нами в пределах Огневского рудного поля, приуроченного к одной из древних (докембрийских) структур региона — Сергеевскому выступу. Выступ весьма неоднороден по строению и составу. Он представляет собой блок в разной степени измененных, катаклазированных и милонитизированных среднеосновных пород, известных в литературе под названием “сергеевские габброиды”. Породы блока интродуцированы позднемезозойскими гранитоидами [2].

Рудное поле тяготеет к Огневскому гранитоидному массиву (рис. 1), сформировавшемуся в маастрихте (82—74 млн лет). Интрузив имеет небольшие размеры (5 км²), изометричную форму и простое строение. Он сложен среднезернистыми биотит-роговообманковыми гранитами лазовского комплекса, который характеризуется гомодромным развитием и относится к известково-щелочной серии пород. Комплекс специализирован на олово, вольфрам, серебро и висмут с тенденцией накопления рудных элементов в расплавах третьей фазы. По возрастному положению, а также ряду петрогеохимических признаков он параллелизуется с хорошо известным баппинским комплексом, широко развитым в центральном и северном Сихоте-Алине.

Оруденение сосредоточено в жилах малосульфидной золото кварцевой формации, с юга, юго-востока и востока полукольцом охватывающих Огневский массив и группирующихся при этом в ряд небольших золотоносных участков. Спектр рудных минералов в жилах довольно ограничен: пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, халькопирит, пирротин, марказит, золото. Проба золота в общем типична для среднеглубинного золото кварцевого

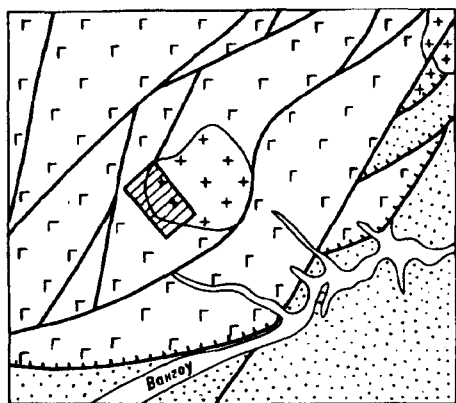


Рис. 1. Схема геологического строения Огневского рудного поля.

1 — докембрийские метаморфогенные средне-основные породы ("сергевские габброиды"); 2 — терригенные осадки кривинской серии (палеозойско-мезозойский аккреционный комплекс); 3 — позднемезозойские гранитоидные интрузии; 4 — четвертичные отложения; 5 — тектонические нарушения; а — надвиги; б — сдвиги и другие типы разрывов; 6 — участок с золотосеребряной минерализацией.

оруденения: на участке Смутный она составляет 762—875 единиц (средняя 830), Порожистый — 787—931 (873).

Золотосеребряное оруденение обнаружено на северо-западном продолжении жильной серии участка Смутный в западном эндоконтакте Огневского массива. Минерализация здесь сосредоточена в крутопадающих кварцевых жилах переменной мощности (от 0,2 до 8,0 м), образующих жильную свиту юго-восточного простирания,

прослеженную по поверхности почти на два километра. Примечательными особенностями свиты являются присутствие в жилах локальных зон с обильной канфилдитовой минерализацией, наличие достаточно крупных, до 5 мм, выделений канфилдита, главенствующая роль этого минерала в серебрности участка.

Минеральный состав руд золотосеребряного участка весьма беден. Основным жильным минералом является кварц, в качестве примеси присутствуют адуляр, серицит, в единичных зернах — альбит. Спектр рудных минералов также ограничен. Это пирит и арсенопирит — характерные минералы рудного поля, канфилдит и самородное золото — минералы, определяющие продуктивность жильной свиты. Можно предположить присутствие галенита (или продуктов его окисления) по достаточно высокому содержанию в рудах свинца (табл. 1). Золотосеребряная минерализация распределена весьма неравномерно. В отдельных пробах концентрация золота достигает 25 г/т, серебра — 900 г/т.

Наиболее обильные выделения канфилдита отмечены в одном из самых крупных рудных тел участка — жиле Скальная. Минерализация здесь обычно приурочена к зальбандам рудного тела, в которых интенсивнее, чем в центральной части жилы, проявлены катаклаз и дробление серовато-белого, белого, молочно-белого плотного кварца с частичной его перекристаллизацией в беловато-серый, серый разномзернистый агрегат, иногда состоящий из гемиидiomорфных кристаллов.

Канфилдит представлен ксеноморфными выделениями, размер которых колеблется в весьма широких пределах: от очень мелких частиц в сотые доли миллиметра до достаточно крупных зерен в 3—5 мм в поперечнике. Крупные зерна канфилдита тяготеют к новообразованному кварцевому агрегату, размещаясь в интерстициях между гемиидiomорфными кристаллами кварца.

Таблица 1

Химический состав золотосеребряной руды с канфилдитовой минерализацией

	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 ⁺	H ₂ O ⁻	п.п.п.	Σ
1	92,53	0,01	2,58	0,76	0,24	0,01	0,04	0,58	0,07	0,70	0,07	0,04	0,00	0,97	98,60
	Cu	Pb	Zn	Ag	V	Cr	Ni	Co	Mo	Sn	B	Ga	Li	I	As
2	40	500	60	≥ 10	25	50	5	не обн.	8	≥ 1000	55	10	10	20	3000

Примечание. 1 — химический анализ (в % массы). 2 — спектральный анализ (в 10^{-4} % массы); Ga, Li, I, As — оценка полуколичественная, остальные элементы — количественная. Полуколичественным спектральным анализом не обнаружены — W, Bi, Sb, Be, Se, Zr, Nb, Sr, Ge, Cd, Ti, Ta, Pt, Y, Yb.

Химический состав канфильдита

	Ag	Cu	Pb	Fe	Sn	Ge	S	Te	Se	Σ
1	71,75	Не обн.	Не обн.	Не обн.	11,77	Не обн.	15,89	0,31	0,22	99,94
	72,33	Не обн.	Не обн.	Не обн.	11,27	Не обн.	15,19	0,40	0,14	99,33
2	Mn	Pb	Ti	Be	As	Bi				
	100	400	30	2	200	3				

Примечание. 1 — рентгеноспектральный анализ на микрозонде JXA-5A (в % массы); 2 — полуколичественный спектральный анализ (в 10^{-4} % массы). Спектральным анализом не обнаружены Sb, Zn, Cr, Ni, Co, Pt, Mo, Ti, Zr, Ta, Sc, Ce, Y, Yb, Nb, La.

Интерстициальный характер подобных выделений канфильдита подчеркивается угловато-прямолинейными очертаниями его зерен в полированных шлифах.

По периферии зерен канфильдита развита тонкая, до 10 микрон, беловато-серая с зеленоватым оттенком кайма, представляющая фазу, образовавшуюся, вероятно, в зоне гипергенеза. Отражательная способность фазы несколько ниже, чем канфильдита; отмечается ее слабая анизотропия.

Канфильдит в отраженном свете серовато-белый. Изотропен. Внутренние рефлексы отсутствуют. Микротвердость при нагрузке 20 г колеблется от 125 до 149 кг/мм² и в среднем составляет 137 кг/мм² (10 замеров). Основные линии дебаеграммы: 3,21 (4), 3,08 (10), 2,46 (8), 1,912 (4), 1,830 (4).

В канфильдите участка в сравнении с теоретическим составом несколько больше олова, меньше — селены. Он не выделяется присутствием заметных количеств каких-либо изоморфных или иных примесей. Теллур и селен фиксируются в количестве десятых долей процента, свинец и мышьяк — сотых, титан — тысячных, висмут и бериллий — десятичных (табл. 2). Его кристаллохимическая формула — $Ag_{7,89-8,09}Sn_{1,15-1,18}(S_{5,71-5,88}Te_{0,03-0,04} \times Se_{0,02-0,03})_{5,76-5,95}$.

В сравнительном аспекте канфильдит Огневского рудного поля ближе всего к канфильдиту из касситерит-сульфидных руд Интересного и Красногорского месторождений (рис. 2). От канфильдитов других объектов Приморья, представленных или свинецсодержащей (Соболиное) или теллуристой (Силинское и Лермонтовское) разновидностями, он отличается относительной "чистотой" состава. Это же свойство отличает его и от канфильдита золотосеребряного месторождения Прихотья — Карамкенского, представленного селенистой разновидностью.

Появление оловосеребряной минерализации в золотых и золотосеребряных провинциях, на золоторудных и золотосеребряных объектах — явление в общем нетипичное, относящееся к разряду "аномальных". Причины, к этому приводящие, многоаспектны, их выявление требует всестороннего

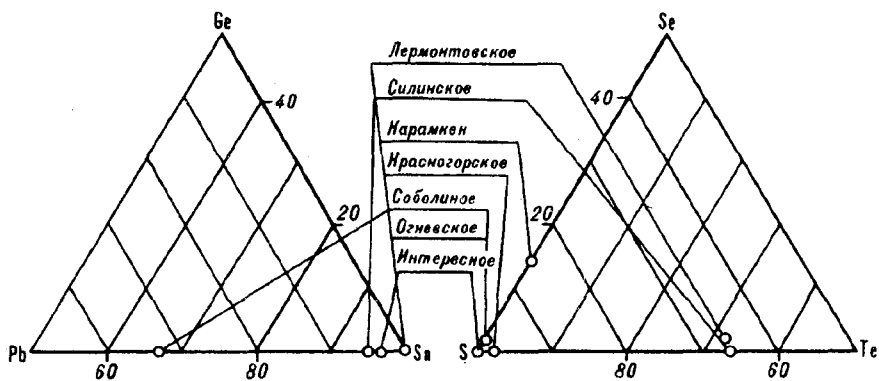


Рис. 2. Положение канфильдита Огневского рудного поля на диаграммах.

анализа. Вместе с тем, некоторые причинные связи в этой проблеме устанавливаются достаточно просто. Так, отрезок Охотско-Чукотского вулканогенного пояса с канфильдитовой минерализацией в золотосеребряных объектах граничит с оловорудной провинцией верхояно-чукотских мезозоид и, вероятно, наложен на эту складчатую структуру. Обнаружение оловосеребряной минерализации в пределах Сергеевского выступа, также относящегося к типично золотосным структурам, должно привлечь внимание исследователей и на металлогенические аспекты этого открытия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гвоздев В.И., Степанов Г.Н., Романенко И.М. Минеральные ассоциации теллуридов на одном из скарново-шеелитовых месторождений Приморья // Тихоокеан. геология. — 1992. — № 5. — С. 113—116.
2. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края // ДВГИ ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1987.
3. Некрасова А.Н. Особенности минерального состава руд Карамкенского золотосеребряного месторождения // Геология рудных месторождений. — 1972. — № 3. — С. 45—54.
4. Некрасова А.Н., Красильников А.А., Демин Г.П. Эндогенная рудная зональность на вулканогенном золотосеребряном месторождении // Сов. геология. — 1979. — № 2. — С. 105—110.
5. Радкевич Е.А., Лобанова Г.М., Томсон И.Н. и др. Геология свинцово-цинковых месторождений Приморья. — М.: Изд-во АН СССР, 1960.
6. Финашин В.К., Гвоздев В.И., Таскаев В.И. и др. Канфильдит // Новые и редкие минералы Дальнего Востока. — Владивосток, 1987. — С. 67—69.
7. Шишакова Л.Н., Эпштейн Ю.А. Минеральные ассоциации одного из золотосеребряных месторождений Северного Приохотья и особенности их размещения в рудном поле // Минеральные типы рудных месторождений в вулканогенных поясах и зонах активизации северо-востока Азии. — Владивосток, 1983. — С. 51—70.

ДВГИ ДВО РАН
Владивосток

Поступила в редакцию
21 апреля 1994 г.

S.V. Kovalenko, V.I. Sapin, I.I. Fatyanov

CANFIELDITE IN ONE OF THE GOLD-ORE FIELDS IN SOUTH PRIMORIE

Canfieldite has been first found in the gold mineralization composition of Primorie. We give its characteristics: chemical composition, microadmixture, rontgenometric data, microhardness. Comparison with canfieldite of the Far East region was carried out. Attention was paid to metallogenic aspects of this discovery.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.248.1 (519.3)

Чу Ен Чиль, Пек Ю Сен, Тонван Ги Ун, Ли Вон Гук,
Р.М. Семенов

НЕОТЕКТОНИКА КОРЕИ

(дискуссия по поводу статьи Ли Дюк Нама)

Критически рассмотрены выводы по неотектонике Кореи, изложенные в статье Ли Дюк Нама. Предложена точка зрения авторов на неотектонику Кореи, полученная на основе большого фактического материала. Установлено, что неотектонический этап в Корею продолжается в течение неоген-четвертичного периода, а не в послераннечетвертичное время, как полагает Ли Дюк Нам. За это время были сформированы основные новейшие структуры (морфоструктуры) земной коры. В их формировании участвовали не только вертикальные, но и горизонтальные тектонические движения.

Как известно, под новейшими тектоническими движениями понимаются движения, в результате которых формируются главные морфоструктуры земной поверхности. Известно также, что начало новейшего тектонического этапа и его продолжительность для разных регионов различны. Как правило, неотектонической активизации предшествует период относительного тектонического затишья разной продолжительности, в результате которого на обширных территориях формируются выровненные аккумулятивно-денудационные поверхности вплоть до пенеппенов. Время, когда начинают проявляться активные тектонические движения, деформирующие эти поверхности, принимается за нижнюю возрастную границу неотектонического этапа, а его продолжительность исчисляется периодом формирования современных морфоструктур земной поверхности [11].

Основываясь на этом определении неотектоники, Ли Дюк Нам [8] считает, что неотектонические движения, в результате которых были сформированы основные морфоструктуры земной поверхности Корейского полуострова, проявляются начиная с послераннечетвертичного до настоящего времени. В плиоцене, по его мнению, территория Кореи представляла собой пенеппен, покрытый обширным мелководным бассейном, в котором шло накопление нижнечетвертичных отложений. В результате последующих вертикальных тектонических движений эти отложения были перемещены на различные гипсометрические уровни, которые отмечаются в современном рельефе. С одной стороны, они распространены близ побережья моря на абсолютных отметках близких к 0 м, с другой, — отмечаются в виде останцов на высокоподнятых блоках в хребтах Хамген, Пуджоллен, Тхэбексан, Нанним, Пультхасан, Чонбансан и др.

Кроме того, Ли Дюк Нам считает, что широко распространенные покровы нижнечетвертичных платобазальтов "... поднимаются с побережья моря через хр. Хамген (г. Кувесанвон), плато Кэма на г. Пэктусан" [8. С. 6, рис. 2, 4]. Причем разновысотное положение потоков, по его мнению, обусловлено разноамплитудными вертикальными неотектоническими движениями.

Вывод Ли Дюк Нама о том, что неотектонические движения в Корею, в результате которых на выровненной плиоценовой поверхности были сформированы горные хребты высотой до 2500 м с относительными превышениями до 1000 м, проявились в постплейстоценовое время, на наш взгляд,

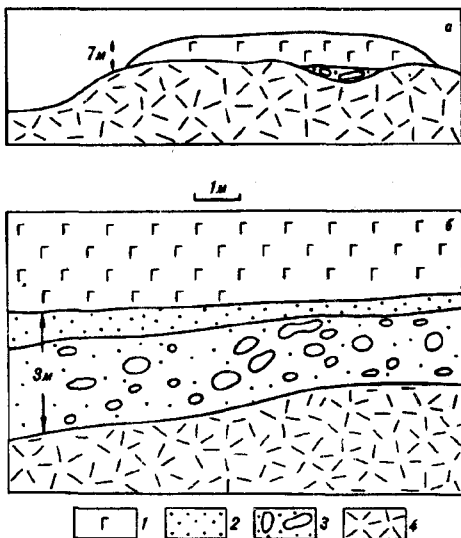


Рис. 1. Взаимоотношения между нижнетертичными базальтами, плиоценовыми кварцевыми порфирами (а) и аллювиальными отложениями (б).

1 — нижнетертичные базальты, 2 — нижнетертичные песчаные отложения, 3 — нижнетертичные галечниковые отложения, 4 — плиоценовые кварцевые порфиры.

является не обоснованным. В имеющихся к настоящему времени публикациях, касающихся неотектоники Кореи [2—4, 6, 7, 9, 12—19], продолжительность неотектонического этапа определяется значительно шире и охватывает, по крайней мере, неоген — четвертичный период.

Исследования авторов данного сообщения по региональной неотектонике Кореи позволяют высказать ряд критических замечаний по поводу

выводов Ли Дюк Нама и на основе большого фактического материала представить свою точку зрения на неотектонику Кореи. При этом особое внимание мы уделили рассмотрению плиоцен-раннечетвертичного рубежа, с которого Ли Дюк Нам ведет отсчет неотектонического этапа.

Исследование рыхлых кайнозойских отложений позволяет нам сделать вывод о том, что период относительного тектонического покоя на территории полуострова отмечался в начале третичного периода, когда шло региональное выравнивание существовавшего к тому времени рельефа и повсеместное образование кор выветривания. Несмотря на это, полного сглаживания до стадии пенеплена не произошло, и к концу периода рельеф представлял собой приподнятую над уровнем моря равнину с останцовыми горами высотой до 1000 м, которые отчетливо выделяются на обобщенных геолого-геоморфологических профилях. Активизация тектонических движений намечалась в середине миоцена. После этого вплоть до настоящего времени длительной и региональной планации рельефа не отмечалось. Именно за неоген-четвертичный период и были сформированы основные морфоструктуры, выраженные в современном рельефе горными хребтами, равнинами и впадинами. Этот вывод согласуется с данными по формированию Японского моря. По мнению М.П. Антипова [1], резкие и кратковременные опускания дна моря происходили на рубеже раннего и среднего миоцена и в позднечетвертичное время, в результате сформировался обширный Япономорский бассейн.

Рассмотрим вопрос о существовании региональной поверхности выравнивания, которая, по мнению Ли Дюк Нама, была на территории Кореи в плиоцене. Для этого проведен анализ распространения, литолого-фациального состава и мощностей нижнетертичных отложений.

Прежде всего, следует отметить, что плиоценовый период на Корейском полуострове характеризовался не тектоническим покоем, при котором шло формирование региональной поверхности выравнивания и образование кор выветривания, а тектономагматической активизацией. В это время в ряде мест (плато Кэма, район Хонвона, Кымя, Кильчжу-Менчхон) отмечалось излияние эффузивов, представленных риолитами, трахитами, кварцевыми порфирами, базальтами и их туфами. Причем мощность чхильбосанского комплекса у г. Чхильбо составляет 1000—2000 м. В это же время излияния базальтов и андезитобазальтов отмечались и в смежных приморских районах СССР [6].

После излияния плиоценовых эффузивов регионального выравнивания рельефа и образования кор выветривания не было. Об этом свидетельствует то, что плиоценовые толщи после излияния не были подвержены существенному выветриванию и несогласно перекрываются нижнетертичными отло-

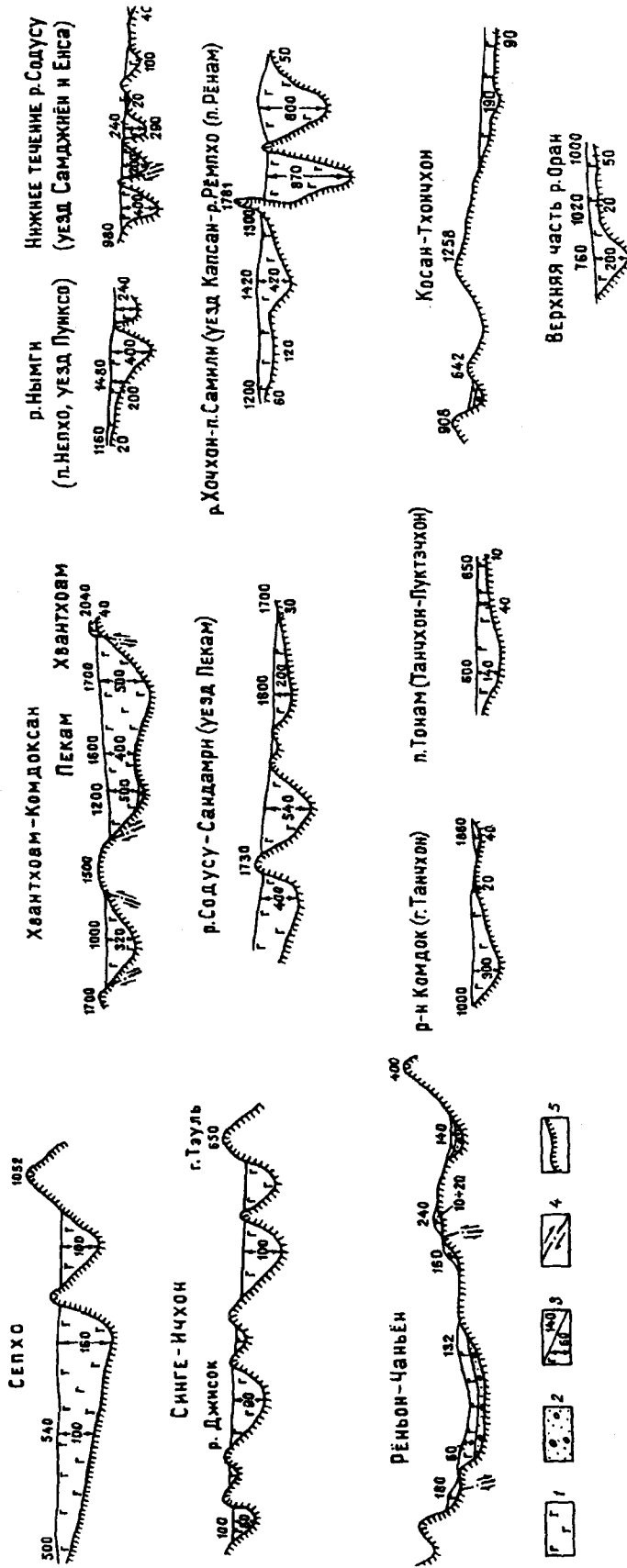


Рис. 2. Рельеф до и после излияния плиоцен-нижнечетвертичных базальтов.

1 — плиоцен-нижнечетвертичные базальты, 2 — нижнечетвертичные базальты, 3 — абсолютные отметки поверхностей и мощность базальтов в м, 4 — разломы и направление движения по ним, 5 — рельеф до излияния плиоцен-нижнечетвертичных базальтов.

Изменения мощности базальтовых потоков и относительная высота добазальтового рельефа

Район	Мощность базальтовых потоков, м		Разность в мощности базальтовых потоков, м	Высота останцовых вершин, непокрытых базальтами, м	Относительная высота рельефа до излияния базальтов, м
	максимальная	минимальная			
1	2	3	4	5	6
1. Тонхунри	800	60	740	460	1260
2. Тонджон	520			510	1030
3. Самджиен	460	120	340	960	1420
4. Пэксабон	310	100	210	367	677
5. Чегарен	400	15	385	30	430
6. Джинсан	340	60	280	210	550
7. Кваткибон	430			100	530
8. Синбокджан	360	40	320	808	1168
9. Пэгам	380	30	350		380
10. Капсан	360	40	320		360
11. Садзидон	10			10	20
12. Рипхен	100	70	30	200	300
13. Чунпхенджан	140	40	100	500	640
14. Хамджонпхори	300	20	280	280	580
15. Вондокжан	300	40	260	755	1055
16. Хучхирен	120	50	70	380	500
17. Вонпхендон	200				200
18. Сингванвон	240	20	220		240
19. Самдокри	300	20	280	20	320
20. Саняндэ	400	40	360		400
21. Енам	350	30	320		350
22. Почхомбо	300	40	260	30	330
23. Юпхен	300	20	280	80	380
24. Пхоансори	200	20	180	100	300
25. Репхондон	300	20	280		300
26. Хесан	80				80
27. Пхунсо	120	20	100	740	860
28. Опхенри	130	40	90		130
29. Пхунсан	100	20	80	500	600
30. Сампхосан	180	40	140		180
31. Фучхангангу	60	40	20		60
32. Чунган	160	20	140		160
33. Манхындон	40	20	20	380	420
34. Часон	60				60
35. Фучхан	70				70
36. Сонджондон	320	70	250	700	1020
37. Синпха	100	10	90	200	300
38. Чонсанрен	300	80	220	600	900
39. Чонпхо	140	60	80	240	380
40. Косанри		0,5			
41. Джичхори	15			540	555
42. Хвапхен	440	20	420		440
43. Номсадон	200	40	160	400	600
44. Тхосондон	100			300	400
45. Вивон	20				20
46. Саннонри	100				100
47. Оджокри	300	40	260	300	600
48. Танчхон	40				40
49. Даптон	110	50	60	610	720
50. Кильчжу	200	20	180		200
51. Менчхон	240	20	220	220	460

1	2	3	4	5	6
52. Ким-Чхэк	40				40
53. Ким-Чхэк-Рендэдон	40			100	140
54. Пхогори	200	60	140		200
55. Ренджин	20				20
56. Хонвон	7				7
57. Куктон	120	60	60	460	580
58. Джедок	280				280
59. Хвасон	200	40	160	200	400
60. Юсон	5			650	655
61. Онсон	200	40	160	160	360
62. Фунюн	300	60	240	160	460
63. Сэпель	140			400	540
64. Оран	100	30	70		100
65. Джумаккори	210	20	190		210
66. Кымя	100	20	80		100
67. Тхончхон	190	20	170	536	726
68. Коксан	100	60	40		100
69. Октонри	100	20	80	160	260
70. Реньон-Чаньен	10				10
71. Монгымпхо	40				
72. Чинганпхо	20				
73. Сепхо	160	10	150		

жениями. Так, в районе с. Цензинри (уезд Хонвон, провинция Южный Хамген) невыветрелые плиоценовые кварцевые порфиры перекрыты нижнечетвертичными базальтами (абс. возраст 1,08 млн лет) и галечниковыми отложениями (рис. 1).

О плиоценовом рельефе можно с уверенностью судить на основании исследований пространственного положения и мощностей потоков верхнеплиоцен-нижнечетвертичных базальтов, покрывающих плиоценовый рельеф.

По мнению Ли Дюк Нама, в нижнечетвертичное время выровненная поверхность территории Кореи была бронирована обширными полями платобазальтов, которые в процессе послераннечетвертичных тектонических движений были деформированы, вследствие чего в современном рельефе располагаются на разных гипсометрических уровнях [8. Рис. 4]. Причем мощности базальтовых потоков, по его мнению, на больших расстояниях почти не изменялись.

По нашему мнению, большой вертикальный разнос в размещении базальтовых потоков, показанный Ли Дюк Намом на рис. 4, ничего общего не имеет с их вертикальными тектоническими перемещениями. Объясняется это двумя причинами. Во-первых, на разрезе Ли Дюк Нам отобразил без разделения как долинные, так и платобазальты. А как будет показано далее, изливаясь на довольно расчлененный рельеф, нижнечетвертичные базальты уже изначально оказывались на разных гипсометрических уровнях. Во-вторых, впечатление значительных вертикальных разносов базальтовых потоков на профиле Ли Дюк Нама усиливается большой разницей вертикального и горизонтального масштабов. Построенные нами разрезы, с учетом этих замечаний, дают более объективную картину (рис. 2).

Собранный нами материал свидетельствует о том, что мощности базальтовых потоков на территории северной части Кореи изменяются в значительных пределах: в глубоких эрозионных долинах они намного превышают таковые на водоразделах и плато. Так, на плато Кэма средняя мощность потоков составляет 200—300 м, при максимальной 520—800 м, а минимальной 20—40 м. В районе Тонхунри разность в мощностях достигает 740 м.

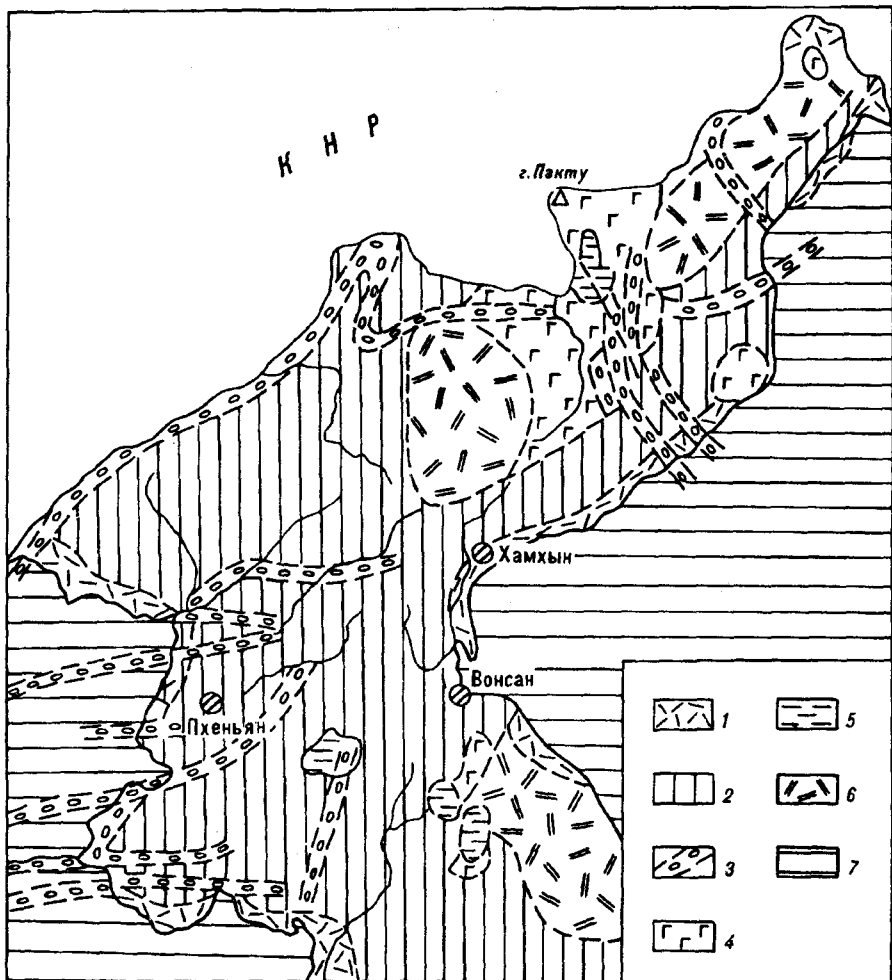


Рис. 3. Палеодолины раннечетвертичного времени Северной Кореи.
 1 — равнины, 2 — горы, 3 — русла рек, 4 — базальты, 5 — озера, 6 — плоскогорья, 7 — море.

Северо-восточнее плато Кэма средняя мощность потоков составляет 100—200 м, максимальная достигает 300 м, а минимальная — 20 м. В центральной части Кореи соотношение мощностей составляет 190 и 10 м.

Таким образом, изменение мощностей базальтовых потоков колеблется в широких пределах (см. таблицу). Это обусловлено тем, что излияния базальтов происходили не на выровненную поверхность, а на сложный среднегорный рельеф с относительными превышениями от 420 до 1350 м. При этом базальтовые потоки, изливаясь, сначала заполняли речные долины, а затем, соединяясь друг с другом, покрывали водоразделы, образуя широкие поля платобазальтов. Так, в северной части плоскогорья Кэма долины рек до излияния базальтов имели субмеридиональное направление. Одна из таких долин располагалась в 10—30 км западнее р. Содусу, а другая (р. Почхонбо) — на расстоянии 50—60 км. Мощности базальтовых потоков в центре долин достигают 350—540 м, а на бортах — лишь 40—50 м, что свидетельствует о том, что относительные превышения рельефа здесь в то время достигали 300—500 м.

В южной части плато Кэма существовали четыре долины. Первая с востока долина сохранилась в береговой части р. Танчхонбуктэ и на востоке вершины Чимбон, а четвертая долина — в верхней части р. Хочхон и близ вершины Бэкмо (уезд Пхунсан). До заполнения долин базальтами от-

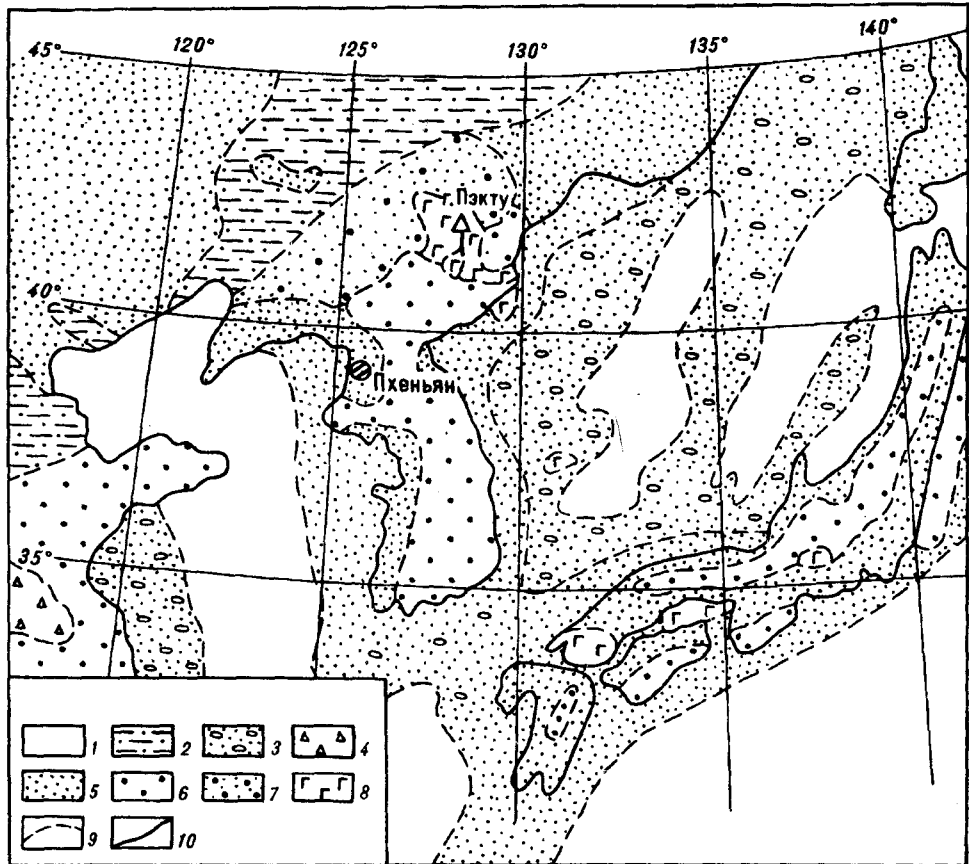


Рис. 4. Палеогеографическая схема для раннечетвертичного времени Кореи и прилегающих территорий.

1 — море, 2 — озерно-речные равнины, 3 — аккумулятивные равнины, 4 — пролювиально-аллювиальные равнины, 5 — денудационные равнины, 6 — горы, 7 — предгорья, 8 — базальты, 9 — границы типов рельефа, 10 — современная береговая линия.

носительные превышения рельефа были следующие: в первой долине (оз. Ганзан Сандо, уезд Пэкам) — 300—550 м, во второй (юго-западная часть Пэкама) — 400—600 м, в третьей (северная часть р. Танчхонбуктэ) — 300—320 м и в четвертой (верхняя часть р. Чонхон) — 100—360 м (рис. 3).

Мощность базальтовых потоков в речных долинах района г. Садок изменяется от 35 до 200 м, причем уменьшение идет с северо-востока к юго-западу. В этом же направлении отмечается снижение высот коренных пород, на которых залегают базальты. Это свидетельствует о том, что базальтовые потоки текли по долине р. Амнок.

Базальты района Чхосан перекрывают аллювиальные пески и галечники, которые сохранились в борту р. Амнок на высоте 60 м. В то же время, останцы базальтов встречаются и в днище долины реки. Поскольку тектонических нарушений в базальтах не отмечается, следует предполагать, что эти потоки являются эффузивами, вытекающими из отдельных вулканических центров плато Пэкту и Кэма, которые текли по долине в западном направлении.

Далее Ли Дюк Нам утверждает, что рыхлые нижнечетвертичные отложения накапливались на выровненной плиоценовой поверхности в обширных мелководных водоемах, покрывающих значительную часть территории. Затем в результате четвертичных тектонических движений они разнесены на разные высотные уровни от побережья до высокогорных плато с абсолютными отметками до 2200—2500 м.

По нашим данным, нижнечетвертичные отложения представляют собой речной аллювий, аккумулярованный в отдельных долинах. В северной части Кореи в раннечетвертичное время большая часть территории представляла собой горный рельеф, лишь по краям которого были распространены равнины [16, 19] (рис. 4). Об этом свидетельствуют данные по фациальному составу отложений этого времени: нижнечетвертичные отложения представлены разнозернистыми песками, галькой и глинами.

Нижнечетвертичные отложения долины р. Амнок в районе г. Садок (уезд Хвапхен) на высоте 1255 м покрыты базальтами (площадью 15 км²) и представлены следующим разрезом (сверху вниз):

1. Суглинок желто-коричневый и желто-серый с включениями гальки (5 % от общего объема)	0,5 м
2. Песок желто-коричневый с галькой (в нижнем слое гальки — 20—30 %, в верхнем — 10—25 %. Размер галек 3—7 см, максимальный — 25—30 см. Галька хорошо окатанная)	1,5 м
3. Песчаные светло-бурые глины	1,2 м
4. Кора выветривания архейского гранита	3,2 м
Мощность разреза	

Ниже по течению р. Амнок нижнечетвертичные аллювиальные отложения сохранились в виде останцов террас на высоте 80—90 м. Эти террасы переходят через Амнок и на реках в горном массиве Чханбэк на территории Китая встречаются в виде третьей террасы высотой 60—70 и 100—120 м [15].

В средней части Кореи, северо-восточнее р. Чхончхон, в раннечетвертичное время речные долины имели субширотное направление. Они являлись притоками палеореки Тэдонган на западном склоне неогенового сводового поднятия хребтов Пукдэбон и Ахобирен (см. рис. 3, 4).

Долина р. Токчхон-Гузан существовала еще до формирования хр. Мехян и имела ширину 3—5 км [17]. Нижнечетвертичные аллювиальные отложения (унпхенринская толща) у с. Унпхен (г. Токчхон) имеют следующий разрез (сверху вниз):

1. Суглинки светло-коричневые	0,3 м
2. Суглинки красно-коричневые	0,2 м
3. Суглинки красно-коричневые с включением гальки (размер галек 25—30 см, содержание 30 %)	0,3 м
4. Песчаные гальки красно-коричневого цвета (размер галек 1—5 см, содержание 45 %). В межгалечном пространстве находятся песчаные глины и глинистые пески красно-коричневого или светло-красно-коричневого цвета	0,7 м
5. Суглинки с включением гальки (размер галек 10—40 см, содержание — 10 %)	0,8 м
6. Супеси красно-коричневые с включением галек	0,9 м
7. Суглинки красно-коричневые с включением галек	0,3 м
Мощность разреза	3,5 м

Отложения унпхенринской толщи развиты также в районах Пукчхана, Мэнсана, Гузана и Унсана (г. Сунчхон). Они являются аллювиальными полициклическими, нижняя часть разреза состоит из песка, галек и глинистого материала, а верхняя — из глин и песчаных глин. Мощности унпхенринских отложений в г. Токчхон составляет 6—15 м, а ширина распространения — 1,3—2,5 км. Поскольку они не ограничены разломами, их ширина распространения, по-видимому, соответствует ширине палеодолины, в которой они аккумуляровались.

Унпхенринские отложения в долине р. Чхонсон сохранились в виде террас высотой 80 м.

Древняя речная долина, сохранившаяся в южной борту р. Сохын, ранее до образования хр. Чуян соединялась с р. Намдэ (Чханен). Вероятно поэтому древняя речная долина района Канрен является продолжением долины района Ондин.

Таким образом, нижнечетвертичные отложения в Корею являются речными аккумулятивными, формировавшимися в условиях горного рельефа, а не в обширных озерных водоемах, покрывающих территорию Кореи, как предполагал Ли Дюк Нам. На это указывает их фациальный состав, пред-

Рис. 5. Схема тектонических напряжений, формирующих морфоструктуры.

1 — оси сводовых поднятий, 2 — направления сжатия, 3 — направления движения по разломам, 4 — направления трещин отрыва, 5 — предполагаемые глубинные разломы.

ставленный континентально-руслowymi, а не озерными отложениями, накопление которых происходило в условиях окисления (речные — желто-коричневого и коричневого цветов), а не восстановления (озерные — серого цвета).

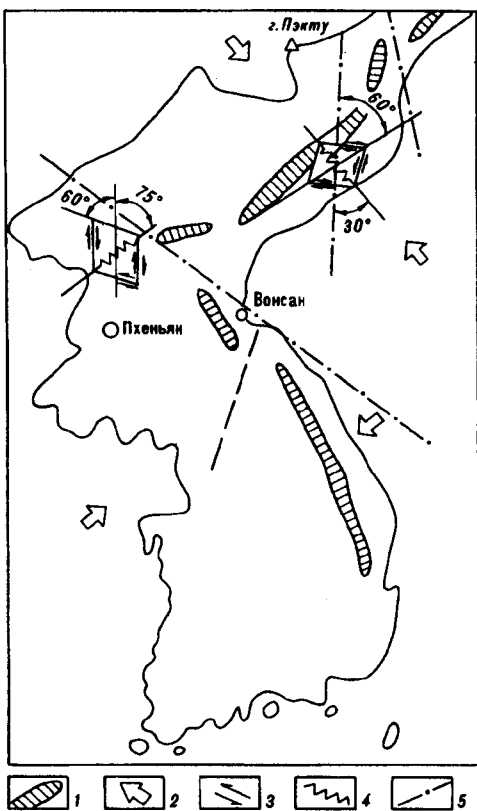
В формировании современной морфоструктуры Кореи, по мнению Ли Дюк Нама, участвовали исключительно вертикальные тектонические движения. Нам же представляется, что наряду с вертикальными в неотектонический этап активно проявлялись и горизонтальные движения, связанные с движением плит (рис. 5).

Основные морфоструктуры Кореи как бы разделяются на две части: северную и южную. Граница между ними проходит примерно по линии Вонсан — Чхонсон и протягивается в северо-западном направлении от восточного побережья Кореи к р. Амнок. В структуре земной коры она совпадает с северо-западным глубинным разломом, выделенным по геофизическим данным. К нему приурочено резкое изменение мощности земной коры. В поверхностной структуре граница между северной и южной частями выражена относительным понижением в рельефе, ориентированным в северо-западном направлении. В западной части с ней связана серия кайнозойских разломов северо-западного направления (Чхонсон-Унсанский, Нонкольский, Сакчжу, Тэванский).

В северной, относительно Чхонсон-Вонсанской линии, части главные положительные морфоструктуры ориентированы в северо-восточном направлении, а в южной — в северо-западном. Их формирование, вероятно, обусловлено поддвигом Тихоокеанской океанической плиты под материковую плиту, на которой расположены Корея и Китай. Таким образом, в северной части направление максимального тектонического напряжения сжатия ориентировано на северо-запад по азимуту 320° , а в южной — на юго-запад 240° (см. рис. 5). Поэтому хребты, изменяющие свои направления с северо-восточных на юго-восточные, образуют горную дугу, своей выгнутой частью обращенную на запад. Вполне вероятно, что ее возникновение обусловлено горизонтальными тектоническими напряжениями, возникающими при движении плит к западу под материк.

Одновременно с формированием положительных морфоструктур на территории Кореи развивались и отрицательные, выполненные толщами рыхлых отложений. Мощности коррелятивных отложений во впадинах, как правило, характеризуют, с одной стороны, амплитуды прогибаний их днищ, а с другой, — величины горных поднятий.

Максимальные амплитуды новейших поднятий в центральной части Северной Кореи составляют 1900—2300 м, а наибольшие мощности неоген-четвертичных отложений достигают 1900 м (менчхонская свита в Кильчжу-Менчхонском грабене). Северо-восточнее и юго-восточнее уменьшаются



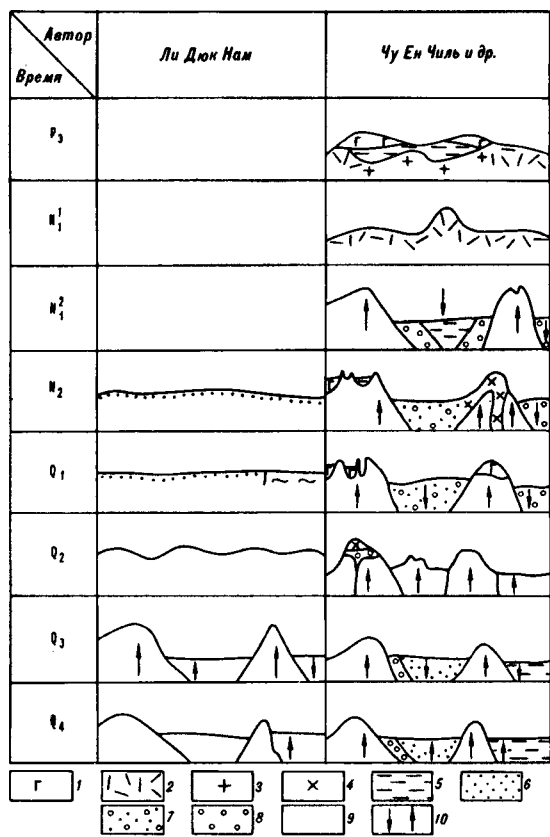


Рис. 6. Этапы формирования современного рельефа Кореи.

1 — базальты; 2 — кварцевые порфиры; 3 — гранитоиды; 4 — лавы; 5—8 — рыхлые осадочные породы: 5 — глинистые, 6 — песчанистые, 7 — песчано-галечниковые, 8 — галечниковые; 9 — различного типа консолидированные породы; 10 — направление вертикальных деформаций.

величины горных поднятий и амплитуды погружений днищ впадин и, соответственно, сокращаются толщи рыхлых отложений в них. Мощность хаменской свиты в низовьях р. Туманган достигает 520 м, зинсуриской и синхынской свит в Синхын-Ковонском грабене — 490 м, ениской — 400 м, тхонхонской — 175 м и т.д. Рыхлые отложения представлены, в основном, пролювиальными и аллювиальными осадками, состоящими из грубо- и крупнообломочного материала размером от десятка сантиметров до 1 м и более.

Возраст коррелятных отложений к началу неотектонического этапа определен на основании изучения видового состава флоры и фауны в тол-

ще пхенрюк в Кильчжу-Менчхонском грабене. Флора, найденная в отложениях пхенрюк, представлена следующими видами: *Metasequoia disticha*, *Taxites ussuriensis*, *Salix sp.*, *Juglans acuminata*, *J. nigella*, *Pterocarya castanifolia*, *Fagus Antipovii* и др. Фауна представлена 40 видами моллюсков: *Acila mirabilis*, *Acila submirabilis*, *Anadara abilita*, *A. daidokudoensis*, *Batillaria tateiwar*, *B. yamanary*, *Cancellaria kobayashii*, *Cerithium meisensis* [4].

Все эти виды относятся к миоцену. Следовательно, и начало неотектонического этапа на территории Кореи соответствует этому возрастному рубежу. На долю четвертичных отложений приходится лишь небольшая часть неоген-четвертичных толщ. Поэтому трудно себе представить, чтобы за послераннечетвертичное время могли сформироваться поднятия высотой до 2000—2500 м, как это утверждает Ли Дюк Нам, при почти полном отсутствии коррелятных отложений.

Скорости неотектонических движений, рассчитанные нами для неоген-четвертичного периода, составляют 0,08—0,0025 мм/год, а их градиенты достигают величин $(0,25 - 1,5) \cdot 10^{-8} \text{ год}^{-1}$.

Величины скоростей новейших тектонических движений и их градиентов вполне сопоставимы с таковыми, отмечаемыми для других горных областей с подобным неотектоническим режимом [5, 10]. Если же продолжительность неотектонического этапа принять согласно Ли Дюк Наму, эти величины возрастают в 15—20 раз, что не соответствует действительности.

На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы. Новейший тектонический этап в Кореи, в результате которого были образованы главные морфоструктуры, охватывает неоген-четвертичный период (рис. 6). Региональной планиции рельефа в плиоцене не отмечалось. В формировании морфоструктур участвовали не только вертикальные, но и горизонтальные тектонические движения.

1. Антипов М.П. Тектоника неоген-четвертичного осадочного чехла дна Японского моря. — М.: Наука, 1987.
2. Геологическое строение северной части Кореи. Т. I—VI. — Пхеньян: Промышленность, 1967—1970. (На кор. яз.).
3. Геология Кореи. — М.: Недра, 1964.
4. Геология Кореи. — Пхеньян: Наука, 1973. (На кор. яз.).
5. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. — М.: Наука, 1975.
6. Денисов Е.П. Новейшая тектоника и позднекайнозойский вулканизм Южного Приморья и прилегающих областей. — Владивосток: Дальневосточное книжн. изд-во, 1965.
7. Ким Зон Ле. Геология Кореи. — Пхеньян: Наука, 1983. (На кор. яз.).
8. Ли Дюк Нам. Основные черты неотектоники Кореи и генезис Японского моря // Тихоокеан. геология. — 1990. — № 5. — С. 3—11.
9. Неотектоника Кореи. — Пхеньян: Наука, 1982. (На кор. яз.).
10. Николаев В.В., Семенов Р.М., Семенова В.Г., Солоненко В.П. Сейсмотектоника, вулканы и сейсмическое районирование хребта Станового. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1982.
11. Николаев Н.И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. — М.: Госгеолиздат, 1962.
12. Николаев Н.И., Наймарк А.А., Селиванов В.А. Новейшая тектоника Южной Азии. — М.: МГУ, 1984.
13. Рим Квон Мук, Чу Ен Чиль. Геоморфология северной части Кореи. — Пхеньян: Наука, 1985. (На кор. яз.).
14. Рим Квон Мук, Чу Ен Чиль. Геоморфология Кореи // Полное географическое собрание. — Пхеньян: Наука, 1987. — С. 390—427. (На кор. яз.).
15. Цой Ту Рел. Основные черты неотектоники провинции Кирин // Геология пров. Кирин. — 1983. — № 3. — С. 14—31. (На кит. яз.).
16. Чу Ен Чиль. История развития рельефа и эрозионного вреза кайнозоя (предгорья плато Кэма) // Геология и география. — 1964. — № 4. — С. 54—57. (На кор. яз.).
17. Чу Ен Чиль. Генезис горных хребтов и речных долин северо-западной части Кореи // Там же. — 1966. — № 1. — С. 74—83. (На кор. яз.).
18. Чу Ен Чиль. Неотектонические этапы и основные черты неотектоники Кореи // Географический сб. — Пхеньян: Наука, 1969. — С. 72—86. (На кор. яз.).
19. Чу Ен Чиль и др. Палеогеография // Полное географическое собрание. — Пхеньян: Наука, 1990. — С. 199—216. (На кор. яз.).

Центральная экспедиция минеральных
ресурсов Министерства геологии КНДР
Пхёнсон, КНДР
Институт земной коры СО РАН
Иркутск

Поступила в редакцию
23 марта 1994 г.

Chu Yen Chil, Piek Yu Syen, Tonwang Gi Wung,
Lee Wong Guk, Semenov R.M.

NEOTECTONICS OF KOREA
(discussion on Lee Dyuk Nam's paper)

Conclusions on neotectonics of Korea represented in Lee Dyuk Nam's paper are critically examined. The author's conception on neotectonics of Korea obtained from considerable factual material is proposed. It is established that neotectonic period in Korea takes place during the Neogene to Quaternary, but not during post-Early Quaternary according to Lee Dyuk Nam. Major present crustal structures (morphostructures) have been formed at that time. Both vertical and horizontal tectonic movements took part in their formation.

НЕКРОЛОГ

СОЛОМОН МАРКОВИЧ ТИЛЬМАН
(1919—1994)

6 октября 1994 г. скоропостижно скончался Соломон Маркович Тильман — один из крупнейших тектонистов России, заслуженный деятель науки, профессор, доктор геолого-минералогических наук, возглавлявший в течение долгих лет — со дня основания — лабораторию региональной тектоники Северо-Восточного КНИИ ДВО РАН. Большую часть своей жизни (около 40 лет) он посвятил изучению и освоению природных богатств сурового северного края.

С.М. Тильман родился в 1919 г. в г. Новозыбкове Брянской области в семье сапожника. В 1941 г. окончил геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова.

В период Великой Отечественной войны он находился в действующей армии, служил в 319-й истребительной авиадивизии ПВО в должности военного инженера-метеоролога. По окончании войны вся его производственная, а позднее научная и педагогическая деятельность связана с районами Крайнего Севера и Северо-Востока нашей страны.

В 40—50-е гг. С.М. Тильман проводил геолого-съёмочные и поисковые работы на Таймыре, в Восточной Якутии и Чукотке. Он является автором листа 0-58 Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000. В эти годы он принимал активное и непосредственное участие в открытиях, поисках и разведке цветных и благородных металлов и в дальнейшем неоднократно обращался к анализу металлогении Северо-Востока на основе собственных тектонических представлений.

В 1960 г. когда в г. Магадане был создан Северо-Восточный КНИИ СО АН СССР, С.М. Тильману была поручена организация лаборатории ре-

гиональной тектоники, которой он успешно заведовал более двадцати лет, вплоть до своего отъезда в Москву. Именно здесь раскрылся его творческий потенциал и он сумел создать научную школу региональных тектонистов.

Самые первые научные обобщения С.М. Тильмана были посвящены чукотским мезозоидам. Впервые было аргументировано, что они построены иначе, чем Верхоянская их ветвь, — заключают структуры с эвгеосинклинальным типом развития (Южно-Ануйская и Олонойская зоны). Новаторские для того времени представления о среднеюрском возрасте тектогенеза, о блоковой тектонике и об узловом размещении рудных месторождений, детальное тектоническое районирование даны в его первой монографии “Тектоника и история развития северо-восточного Приколымья”, изданной в 1962 г. Высказанные в ней рекомендации по направлению поисков ископаемых используются в геологической практике.

Крупной и важной работой этого же периода научной деятельности С.М. Тильмана была первая Тектоническая карта Северо-Востока СССР масштаба 1:2 500 000 (1966 г.). Объяснительная записка к ней “Тектоника Северо-Востока СССР” была издана в 1969 г.

Целью дальнейших исследований стало изучение тектонотипических районов мезозойд Северо-Востока и Дальнего Востока с тем, чтобы воссоздать общую картину геологических процессов в обрамлении Тихого океана. С.М. Тильман со своими учениками и коллегами организовал полевые экспедиции на о. Врангеля, на Восточную Чукотку, по трассе Магадан—Хандыга, в верховья р. Амура и по рекам Колыма и Индигирка. Результатом явилась серия научных публикаций, в том числе доклад на XI сессии Тихоокеанского конгресса в Японии и крупная обобщающая монография “Сравнительная тектоника мезозойд севера Тихоокеанского кольца” (1973 г.), успешно защищенная им в качестве докторской диссертации. В ней в блестящем, так присущем Соломону Марковичу, стиле был проведен сравнительно-тектонический анализ Дальнего Востока и Северо-Востока и сопоставление с Кордильерами Северной Америки. Он предложил оригинальную типизацию мезозойских геосинклинальных систем с выделением пяти характерных типов.

В семидесятые годы происходит резкий поворот в мировоззрении С.М. Тильмана в сторону мобилистских представлений, в связи с чем изменился и сам объект его исследований. Он обратился к приокеанической территории Корякского нагорья с обширными выходами офиолитов. В эти годы он приложил немало усилий для организации совместной с ГИН АН СССР Корякской экспедиции и плодотворной с применением вездеходов ее работы. В печати стали появляться многочисленные публикации, где развивались представления о различных типах земной коры на Востоке СССР, о конструктивных и деструктивных тектонических процессах на континентальных окраинах; о значительных горизонтальных перемещениях блоков земной коры, о пространственном сонахождении в связи с этим автохтонных и аллохтонных комплексов с бореальными и тетическими фаунами одного возраста, меланжах и олистодромах в подошвах тектонических покровов.

Его наиболее значительные обобщения второй половины семидесятых — начала восьмидесятых годов отражены на Тектонической карте Востока СССР и сопредельных областей (1979 г.), в коллективной монографии “Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана” (1980 г.) — расширенной объяснительной записке к упомянутой карте; на “Тектонической карте Северной Евразии” (1980 г.), в “Очерках тектоники Корякского нагорья” (1982 г.). Во всех этих работах, так же как и в многочисленных других научных публикациях им развиваются применительно к континентальным окраинам Северо-Востока Азии новые теоретические представления научной школы ГИНа (академика А.А. Пейве), известные под названием концепции “конструктивного тектогенеза”. В этот же период в острой дискуссии были вновь пересмотрены представления по тектонике центральной части мезозойд с упразднением Колымского массива и выделением на его месте Алазейско-Олонойской рифтогенной зоны.

В 1984 г. С.М. Тильман принимает самое активное участие в подготовке и проведении XXVII сессии Международного Геологического Конгресса, состоявшейся в г. Москве, и одновременно переходит на постоянную работу в Институт литосферы АН СССР, где плодотворно трудится в должности главного научного сотрудника, а затем консультанта вплоть до последних дней своей жизни. Здесь совместно с Н.А. Богдановым им была создана и выпущена в свет еще одна Тектоническая карта Северо-Востока Азии (1992 г.) с краткой объяснительной запиской к ней. Популярность этой последней крупной научной работы Соломона Марковича связана с тем, что в ней был использован новейший подход к составлению карт — так называемая коллажная террейновая тектоника.

С.М. Тильман был активным членом редколлегии журнала "Тихоокеанская геология".

За участие в Великой Отечественной войне и за доблестный труд С.М. Тильман удостоен правительственных наград, а за заслуги в развитии геологической науки и в подготовке научных кадров ему присвоено почетное звание "Заслуженный деятель науки РСФСР". За цикл работ по региональной геологии и геотектонике Северо-Востока России ему была присуждена премия им. А.Д. Архангельского за 1993 г.

Соломон Маркович был очень жизнерадостным и общительным человеком, чутким и добрым товарищем, вокруг которого всегда жизнь была ключом, с ним никогда не было скучно. Память о нем навсегда останется в сердцах всех знавших его.

Редколлегия, коллеги, друзья

