

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ

СКЛАДЧАТОГО
ОБРАМЛЕНИЯ
СИБИРСКОЙ
ПЛАТФОРМЫ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ВСЕСОЮЗНОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО
ЗАПАДНО-СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ГЕОЛОГИЯ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ
СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Леснев.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1982

Геология месторождений цветных металлов складчатого обрамления Сибирской платформы.— Новосибирск: Наука, 1982.

В сборнике на конкретных примерах приводятся новые сведения по различным аспектам геологии цветных металлов. Освещаются вопросы образования бокситов, алюминита, алуниита, размещения и условия формирования фосфоритовых и полиметаллических месторождений. Рассматриваются процессы минерализации метасоматически измененных пород и некоторые методы исследований полиметаллического оруденения.

Книга рассчитана на геологов, занимающихся поисками месторождений цветных металлов.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Главный редактор *акад. В. С. Соболев*

Зам. главного редактора д-р геол.-мин. наук *Н. Н. Амшинский*. Члены: канд. геол.-мин. наук *А. В. Ван*, канд. геол.-мин. наук *В. С. Вартамова*, д-р геол.-мин. наук *А. А. Годовиков*, д-р геол.-мин. наук *Ю. А. Долгов*, д-р геол.-мин. наук *Ю. П. Казанский*, канд. геол.-мин. наук *В. Г. Корель*, канд. геол.-мин. наук *И. В. Маршич*, *С. А. Ростовцев*, д-р геол.-мин. наук *Ю. Г. Щербаков*, ответств. секретарь канд. геол.-мин. наук *А. И. Ченуров*, пом. ответств. секретаря *Н. В. Перфильева*.

Ответственные редакторы выпуска канд. геол.-мин. наук *А. В. Ван*,
В. И. Сотников

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ
СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Г. Н. Черкасов

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ БОКСИТОВ
ИЗ ГЛИНОЗЕМИСТЫХ ВОД ТИПА РЕЧКИ ЮРЬЕВОЙ

Речка Юрьева стекает с западного склона вулкана Эбеко (о. Парамушир) и впадает в Охотское море. Образована она слиянием нескольких групп термальных (+30—90°C) ультракислых (pH = 1,12—1,80) источников глубинного формирования. Воды поднимаются по трещинам в зонах разломов и имеют весьма однообразный состав; среди анионов преобладают сульфат-ионы, а катионы представлены породообразующими элементами: K⁺, Na⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, Fe³⁺ и Al³⁺. Катионная составляющая вод формируется при проработке ими порфировых андезитов, туфолов и туфов. Причем идет не просто растворение и вынос из пород алюминия, а полное замещение их кремнеземом с сохранением исходных структур. Образуются массивные чисто кремнистые либо с небольшой примесью алуниита (2—12%) опалиты. Так, андезиты, содержащие (вес.%) SiO₂—52,50, TiO₂—1,15, Al₂O₃—21,22, Fe₂O₃—7,94, CaO—7,20, MgO—3,40, Na₂O—2,70, K₂O—1,90 превратились в опалиты следующего состава (вес.%): SiO₂—96,60, TiO₂—1,11, Al₂O₃—1,43, Fe₂O₃ вал.—0,23, CaO—0,49, MgO—0,05, Na₂O—0,03, K₂O—0,05 [Зеленов, 1972].

Глубинные термальные воды обогащаются алюминием не только за счет извлечения его из проработанных ими вулканитов, но и путем собственной десиликации (отдачи части своего SiO₂ на опализацию пород). В результате изменения вулканитов Эбеко к настоящему времени сформировался крупный массив монокремнистых образований (вторичных кварцитов) объемом около 3 млрд. м³, а в море вынесено примерно 700 млн. т Al₂O₃ [Зеленов, 1972].

Речка Юрьева длиной около 3 км течет по руслу, разрезающему вулканический комплекс алюмосиликатных пород, и имеет в устье pH вод 1,72 с содержанием в них 435,36 мг/л Al³⁺ и 144,0 мг/л SiO₂.

Только в 15—20 м от берега морские воды (pH = 8,1) благодаря громадному своему объему повышают pH речных вод, поступивших с берега, до 3,86, а полностью нейтрализуют их (pH = 7,19) в 5 км от него [Зеленов, 1972]. На всей этой акватории моря в воде наблюдаются желто-белые у берега и белые дальше от него хлопье- и ватоподобные образования коллоидов и, возможно, взвесей. Анализ этих образований (табл. 1, обр. 509, 510) показал высокие по сравнению с SiO₂ содержания в них Al₂O₃. Однако исследованиями глиноземистых илов на дне моря в зоне распространения коллоидов на различном расстоянии от берега (см. табл. 1, обр. 501, 505, 508) установлено, что по составу они отвечают хлорит-каолинитовым и хлорит-гидрослюдыстым глинам, и только иногда в виде примеси в них присутствует в незначительных количествах аллофан. Вместе с поступаю-

Таблица 1

Химический состав взвесей и коллоидов и глиноземистых осадков в Охотском море в зоне устья речек Юрьевой, Банипутих в Индонезии и руч. Усть-Усского проявления аллофанов в Красноярском крае (вес. %)

Компонент	Охотское море в зоне устья рч. Юрьевой					рч. Банипутих, речной осадок		Усть-Усское проявление	
	Глиноземистый ил			Взвесь и коллоиды в морской воде		12 км от истока	30 км от истока	Взвесь и коллоиды в пене ручья	Осадок
	Номера образцов								
	501	505	508	509	510	215	217	203-5	203-10
SiO ₂	35,76	43,19	20,94	2,01	1,23	14,26	21,32	1,86	17,54
Al ₂ O ₃	20,05	18,09	20,73	18,90	36,18	36,47	29,51	34,13	34,71
TiO ₂	0,57	0,67	0,69	Не опр.	Не опр.	0,13	0,29	—	0,04
Fe ₂ O ₃	1,54	5,61	12,07	4,81	1,15	2,64	5,48	1,20	0,19
FeO	5,98	3,80	2,72	2,87	1,83	0,37	1,16	Не опр.	0,64
MnO	0,04	0,05	Сл.	Не опр.	Не опр.	—	0,01	—	0,20
CaO	3,80	4,10	1,35	1,18	»	0,60	0,99	0,98	1,83
MgO	2,33	2,58	1,38	2,97	»	0,64	0,89	—	—
Na ₂ O	5,21	4,57	5,22	18,48	»	0,12	0,23	0,12	0,01
K ₂ O	1,14	1,43	0,75	0,61	»	0,10	0,13	0,02	0,05
P ₂ O ₅	0,87	0,81	1,80	Не опр.	»	0,97	1,76	0,05	0,05
S	0,59	—	0,29	»	»	0,12	—	—	—
SO ₃	1,80	0,94	5,82	6,88	»	6,08	2,16	15,00	1,05
Cl	3,89	4,11	5,08	24,39	»	0,05	0,15	Не опр.	Не опр.
CO ₂	0,56	0,10	0,13	0,43	»	0,56	0,24	»	»
C	4,57	3,44	5,31	Не опр.	»	0,16	1,72	»	»
H ₂ O	11,43	7,02	15,86	16,19	»	37,24	33,51	46,70	44,03
С у м м а	100,13	100,51	100,14	99,72		100,51	99,55	100,06	100,34

Примечание. Химические анализы взвесей, коллоидов и глиноземистых илов Охотского моря и рч. Банипутих в Индонезии даны по К. К. Зеленову (1972) и по Усть-Усскому проявлению по Г. Н. Черкасову и др. (1976).

щим с острова терригенным материалом хемогенные осадки формируют песчано-алевритовую хлорит-каолинит-гидрослюдистую толщу.

Отсутствие бокситов в морских осадках обусловлено тем, что перемешивание речных глиноземистых вод с громадным количеством морских, постоянно содержащих растворенный SiO₂ (в вулканических областях до 16 мг/л), приводит к разубоживанию глинозема, соединению его с SiO₂ и образованию хлоритов, гидрослюды и каолинита [Страхов, 1964; Броневой, 1968; Теняков, 1975; и др.], т. е. морское бокситообразование таким способом практически невозможно. К аналогичному выводу пришли Л. Свиндэл и Фан-Пу-Фонг [Swindal, Fan-Pow-Fong, 1967], исследовавшие морские осадки у Гавайских островов в участках поступления в воды коллоидов глинозема.

Однако в природе есть примеры образования и накопления из вод такого типа глиноземистых осадков. Этот процесс наблюдается в Индонезии в сернокислом (pH=1) руч. Банжипати, вытекающем из кратера вулкана Кава Иджен и содержащем Al³⁺ — 5047,53 мг/л, Fe³⁺ — 302,03, Fe²⁺ — 1476,43, Ti⁴⁺ — 35,14 и SiO₂ — 72,0 мг/л [Зеленов, 1972]. Через 12 км у с. Блаван, где вода все еще имеет pH=2,01, в руч. Банжипати впадает группа горячих карбонатно-хлоридно-натриевых источников с pH=5,8—6,2. В устьях этих источников из вод руч. Банжипати выпадает аллофан (см. табл. 1, обр. 215). Ниже источников вода становится белой и речка получает название Банипутих («Белая вода»). Через 20 км у с. Левунг

pH ее вод составляет 7,46. Здесь в тихих «ванпах» в больших количествах из воды выпадают белые хлопья аллофана (см. табл. 1, обр. 217). Речка Банипутих с руч. Банжипати более чем в 10 раз длиннее рч. Юрьевой, что дает возможность постепенно нейтрализоваться ее сернокислым водам и получить аллофановый осадок еще до впадения их в море.

Аналогичная картина наблюдается на Усть-Усском проявлении аллофанов в Западном Саяне на юге Красноярского края [Черкасов и др., 1976]. Сернокислый ручей в отличие от рч. Юрьевой имеет pH = 4,65 и содержит в водах (мг/л): Al_2O_3 — 32,8, SiO_2 — 34,0. Вытекает он из-под деловия вблизи четвертичного, но уже холодного гидросольфатарного поля, сложенного ярко-красными, во влажном состоянии пластичными, а в сухом — бурыми и пылеватыми кремнисто-гидрослюдистыми глинами, и несет в пене коллоиды и взвеси глинозема (см. табл. 1, обр. 203—5). На протяжении 30—50 м из его вод осаждается аллофан (см. табл. 1, обр. 203—10). За время деятельности ручья образовался пласт аллофанов мощностью 2,8 м. Кремневый модуль их изменяется от 1,78 в основании пласта до 2,11 в его верхней части. В нижней половине пласта из аллофанов кристаллизуется гиббсит.

В обоих случаях (Банжипати и Усть-Усское проявление) ручьи текут по алюмосиликатным породам. Тем не менее по мере нейтрализации их вод и повышения pH до 4,0 они начинают давать в осадке обедненный титаном аллофан.

Аллофан — форма метастабильная и, по мнению В. В. Щербины (1972), древнее кайнозой не встречается. По определению Е. К. Лазаренко (1971), это твердый раствор гелей Al_2O_3 и SiO_2 с различным их соотношением, что подтверждается и большим количеством исследований состава аллофанов из различных районов земного шара [Wada, 1967; Sály, Mihálik, 1971; Okada e. a., 1975; Fieldes, Claridge, 1975; Henmi, Wada, 1976, и др.]. Поэтому формула аллофана изображается обычно в общем виде как $mSiO_2 \cdot nAl_2O_3 \cdot pH_2O$, а известные на сегодняшний день соотношения $Al_2O_3 : SiO_2$ в нем варьируют от 1 : 7 до очень больших величин [Чухров, 1955; Бушинский, 1975]. По мере старения аллофан спонтанно может переходить (в зависимости от содержаний в нем глинозема и кремнезема) в кварц и каолинит или гиббсит и каолинит.

Из расчетов (табл. 2) видно, что раскристаллизация аллофана может привести к образованию как кварцевых песков (песчаников) с каолинитом, так и кондиционных бокситов. Аллофановая стадия предшествует образованию гидроокислов алюминия. Короткая или продолжительная (в зависимости от условий — дренаж, температура и т. д.), она существует, очевидно, всегда. Поэтому в областях современного бокситообразования на Гавайях [Бейтс, 1964] и в Западной Индии [Balasubramaniam, Ragorkari, 1975] рудные залежи слагаются гиббсит-аллофановыми бокситами.

В целях проверки влияния карбонатного субстрата на осаждение глинозема и титана из таких вод нами в 1975 г. на рч. Юрьевой был про-

Таблица 2

Количественное соотношение (расчетные данные) продуктов раскристаллизации одной грамм-молекулы аллофана (вес. %)

$Al_2O_3 : SiO_2$ в аллофане	Кварц	Каолинит	Гиббсит	$Al_2O_3 : SiO_2$ в аллофане	Кварц	Каолинит	Гиббсит
1 : 7	69,8	30,2	—	1 : 1	—	70,2	29,8
1 : 6	65,6	34,4	—	2 : 1	—	54,7	45,3
1 : 5	60,2	39,8	—	3 : 1	—	39,4	60,6
1 : 4	52,8	47,2	—	4 : 1	—	31,4	68,6
1 : 3	41,9	58,1	—	5 : 1	—	24,8	75,2
1 : 2	24,6	75,4	—	6 : 1	—	21,0	79,0
1 : 1	—	70,2	29,8	7 : 1	—	19,5	80,5

Состав вод источников в долине рч. Юрьевой, моллигов известняков, помещенных в них, и новообразований по известнякам

Точки наблюдения и их при- вязки	Химический состав известняков и новообразований, вес. %										Химический состав вод минерализованных источ- ников в долине рч. Юрьевой, мг/л																	
	SiO ₂		Al ₂ O ₃		TiO ₂		Fe ₂ O ₃		CaO		MgO		Al ³⁺		Fe ³⁺		Fe ²⁺		Ca ²⁺		Mg ²⁺		K ⁺		Na ⁺			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	
Т. 226, рч. Юрьевой	Исходные породы и продук- ты их замещения																											
	Новообразование Известняк, обр. 123—5																											
Т. 228, левый берег рч. Юрьевой, спеловые воды из-под молодой аг- ломератовой лавы	Бурая корочка Серая корочка под бурой Битуминозный извест- няк, обр. 195—1																											
	Новообразование																											
Т. 230, левый берег, в 0,4 км ниже молодой агломератовой лавы	Новообразование Известняк, обр. 123—8																											
	Новообразование																											
Т. 234, правый берег рч. Юрьевой, в 0,2 км ниже молодой агломера- товой лавы	Новообразование Известняк, обр. 123—3																											
	Новообразование																											

Точки наблюдения и их привязки	Исходные породы и условия их замещения	Химический состав вод минерализованных источников в долине рч. Юрьевой, (мг/л)					Минерализация, г/л	Т, °С	рН	Минералогический состав новообразований
		Сухой остаток, мг/л								
		SO ₄ ²⁻	HSO ₄ ⁻	Cl ⁻	SiO ₂	18				
		14	15	16	17	18	19	20	21	22
Т. 226, источник рч. Юрьевой	Новообразование Известняк, обр. 123—5	4224,96	2552,07	1880,24	186,0	10496,0	10,307	33,0	1,46	Опал, кварц, каолинит, слесды алунига, полевой шпат
Т. 228, левый берег рч. Юрьевой, снеговые воды из-под молодой агломератовой лавы	Бурая корочка Серая корочка под бурой Вегуминозный известняк, обр. 195—1	90,00		30,17	84,0	256,0	0,268	5,0	3,90	Глиноземистый и кремнистый аллофан, гидрокислы железа, опал, кальцит, органическое вещество
Т. 230, левый берег, в 0,1 км ниже молодой агломератовой лавы	Новообразование Известняк, обр. 123—8	6624,92	632,92	4329,50	314,0	17460,0	14,619	78,0	1,19	Опал, кварц, полевой шпат, гидрослюда, гидрокислы железа, кальцит
Т. 231, правый берег рч. Юрьевой, в 0,2 км ниже молодой агломератовой лавы	Новообразование Известняк, обр. 123—3	5965,44	1674,22	1242,85	206,0	12040,0	11,444	75,0	1,80	Опал, кварц, полевой шпат, кальцит, гипс, гидрокислы железа

П р и м е ч а н и е . Химический состав вод термальных источников заимствован из работы К. К. Зеленова (1972).

веден эксперимент. Монолиты зеленовато-серых плитчатых и массивных битуминозных известняков весом по 0,2 кг с известным химическим и петрографическим составом помещались на пять дней в воду в устьях термальных источников, впадающих в рч. Юрьеву. Известняки растворялись в воде со вскипанием. В зависимости от местоположения монолита в источнике (на течении или в тихой ванне) часть их растворялась полностью, другая потеряла от первоначального объема до 80%, а некоторые, заместившись новообразованиями, сохранились достаточно полно по объему (на 85—98%). Последние были отобраны для дальнейших исследований рептгеноструктурными, термическими, химическими, электронно-микроскопическими и петрографическими методами. Полученные данные по составу известняков, новообразований и вод источников сведены в табл. 3.

Новообразования обычно давали светло-серую корочку на известняках мощностью до 1 см и распространялись в глубь его по слоистости. Исследование показало, что в них независимо от рН вод резко возрастает по сравнению с исходным известняком содержание TiO_2 (в 5—6 раз), появляется во всех случаях гипс, тонко рассеянный по всему новообразованию, а в приповерхностных частях монолитов образующий мелкие розетки. В связи с коротким сроком эксперимента обломки полевых шпатов и кварца в известняках не изменяются. В большом количестве появляются шарики опала размером до 0,5 мм. Они слабо сцементированы небольшим количеством гидрослюды. Когда монолит высыхает, вновь появившаяся корочка начинает крошиться, образуя слабоглинистый маршаллит. В т.н. 230 в результате полного растворения монолита известняка с содержанием SiO_2 — 11,71 вес. %, Al_2O_3 — 4,08 и TiO_2 — 0,05 образовался бело-серый хомогенный осадок следующего состава: SiO_2 — 79,43 вес.%, Al_2O_3 — 9,55, TiO_2 — 1,00, Fe_2O_3 — 1,99, сложепный опалом, кварцем и гидрослюдой.

Интересные результаты были получены в т. н. 228. Здесь в холодные снеговые воды (рН = 3,9), вытекающие из-под молодой агломератовой лавы, был помещен монолит битуминозных известняков (см. табл. 3, обр. 195—1). После пяти дней промывки монолита этими водами он покрылся корочкой мощностью 2,5—3,0 мм. Верхняя ее часть имела бурый цвет и слагалась гидроокислами железа, аллофаном ($Al_2O_3 : SiO_2 = 1,0 : 1,8$) и опалом, а нижняя (около 1,0 мм) была бело-серой и наряду с кальцитом содержала аллофан с соотношением $Al_2O_3 : SiO_2 = 1,5 : 1,0$.

Естественно, что монолиты известняков, помещенные в ультракислые глиноземистые воды источников, из-за малых размеров не могли даже на своей поверхности создать геохимический микрорайон, необходимый для осаждения глинозема. Однако, как показали опыты, они благотворно влияли на дальнейшую десиликацию глиноземистых вод. Поэтому можно полагать, что в условиях, когда ультракислые глиноземистые воды протекают по карбонатному ложу, они сначала теряют кремнезем, за счет чего обогащаются глиноземом и нейтрализуются. В процессе нейтрализации, по пути следования, они способны дать в *континентальных* условиях хомогенный осадок, отвечающий по кондициям бокситу, и, как показали опыты, который может обогащаться титаном.

Вероятно, поля вторичных кварцитов, подобные парамуширским, следует рассматривать как источники глинозема, не связанные с выветриванием, которые в любых климатических зонах, по-видимому, способны сформировать в континентальных условиях на карбонатных породах, примыкающих к этим полям, залежи хомогенно-осадочных бокситов. В зависимости от рН растворения карбонатов, кислотности и состава глиноземистых вод залежи бокситов, вероятно, могут локализоваться на доломитах в радиусе до 6—12 км от источника, а на известняках — до 25—30 км. К наиболее перспективным районам на такой тип бокситов мезозойско-кайнозойского возраста можно, видимо, отнести в первую очередь Дальний Восток и Северо-Восток СССР.

ЛИТЕРАТУРА

- Бейтс Т. Ф. Образование галлуазита и гиббсита на Гавайских островах.— В кн.: Вопросы геологии и минералогии бокситов, М.: Мир, 1964, с. 146—164.
- Броневој В. А. Поведение $Ti-Fe-Al$ и SiO_2 в термальных растворах вулканической области и вулканогенная гипотеза бокситообразования.— Литология и полезные ископаемые, 1968, № 5, с. 128—135.
- Бушинский Г. И. Геология бокситов. М.: Недра, 1975. 417 с.
- Зеленов К. К. Вулканы как источник рудообразующих компонентов осадочных толщ. М.: Наука, 1972. 213 с.
- Лазаренко Е. К. Курс минералогии. М.: Высшая школа, 1971. 607 с.
- Страхов Н. М. Еще раз о так называемой вулканогенной гипотезе бокситообразования.— Литология и полезные ископаемые, 1964, № 3, с. 170—172.
- Теняков В. А. Проблема источника и способа формирования вещества бокситов (геохимический аспект).— В кн.: Проблема генезиса бокситов. М.: Наука, 1975, с. 18—31.
- Черкасов Г. Н., Краевский Б. Г., Бгатов В. И. и др. Гиббсит-аллофановые проявления центральной части Алтае-Саянской области.— Труды СНИИГГИМСа. Новосибирск, 1976, вып. 235, с. 49—54.
- Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 671 с.
- Щербина В. В. Основы геохимии. М.: Недра, 1972. 316 с.
- Balasubramaniam K. S., Paropkari A. L. Mineralogy and genesis of bauxites of Nagardaswadi Plateau, Kolhapur District, Maharashtra State (India).— Can. Miner., 1975, v. 13, N 3, p. 222—226.
- Fieldes M., Claridge G. G. Allophane. — Soil. Compon. v. 2. Inorg. Compon. Berlin, 1975, p. 351—393.
- Henmi T., Wada K. Morphology and composition of allophane.— Amer. Miner., 1976, v. 62, N 5-6, p. 379—390.
- Okada K., Morikawa H., Iwai S. e. a. A structure model of allophane.— Clay Sci., 1975, v. 4, N 6, p. 291—303.
- Sály R., Mihálik A. Výskyt alofánu a Možnosti jeho určenia v niektorých pôdach stredného Slovenska.— Miner. Slovaca, 1971, v. 3, N 10, S. 135—144.
- Swindal L. D., Fan-Pow-Foong. Transformation of gibbsite to chlorite in ocean bottom sediments.— Science, 1967, v. 157, N 3790, p. 799—800.
- Wada K. A structural schema of soil allophane. — Amer. Miner., 1967, v. 52, N 5-6 p. 690—708.

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ
СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Н. М. Кужельный, З. В. Кужельная

**СЕРНОКИСЛОТНОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ
И ЕГО РОЛЬ В ОБРАЗОВАНИИ РУД АЛЮМИНИЯ
(бокситов, алюминита, алуниита)**

Сернокислотная теория образования бокситов подробно рассмотрена Г. И. Бушинским (1975). В 30—40-х годах она применялась для объяснения генезиса тихвинских бокситов А. Е. Ферсманом, О. М. Аншелесом, И. В. Пустоваловым и др. Значительная роль в формировании бокситов сернокислотной теории отводилась А. Л. Яншиным, А. Д. Архангельским и особенно Ю. К. Горецким. Позднее из-за несоответствия ее геологическим фактам (? — *Н. К.*), в частности отсутствия связи промышленных залежей бокситов с зонами сульфидизации пород фундамента, сернокислотная теория была оставлена, и в 1965 г. на совещании по генезису бокситов за нее уже никто не высказывался [Бушинский, 1975]. Г. И. Бушинский (1975) в работе по генезису бокситов на основании примера сульфидного выветривания, описанного П. Теобалд и другими, в бассейне р. Снейк в штате Колорадо отмечает, что в «природе могут возникать залежи гидроокисей алюминия или бокситов, осажденные из сульфатных растворов».

В последние годы на Сибирской платформе и ее складчатом обрамлении установлено широкое развитие продуктов сернокислотного выветривания [Черкасов, 1975; Кужельный, Кужельная, 1976; Домбровская и др., 1976; Козлов и др., 1977; и др.]. В настоящее время здесь известно более 30 проявлений сернокислотного выветривания.

Продукты современного сернокислотного выветривания наблюдались нами в ряде лет (в среднем течении р. Амги, в верховьях р. Алдан, по р. Чульман, на Нерюнгринском месторождении угля, на Лебединском рудном поле к югу от г. Алдан, в районе гольца Мрачного, по р. Таймендра и в других местах). Они представлены сульфатами алюминия, железа, магния, квасцами, реже фосфатами, карбонатами, аллофаном. Сернокислотное выветривание сопровождается выносом Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , т. е. окислов, которые при латеритном типе выветривания, как полагают многие исследователи, накапливаются в элювиальных продуктах. Из сернокислых вод в местах, где возможна их нейтрализация (карстовые воронки, контакты карбонатных пород с алюмосиликатными и т. п.), происходит осаждение алюминия, железа, марганца и могут образоваться их месторождения.

Подобным путем сформировались Бирилейское и Голоустинское проявления бокситов в Западном Прибайкалье, на юго-востоке Сибирской платформы (Учуро-Майский район), в Алтае-Саянской складчатой области (Салаир, Восточные Саяны), алюминита — на юге Виллойской синеклизы и в Прибайкалье, алуниита — в Иркутском амфитеатре.

Бирилейское проявление бокситов [Колесников, Мазилов, 1974] приурочено к карстовым воронкам диаметром 20—120 м и глубиной 5—10 м среди доломитов и известковистых доломитов литвинцевской свиты нижнего — среднего кембрия.

Бокситы в виде линзы мощностью до 0,6 м залегают на выветрелых карбонатных породах на глубине 1,6—3,0 м от поверхности и перекрыты пестрой каолининовой глиной четвертичного возраста. Они белой окраски, сложены тончайшими табличками гиббсита и аморфными его разностями. В виде примеси присутствуют обломки кварца, гётита, каолинита, галлуазита, гидрослюды. Структура породы афанитовая или пелитоморфная, текстура массивная. Бокситы характеризуются высоким содержанием глинозема (56—62%), низким — кремнезема (3,7—7,0%), очень низким — окиси железа (0,3—0,5%), двуокиси титана (0,04—0,06%), иногда повышенным количеством сульфата (до 1,36%). Отмеченные особенности бокситов Бирилейского проявления позволяют предположить их образование путем нейтрализации сернокислых вод, содержащих алюминий в карстовых воронках.

Голоуспенское проявление [Маслов, 1974], расположенное на западном берегу оз. Байкал, в 5 км ниже пос. Бол. Голоуспенское, приурочено к контакту доломитов и терригенных пород голоуспенской свиты протерозоя.

Среди бокситосодержащих пород выделены три пачки: нижняя (25—30 м), состоящая из доломитов, средняя (5—7 м), представленная песчаниками, и верхняя (25—30 м), сложенная пиритизированными аргиллитами с прослоями доломита. Бокситы установлены в нижней и верхней пачках, на контакте терригенных и карбонатных пород и выполняют секущие и послойные трещины. В верху верхней пачки в виде линз, налетов, корок снежно-белого цвета наблюдаются гиббсит и сульфаты алюминия. Бокситы сложены гиббситом (40—70%), обломками кварца (5—20%), бёмитом (до 5%), каолинитом, галлуазитом. Г. Н. Черкасов отмечает присутствие в них аллофана (до 31,8%), гидрослюды (18, 15%), монтмориллонита. На генезис бокситов Голоуспенского проявления существует несколько точек зрения.

Ю. Г. Попов связывает галлуазит-гиббситовую минерализацию в песчаниках с латеритным выветриванием в среднерифейское или мел-палеогеновое время. В. К. Маслов (1974) полагает, что образование их произошло в результате гидратации маловодных окислов алюминия в мел-палеогеновый или современнейший период. Г. Н. Черкасов относит его к гидротермальному типу, вероятно, неогенового возраста.

По нашему представлению, Голоуспенское бокситовое проявление образовалось в результате сернокислотного выветривания, о чем свидетельствует: а) присутствие его продуктов в виде корок, налетов, линз; б) приуроченность гиббсита и сульфатов большей частью к контакту карбонатных и терригенных пород, т. е. к участку, где возможна нейтрализация сернокислотных вод, содержащих алюминий; в) наличие пиритизированных аргиллитов.

Отметим, что продукты сернокислотного выветривания в виде алюминита по пиритизированным сланцам на юго-западном борту оз. Байкал в приустьевой части р. Бол. Голоустная развиты широко [Домбровская и др., 1976].

В Учуро-Майском районе гиббсит-галлуазит-аллофановая минерализация приурочена к контакту доломитов ципадинской и аргиллитов лахадинской свит. Гиббсит вместе с галлуазитом, аллофаном, каолинитом выполняет поры и каверны в доломитах [Слукин, Живцов, 1974]. Мощность горизонта 0,4 м. А. Д. Слукин и Д. А. Живцов относят гиббсит-галлуазит-аллофановую минерализацию к инфильтрационным образованиям, связывая ее с латеральной корой выветривания палеогенового возраста, но отмечают, что минералообразование продолжается и в настоя-

щее время. В. В. Жабин, Ю. П. Казанский (1971) рассмотренную минерализацию относят к предахандинской (конец среднего рифея) коре выветривания.

Минеральный состав, условия нахождения, скорее всего, свидетельствуют о том, что гиббсит-галлуазит-аллофановая минерализация формируется за счет сернокислотного выветривания.

Ключевское, Лощинков лог и другие проявления гиббсита с аллофаном в Алтае-Саянской складчатой области [Черкасов и др., 1976] приурочены к известнякам позднекембрийского возраста с горизонтами туфов основного состава и дайками диабазов. На горе Ключевской аллофан обнаружен в верхней выщелоченной части кальцитово-жильной и частично замещен гиббситом. Ближе к дневной поверхности количество гиббсита в аллофане увеличивается. Г. Н. Черкасов и др. (1976) полагают, что переход аллофана в гиббсит обусловлен кислыми водами. Надо заметить, что присутствие кислых вод среди карбонатных пород маловероятно. Отложение аллофана, по-видимому, произошло в результате нейтрализации кислых вод с алюминием, а образование гиббсита по аллофану обусловлено выветриванием (старением?).

По условиям залегания и характеру минерализации Вагановское проявление бокситов с аллофаном на Салаире почти аналогично Ключевскому. М. П. Нагорский (1943) описал белые рыхлые бокситы, выполняющие наклонные, сужающиеся книзу щели шириной не более 5—10 м. Бокситы развиваются по тонким кварцево-карбонатным жилам, секущим известняки. В результате выветривания от кварцево-карбонатных жил сохранились редкие гнезда «кварцевой сыпучки», которые встречаются в нижних горизонтах. Наблюдается зональность в расположении рыхлого материала, выполняющего щели. Всячий и лежащий бока сложены кремново-белой аллофановой глиной. Центральная часть представлена белым рыхлым и каменистым бокситом. Иногда отмечаются округлые желваки, сложенные тонко раскристаллизованным гиббситом. В нижних горизонтах щелей по тонким трещинам в известняки внедряются жилки порошкообразной аллофановой (огнеупорной) глины и мергелистого белого боксита, покрытого корочками кальцита. Бокситы слабо окрашены в розовый, кремновый и желтоватый цвета, сыпучие, пористые. В воде они быстро распускаются, содержат светлоокрашенные бобовины и куски каменистого боксита. В минеральном составе рыхлого боксита преобладает скрытокристаллический гиббсит, присутствуют листочки каолинита. Для них характерно высокое (52,65% — среднее по 17 анализам) содержание глинозема, кремнезема (9,55%), потеря при прокаливании (26,21%), титана (3,76%), низкое — окиси железа (6,44%). Иногда количество глинозема достигает 60%, а п. п. — 30%. Каменистые бокситы представляют собой легкие тонкопористые трещиноватые с бобовинами породы, содержащие Al_2O_3 — 56%, SiO_2 — 3,0, п. п. — 29,5%.

Образование бокситов М. П. Нагорский (1943) связывает с сернокислым выветриванием. Приведенные материалы позволяют нам поддержать эту точку зрения.

На Карасынском проявлении, находящемся в 12 км северо-восточнее от г. Сора, на южном склоне горы Карасын, гиббсит-аллофановая минерализация приурочена к зоне дробления мощностью около 300 м среди известняков, пиритизированных углисто-кремнистых сланцев и кварцитов. Она встречается в виде многочисленных гнезд, линз, прожилков и мелких включений. Среди минералов установлены (%): аллофан — 37,6, алюминит — 30, гиббсит — 20, мелантерит — 5,2, гексагидрит — 4,6, железистые фосфаты — 1,9, пирит — 0,7. В меньшем количестве присутствуют ярозит, барит, малахит, гипс, смитсонит, ковелин.

На Демидовском проявлении на востоке Батеневского кряжа в районе урочища Сухие Солонцы аллофановая минерализация приурочена также к контакту известняков и глинисто-кремнистых пород нижнего кемб-

рия. В контакте отмечается зона дробления мощностью 20 м, длиной 400 м. Аллофан встречается в виде линз, гнезд вместе с псиломеланвадом, лимонитом, гизингеритом в цементе брекчированных пород.

Г. Н. Черкасов и др. (1976) подчеркивают связь Ключевского, Карасьинского, Демидовского и других проявлений с зонами дробления среди различных по составу пород. По их мнению, они образовались инфильтрационным путем с участием процессов сернокислотного выветривания. Приведенная характеристика показывает, что действительно формирование их обусловлено сернокислотным выветриванием, значительная роль принадлежит инфильтрационным процессам, но она же отчетливо свидетельствует о приуроченности этих проявлений к контактам карбонатных и алюмосиликатных пород, где происходила нейтрализация сернокислых растворов.

Наманское проявление алюминита, расположенное на правом борту р. Наманы, обнаружено Ю. И. Коробовым в 1975 г. Горизонт с алюминитом приурочен к контакту доломитов с прослоями алевролитов верхоленской свиты среднего кембрия и песчано-глинистых отложений укугутской свиты нижней юры. Вместе с алюминитом встречается гиббсит (3—11%), алюмогидрокальцит (1—5%), квасцы, гетит, лимонит, мелантерит, ярозит, гипс, бассанит, гидрослюда, сера, кварц, халцедон, иногда каолинит и монтмориллонит. Г. Н. Черкасов, И. В. Шаламов, Ю. И. Коробов (СНИИГГИМС) относят Наманское проявление алюминита к хемогенным образованиям за счет алюмосульфатных растворов эндогенного происхождения, которые проникали в верхние горизонты земной коры по зонам разломов. На основании близости минерального состава проявлений сернокислотного выветривания и Наманского проявления алюминита, а также условий его залегания оно, по нашему мнению, является инфильтрационным за счет сернокислотного выветривания. Алюмосульфатные воды формируются в вышележащей толще юрских пиритизированных отложений и на контакте с карбонатными происходит выпадение из раствора минералов, содержащихся в алюминитовом горизонте. Зоны разломов могут лишь способствовать более интенсивной циркуляции вод. Кроме того, в тектонических зонах обычно отмечается повышенная пиритизация пород, поэтому циркулирующие по ним воды будут более интенсивно минерализованы, и на контакте с карбонатными породами в этих местах мощность залежи может увеличиваться.

Подобное геологическое положение имеют и другие проявления алюминита на Сибирской платформе (Нижневилуйканское I, II и др., [Козлов и др., 1977]).

На юге Иркутского амфитеатра в районе ст. Зима и среднего течения р. Оки проявления алунита — Белогоркинское-Кулгунайское, Белогоркинское, Масляногоркинское и др. [Елистратов, 1932] — приурочены к контакту карбонатных пород и терригенных отложений юры. Мощность алунитизированных пород колеблется от 30 до 60 м, средняя 40 м. Среднее содержание алунита 16,6%. Кроме алунита присутствуют алюминит, галлотрихит, т. е. минералы, характерные для продуктов сернокислотного выветривания. Алунит на юге Иркинеевского амфитеатра образовался за счет инфильтрации сернокислых растворов, сформированных в пиритизированных отложениях юры и их нейтрализации на контакте с карбонатными породами. Подобный генезис алунита отмечается в других районах Советского Союза [Кашкай, 1970].

Таким образом, приведенные материалы показывают, что сернокислотное выветривание играет значительную роль в формировании руд алюминия. Руды в большинстве случаев имеют инфильтрационный генезис, локализуются на контакте карбонатных и терригенных пород. Они имеют значительно более молодой возраст по сравнению с перекрывающими отложениями. В этом случае постоянной связи бокситовых залежей с зонами сульфидизации в подстилающих породах не должно наблюдаться, особен-

по в тех случаях, когда инфильтрация сернокислых вод происходит через перекрывающие отложения, которые в последующем могут быть эродированы и занесены более молодыми. Обращает на себя внимание почти постоянное присутствие на рассмотренных проявлениях галлуазита, который, по мнению Ф. В. Чухрова и др. (1966), образуется в зоне гипергенеза при интенсивной циркуляции нисходящих сернокислых растворов.

ЛИТЕРАТУРА

- Бушинский Г. П. Геология бокситов. М.: Недра, 1975. 414 с.
- Домбровская Ж. В., Яшина Р. С., Пилоли Г. О. Алюминит из зоны окисления пиритизированных сланцев на Байкале.— В кн.: Кора выветривания. Вып. 15. М.: Наука, 1976, с. 162—167.
- Елистратов В. В. Минеральные ресурсы Восточной Сибири.— Тр. Вост.-Сиб. геол.-развед. треста. М.— Л.: Геол. изд-во Всесоюз. геол.-развед. объединения, вып. 1, 1932, с. 28—29.
- Жабин В. В., Казанский Ю. П. Главнейшие уровни кор выветривания в докембрии Сибири.— В кн.: Континентальные перерывы и коры выветривания Сибири.— Труды СНИИГГИМСа, 1971, вып. 126, с. 55—58.
- Кашкай М. А. Алуиниты, их генезис и использование. Т. 1. М.: Недра, 1970. 400 с.
- Козлов Г. В., Кужельная З. В., Соколова М. Ф. Нижневилюйканское проявление сульфатов алюминия (Западная Якутия).— Геол. и геофиз., 1977, № 1, с. 45—50.
- Колесников В. Л., Мазилев В. Н. Бирилейское проявление белых бокситов в Западном Прибайкалье.— Литология и полезные ископаемые, 1974, № 5, с. 27—31.
- Кужельный Н. М., Кужельная З. В. О современном сернокислотном выветривании на Витимо-Патомском нагорье.— В кн.: Проблемы алюминиевого сырья Сибири. Новосибирск, 1976, с. 64—66.
- Маслов В. К. О бокситоносности голоустенской свиты верхнего протерозоя (Западное Прибайкалье).— Геол. и геофиз., 1974, № 11, с. 44—50.
- Нагорский М. П. Химико-минералогический очерк Вагановского месторождения бокситов и огнеупорных глин.— Вестник ЗСГУ, 1943, № 3-4, с. 61—80.
- Слукин А. Д., Живцов Д. А. Гиббсит-галлуазит-аллофановая минерализация в бассейне р. Мая.— В кн.: Семинар по генезису бокситов. М., 1974, с. 246—248.
- Черкасов Г. Н. О корях сернокислотного выветривания в Западной Якутии как возможном источнике глинозема.— В кн.: Проблема бокситов Сибири. Новосибирск, 1975, с. 33—43.
- Черкасов Г. Н., Краевский Б. Г., Бгатов В. И., Дергачев В. Д., Светлицкий Н. И. Гиббсит-аллофановые проявления центральной части Алтае-Саянской области.— В кн.: Проблемы алюминиевого сырья Сибири. Новосибирск, 1976, с. 49—54.
- Чухров Ф. В., Звягин Б. Б., Рудницкая Е. С., Ермилова Л. П. О природе и генезисе галлуазитов.— В кн.: Тезисы докладов совещания по исследованию и использованию глин и глинистых минералов. М., 1966, с. 13—15.

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ
СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А. В. Манева, Г. Р. Боровик

**БОКСИТЫ ЛАТЕРИТНОГО ГЕНЕЗИСА
КРАСИЛОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (САЛАИР)
И ПУТИ ИХ ОБОГАЩЕНИЯ**

В результате проведенных исследований Западно-Сибирским геологическим управлением в последние годы на территории Западной Сибири открыт ряд мелких месторождений низкосортных латеритных бокситов [Иванья и др., 1973]. Часть этих месторождений находится в пределах Салаира, где расположены также месторождения девонских диаспор-хлоритовых (Бердско-Майское, Октябрьское и др.) и корундовых (Обуховское) руд. Несмотря на высокое качество последних, запасы их недостаточны для организации глиноземного производства в этом районе. Использование бедных латеритных бокситов типа Красиловского месторождения позволило бы существенно расширить сырьевую базу этого района. Однако для вовлечения в переработку низкосортных бокситов необходимо определить пути их обогащения.

Красиловское месторождение бокситов латеритного типа характеризуется гётит-гиббситовым и гётит-гиббсит-каолинитовым составом руд. Бокситовая залежь приурочена к контакту известняков с алюмосиликатными породами и является верхней зоной линейно-площадной коры выветривания эффузивно-осадочных пород палеозойского фундамента. Максимальная мощность коры выветривания 200 м. Полный латеритный профиль характеризуется вертикальной зональностью: свежие и дезинтегрированные породы; гётит-каолинит-гидрослюдистые породы; бокситы и бокситовые глины.

Свежие и дезинтегрированные породы представлены диабазовыми и базальтовыми порфиритами, их туфами, туффитами, туфолавами, алевролитами и аргиллитами.

Зона гётит-каолинит-гидрослюдистых образований установлена на всех разновидностях пород по реликтовым структурно-текстурным признакам. Количественное соотношение гидрослюды и каолинита изменяется от нижних горизонтов к верхним с увеличением каолинита и уменьшением гидрослюды.

Бокситовый горизонт, подсеченный тремя разведочными профилями, залегает на глубине 13—39 м от поверхности, имеет мощность 20—30 м и представлен остаточной латеритной корой выветривания эффузивно-осадочных пород. В бокситовом горизонте фиксируются элементы просадки, связанной с выщелачиванием известняков, присутствовавших в исходном субстрате в виде линз и обломков.

Здесь выделены три разновидности пород: каменистые, рыхлые бокситы и бокситовые глины. В вертикальном разрезе горизонта бокситов наблюдается чередование указанных разновидностей, обусловленное пере-

слаиванием различных литологических разностей исходных пород, подвергшихся выветриванию.

Рыхлые бокситы характеризуются буровато-коричневым цветом, бобовой структурой и следующим минеральным составом: гиббсит — 65—85%, гетит — 15—35, кварц — 4—10%, в единичных зернах присутствуют циркон, турмалин, рутил. Под микроскопом устанавливается мелкообломочная структура цементирующей массы. В отдельных участках наблюдается реликтовая структура туфов. Крупные бобовины (0,3—0,7 мм) гетит-гиббситового состава часто содержат остроугольные обломки кварца, имеют концентрически-зональное строение и большое количество трещин усыхания, выполненных кристаллическим гиббситом, иногда гетитом. Они сцементированы более светлым гетит-гиббситовым материалом. Мелкие бобовины (0,02—0,1 мм) также имеют концентрически-зональное строение. В отличие от крупных бобовин они содержат гетит в виде незначительной примеси.

Каменистые бокситы представлены плотной, массивной, участками пористой массой бобовой структуры буровато-коричневого, иногда буровато-розового цвета. Цемент характеризуется мелкообломочной и реликтовой обломочной структурой. Крупные бобовины размером 0,5—1,5 мм имеют округлую, удлиненную, неправильную форму, концентрически-зональное строение. Зональность чаще всего обусловлена чередованием зон, обогащенных гиббситом и гетитом. Трещины усыхания, не выходящие за пределы бобовин, выполнены кристаллическим гиббситом. Отдельные бобовины обладают сложным строением: несколько мелких бобовин объединены общей оболочкой. Довольно часто внутренняя часть крупных бобовин по составу и структуре аналогична основной массе, что свидетельствует об образовании бобовин в этой породе. Редко внутри бобовин фиксируются единичные зерна рутила, циркона, турмалина и корунда. В цементирующей массе в промежутках между крупными бобовинами, особенно в осветленных участках, обнаруживается реликтовая литокластическая структура туфов. В некоторых обломках наблюдается реликтовая структура диабазов, аргиллитов, сланцев. Иногда в цементе и в бобовинах видна реликтовая миндалекаменная текстура и диабазовая структура. В цементе имеются участки перекристаллизованного алюмогеля с мелкокристаллической гиббситовой оторочкой. Наряду с обломками пород встречаются зерна кварца и нацело замещенного гиббситом полевого шпата. Псевдоморфозы гиббсита по полевым шпатам в отличие от таковых по темноцветным минералам не содержат гидроокислов железа. В псевдоморфозах по темноцветным минералам, кроме формы зерен, фиксируется реликтовая спайность, подчеркиваемая распределением гидроокислов железа и лейкоксена. Редко в горизонте каменистых бокситов встречаются участки без бобовой структуры, но с реликтовой обломочной структурой туфов.

В литологических пробах, взятых из рыхлых и каменистых бокситов, установлен следующий минеральный состав: гиббсит, магнетит, маггемит, гематит, гетит, лейкоксен, анатаз, рутил, циркон, турмалин, корунд, андалузит, каолинит, кварц.

Гиббсит в бокситах представлен тремя морфологическими разновидностями: аморфной, криптокристаллической и полнокристаллической. Аморфный гиббсит буровато-серого цвета, изотропен, криптокристаллический — бесцветный, буровато-серый, агрегативно поляризует, кристаллический характеризуется удлиненно-призматическими зернами, сдвойникованными в простые двойники. $CNg = 22^\circ$; показатели преломления по $Ng = 1,560$, $Np = 1,537$. На кривых нагревания фиксируется четкий эндотермический эффект при температуре 360°C . Результаты химического анализа рыхлых и каменистых бокситов показывают, что по содержанию главных компонентов они практически не отличаются друг от друга.

Бокситовые глины являются структурной корой выветривания кварц-гетит-каолинитового состава с реликтовой микрогранобластовой структурой.

Результаты обогащения бокситов

Продукт	Выход, %	Содержание, %			Извлечение, %			M _{Si}
		Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	
Бокситовый концентрат	22,0	42,46	6,03	24,84	25,1	11,9	19,8	7,07
В том числе:								
песковый	19,9	42,54	5,84	25,5	22,8	10,4	18,4	7,28
шламовый	2,1	41,8	7,86	18,7	12,3	1,5	1,4	5,32
Каолиновый продукт	78,0	35,83	12,61	28,33	74,9	88,1	80,2	2,84
В том числе:								
песковый	22,3	33,3	16,0	29,4	19,9	32,0	23,8	2,08
шламовый	29,5	36,4	14,28	26,0	28,8	37,7	27,8	2,55
Объединенный промпродукт	26,2	37,7	7,84	30,04	26,2	18,4	28,6	4,81
Исходный боксит	100,0	37,29	11,16	27,56	100,0	100,0	100,0	3,34

рой, псевдобрекчиевой и псевдобобовой текстурой, обусловленной наличием гидрогетитовых стяжений неправильной формы землистого сложения. Главным порообразующим минералом является каолинит, в меньшем количестве присутствуют кварц, гетит, гидрослюда и гиббсит. Химический анализ всех разновидностей бокситов показывает, что каменистые и рыхлые разновидности бокситов по содержанию главных компонентов (Al₂O₃, SiO₂ и Fe₂O₃) мало отличаются друг от друга. Они содержат (%): Al₂O₃—22,0—47,5, SiO₂—2,0—17,5, Fe₂O₃—13—59, TiO₂—1,3—2,8, CaO—0,1—0,4, MgO—0,2, MnO—0,15, п. п. п.—20—22. Кремневый модуль колеблется от 2,13 до 9,41.

Исследования на обогатимость проводились на представительной пробе бокситов с кремневым модулем 3,34 (см. таблицу).

Низкий кремневый модуль бокситов предопределяет необходимость их обогащения. Как известно, бокситы весьма сложны для обогащения. Это обусловлено весьма тонкой дисперсностью слагающих их минералов, поверхностными свойствами, а также распределением глинозема по нескольким минералам. Для красилловских бокситов обогащение осложняется общей ожелезненностью. Результаты ситовых анализов, а также дисперсного анализа пробы, измельченной до крупности 0,1 мм, указывают на практически равномерное распределение окислов по классам крупности и фракциям дисперсного анализа. Гравитационные методы обогащения применительно к бокситам Красилловского месторождения не дали положительных результатов. Неэффективной оказалась также магнитная сепарация в поле высокой напряженности для выделения железистых минералов ввиду тонкой дисперсности последних. Единственным перспективным методом обогащения для изучаемых бокситов оказалась флотация, проводившаяся по принципиальной схеме флотационного обогащения [Кузнецов, Балашов, 1972].

Боксит флотирован в щелочной среде (pH = 9,5) реагентной смесью олеиновая кислота + машинное масло + талловое масло (1 : 1 : 1) в присутствии гексаметофосфата натрия (ГМФ). Для регулирования коллоидно-дисперсного состава пульпы использовали оксиэтилированное соединение ОП-7. Проведенными исследованиями была установлена необходимость раздельной флотации песков и шламов. Обесшламливание проводили методом отмучивания по крупности 0,02 мм (экспериментальные исследования по флотации выполнены инж. Л. В. Крюковской). Флотационное обогащение шламов и песков проводилось по однотипной схеме с двумя перемешиваниями. Цикл шламовой флотации отличался от песковой несколько повышенным расходом ГМФ (700 и 500 г/т соответственно) и пониженным расходом ОП-7 (200 и 300 г/т) при равном расходе реагентной смеси (2000 г/т).

В результате проведенных исследований разработана флотационная схема обогащения бокситов Красилловского месторождения с получением

бокситового концентрата с кремневым модулем, равным 7, и каолининового продукта. Суммарные результаты обогащения бокситов по этой схеме сведены в таблице.

Известно, что для переработки бокситов применяют два метода: «выщелачивание по Байеру» (наиболее экономичный способ переработки) и спекание с известняком и содой. Выбор метода определяется вскрываемостью бокситов и их химическим составом.

Бокситы Красилковского месторождения относятся к легковскрываемым: извлечение глинозема из этих бокситов щелочью проходит легко, проводить процесс можно в открытом цикле, не прибегая к автоклавированию. Несмотря на легкую вскрываемость бокситов, извлечение глинозема в раствор составляет 71—73%, что связано с повышенным содержанием в них кремнекислоты, которая, растворяясь одновременно с глиноземом, связывает часть последнего в нерастворимые алюмосиликаты. Учитывая легкую вскрываемость этих бокситов, целесообразно полученный методами механического обогащения бокситовый концентрат перерабатывать по способу Байера, а каолининовый продукт — по способу спекания. Невысокое извлечение глинозема в бокситовый концентрат может быть увеличено за счет доизвлечения его из промпродукта при флотации в замкнутом цикле.

ЛИТЕРАТУРА

- Иванья Л. А., Выродова М. И., Манаева А. В. Генетические типы месторождений платформенных бокситов юго-востока Западной Сибири.— В кн.: Природа Кузбасса. Новокузнецк, 1973.
- Кузнецов В. П., Балашов Г. Р. Комбинированная схема обогащения каолинит-гидраргиллитовых бокситов.— Цветные металлы, 1972, № 1, с. 87.

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ
СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Р. С. Родин, С. В. Тарновский

**КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ И БОКСИТЫ
СЕВЕРНОГО ВЫСТУПА ЧАДОБЕЦКОГО ПОДНЯТИЯ**

Бокситы северного выступа Чадобецкого поднятия известны с 1958 г. Они лежат в крупной депрессии, заполненной мощной (более 500 м) толщей продуктов выветривания. Однако до сих пор в литературе отсутствует описание минерального и химического составов этих продуктов в едином разрезе. Описанный А. Д. Слукиним (1973) полный профиль коры выветривания является сводным, составленным по ряду горных выработок и скважин. Для понимания же генезиса как самой коры выветривания, так и связанных с ней полезных ископаемых необходимо прежде всего единый разрез, поскольку эти образования существенно меняют свой состав на незначительном (десятки метров) расстоянии по латерали. В данной статье мы постараемся до некоторой степени восполнить имеющийся пробел, приведя минералого-геохимическую характеристику скв. 150-бис, пройденную на северном выступе Чадобецкого поднятия.

Этой скважиной продукты выветривания вскрыты на глубину 465 м. Они представлены желтовато-бурой и пестроцветной глиной в интервале 110—465 м и красноцветными глинистыми бокситами с горизонтами бобовых каменных бокситов в интервале 94,4—110 м. Глины представляют собой зону гидролиза, поскольку они сложены в основном каолинитом, а бокситы отнесены к зоне конечного гидролиза (см. таблицу). К сожалению, породы зоны гидролиза пройдены не на всю мощность, поэтому мы не располагаем данными о подстилающих породах.

В нижней части зоны гидролиза много выветрелых и ожелезненных обломков песчаников, гравелитов, алевролитов и сланцев, реже щелочных ультраосновных пород. В основании зоны глины содержат обломки ожелезненных кремнистых пород (до 10%), преобладающий размер которых 0,5—2,5 см. По данным термического (см. таблицу) и рентгеноструктурного анализов глины нижней части описываемой зоны представлены главным образом каолином, редко содержащим примесь гидрослюда и монтмориллонита. Кроме того, в них присутствуют гетит, гематит, кварц, кремнезем, реже псиломелан, рутил, анатаз, микроклин, барит. В большей части образцов термическим анализом установлено присутствие гиббсита (четкие, симметричные, хоть и неглубокие эндозффекты при 290—330°C).

В редких линзочках мощностью 0,1—0,3 м терригенного кварца содержится от 3—5 до 45—50%. Гетит и гематит в тонкодисперсной форме располагаются в глинистой массе либо выполняют трещинки и очень редко образуют мелкие стяжения. Кварц отмечается преимущественно в виде угловатых, реже полуокатанных и окатанных зерен алевроитовой и псаммитовой размерности. Большая часть их в той или иной мере корродирована железисто-глинистым веществом, в результате чего они зачастую

Зона	Литологическая характеристика пород	Минералогическая характеристика пород	Глубина, м			
				SiO ₂	Al ₂ O ₃	
Конечного гидролиза	Боксит бобовый, каменистый. Боксит глинистый, красно-бурый	Гиббсит, гетит, гематит, реже каолинит, анатаз, рутил, кварц	98	1,58	35,86	
			101	11,65	41,65	
Гидролиза	Верхняя часть	Глина желтовато-бурая и голубовато-белая, реже красно-бурая, желтая и фиолетовая, жирная, пластичная, слабопесчанистая, с редкими обломками выветрелых и ожелезненных песчаников, гравелитов, алевролитов и сланцев	111	29,54	37,15	
			117	30,20	31,62	
			126	38,02	31,62	
			130	43,65	19,95	
			136	50,51	21,88	
			149	47,86	14,13	
			164	52,48	26,70	
			181	45,71	22,39	
			192	33,61	19,50	
			213	44,07	26,01	
	236	44,50	28,84			
	Нижняя часть	Глина желтая и кремовая, изредка пятнами и линзочками, голубовато-белая, фиолетовая и красно-бурая, песчанистая, с обломками выветрелых и ожелезненных песчаников, гравелитов, алевролитов, сланцев, реже щелочных ультраосновных пород	Каолинит, гетит, гематит, кварц, кремень, реже пспломелан, анатаз, рутил, гидрослюда, монтмориллонит, микроклин, барит	254	28,51	16,49
				278	37,52	9,55
				299	42,66	10,00
				324	40,93	10,47
				351	43,16	23,44
				380	53,70	17,78
				408	38,48	19,95
				424	40,00	25,12
448				49,72	13,97	

имеют весьма причудливые очертания либо расчленены на несколько частей. Как видно из таблицы, химический состав пород снизу вверх по разрезу меняется слабо и без какой-либо тенденции, в связи с чем для всей нижней части зоны гидролиза подсчитаны средние содержания породообразующих окислов (по 9 пробам): SiO₂ — 41,68%, Al₂O₃ — 16,31%, TiO₂ — 5,40, Fe₂O₃ — 23,34, MnO — 0,49, MgO — 0,27, CaO — 0,45, Na₂O — 0,39, K₂O — 1,24, п.п.п. — 10,02%. Мощность нижней части зоны 215,5 м.

Глины в верхней части зоны гидролиза имеют ту же окраску, что и в нижней, но обломков пород в ней уже меньше. Так же уменьшается в ней и доля терригенного кварца и соответственно возрастает роль каолинита. В остальном минералогический состав глины по всей зоне одинаков (см. таблицу).

Химический состав пород верхней части зоны гидролиза следующий (среднее по 11 пробам): SiO₂ — 41,81%, Al₂O₃ — 24,87, TiO₂ — 3,35, Fe₂O₃ — 16,62, MnO — 0,02, MgO — 0,29, CaO — 0,35, Na₂O — 0,01, K₂O — 0,35, п.п.п. — 12,02%. Мощность пород верхней части зоны 139,5 м. Как видно из анализов, содержание глинозема, в общем, растет вверх по разрезу, но при этом сокращается количество оснований и окислов железа. Отсутствие плавного закономерного (снизу вверх) увеличения одних компонентов и уменьшения других объясняется пестротой состава выветривающихся осадков.

Следует подчеркнуть, что в породах зоны гидролиза гиббсит не улавливается под микроскопом, и тем не менее он четко диагностируется термическим и рентгеноструктурным анализами.

Зона конечного гидролиза представлена красно-бурым глинистым

Химический состав, вес. %									Данные термического анализа «+» (эндотермические), «-» экзотермические, °С
TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п.п.п.	Σ	
7,4	38,57	0,09	He опр	0,23	0,03	0,02	16,3	99,99	+140, +300, +600, -960
6,8	20,63	0,08	»	0,18	0,04	0,04	19,0	99,99	+140, +330, +580, -990
5,49	17,78	0,01	0,33	0,21	He опр.	He опр.	14,1	98,35	+160, +340, +620, -1040
5,88	17,38	0,006	0,09	0,25	»	»	14,1	99,52	+140, +380, +620, -1030
5,49	12,3	0,005	0,09	0,40	»	»	11,5	99,42	+120, +380, +620, -1040
3,16	20,89	0,02	0,38	0,31	»	0,4	10,7	99,26	+140, +320, +340, +600
3,02	10,47	0,02	0,83	0,29	0,1	2,3	10,5	99,92	+150, +330, +600, -990
3,89	22,69	0,02	0,14	0,33	He опр.	He опр.	10,3	99,16	+120, +320, +580, -1000
1,12	7,94	0,006	0,33	0,44	»	»	11,8	100,8	+220, +360, +620
1,33	18,86	0,02	0,29	0,33	»	»	10,5	99,40	+180, +360, +600, -1000
4,46	28,84	0,09	0,25	0,79	»	»	12,4	99,94	+120, +320, +600, -990
1,58	15,65	0,02	0,29	0,31	»	»	11,9	99,83	+105, +315, +630, -1005
1,48	10,00	0,01	0,17	0,25	»	0,3	14,4	99,95	+120, +330, +630, -1030
3,15	40,00	0,63	0,22	0,79	1,5	0,1	8,2	99,99	+170, +350, +600, -980
9,12	31,62	0,63	0,56	0,46	0,4	He опр.	10,1	99,98	+160, +340, +610, -950
7,07	23,44	0,70	0,31	0,70	0,4	»	13,3	98,58	+140, +330, +600, -950
10,00	26,30	1,12	0,28	0,50	0,5	»	9,9	99,00	+170, +340, +600, -950
3,31	15,85	0,50	0,34	0,40	0,3	»	12,7	100,0	+150, +330, +610, -980
2,63	11,22	0,10	0,14	0,24	0,2	7,1	6,1	99,20	+170, +330, +600
4,07	23,44	0,31	0,19	0,31	0,2	0,5	12,3	99,75	+130, +330, +610, -1000
5,16	15,85	0,40	0,21	0,40	He опр.	1,2	10,9	99,24	+280, +565, -960
4,08	22,39	0,40	0,22	0,22	»	2,3	6,7	100,0	+310, +550, -960

бокситом с двумя прослоями каменистых бобовых бокситов мощностью 0,4 и 6,2 м. В собственно глинистых бокситах наблюдаются редкие обломки бобовых бокситов. По данным термического анализа, а также микроскопических исследований, глинистые бокситы представлены главным образом гиббситом, гегитом и гематитом. Реже отмечается каолинит, анатаз и рутил и очень редко кварц и гидрослюда (см. таблицу).

Минералогический состав каменистых бокситов примерно такой же, что и глинистых бокситов. Для них характерна бобовая текстура. Бобовины темно-красного и бурого цвета составляют до 60—65% породы. Размер их колеблется от 1 до 5 мм. Они разбиты трещинами усыхания различной ориентировки. Трещины обычно открыты, реже выполнены гиббситом. В бобовинах иногда наблюдаются угловатые зерна кварца алевритовой и псаммитовой размерности. Эти зерна координированы гиббситом или гидроокислами железа. Цемент каменистых бокситов менее интенсивно окрашен, нежели сами бобовины. Тип цементации смешанный (базальный, поровый, соприкосновения). Представлена цементирующая масса бобовинами мелкопсаммитовой и алевритовой размерности, которые, в свою очередь, сцементированы тонко-, средне- и крупнокристаллическим гиббситом. Изредка между бобовинами наблюдаются угловатые и полуокатанные зерна кварца, в значительной степени корродированные гиббситом.

Мощность зоны конечного гидролиза 15,6 м.

В настоящее время существуют два представления о генезисе бокситов северного выступа Чадобецкого поднятия. Большинство исследователей [Забиров, 1970; Пасова, Спириц, 1970; Пельтек, 1967, 1971] придерживаются точки зрения об осадочном происхождении бокситов. А. Д. Слукин (1973) считает, что они сформировались за счет механического переотло-

жения коренных латеритов, после чего испытали латеритизацию, уже находясь в депрессии. При этом данный исследователь мощную толщу пестроцветных глинистых образований, подстилающих бокситы, относит к остаточной коре выветривания. Основанием для этого вывода ему послужили результаты изучения продуктов выветривания даек пикритовых порфиритов и кимберлитов, прорывающих рыхлую толщу, заполнившую глубокую депрессию северного выступа Чадобецкого поднятия. Мы полностью согласны с А. Д. Слукным о генезисе рыхлой толщи пестроцветных глин. В то же время считаем неверным отнесение бокситов, венчающих эту толщу, к осадочным образованиям, и вот по каким соображениям. Вокруг упомянутой выше депрессии располагаются карбонатно-терригенные существенно кварцевые породы докембрия, которые и являлись поставщиками терригенного материала, заполняющего ее. На значительном удалении располагаются реликты траппового плато, которые также могли быть источником сноса и в пределах которых известны проявления кор выветривания. В такой геологической ситуации образование осадочных бокситов за счет разрушения широко развитой латеритной коры выветривания, с нашей точки зрения, невозможно. Процессы эрозии, разрушавшие эту кору выветривания, несомненно, вскрывали и свежие породы субстрата, а в результате в депрессии накапливались бы лишь осадки различного состава, но никак не бокситы. Подтверждение этому мы находим в статье, посвященной описанию месторождения бокситов Вэйпа в Австралии [Теняков и др., 1978]. В ней рассматриваются осадки мелкой депрессии, расположенной в 20 м от стенки бокситового карьера. И если бокситы карьера характеризуются довольно хорошим качеством, то осадки в депрессии уже никоим образом не могут относиться по своему химическому составу к бокситам.

Таким образом, мы считаем, что бокситы северного выступа Чадобецкого поднятия являются остаточными, образовавшимися по осадкам, в которых присутствовали и переотложенные продукты выветривания. Однако не эти продукты определили облик и состав бокситов, а те процессы латеритизации, которые проявились после образования осадка. Особенно убедительным аргументом в пользу этого мнения является широкое развитие в бокситах аутигенных агрегатов гиббсита и железистых минералов, выполняющих бобовины и всю слагающую их массу (см. описание зоны конечного гидролиза). Формирование этих агрегатов некоторые исследователи склонны объяснять диагенезом осадка, однако в таком случае хемогенная его часть должна была нацело состоять из свободных полуторных окислов железа и глинозема, что явно противоречит их геохимической природе.

ЛИТЕРАТУРА

- Забиров Ю. А. Полезные ископаемые Чадобецкого поднятия, связанные с древними корами выветривания.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Красноярского края, 1970, вып. 7, с. 14—24.
- Пасова Ф. Г., Спириг С. Л. Мезокайнозойские бокситоносные отложения и коры выветривания на Сибирской платформе.— Сов. геология, 1970, № 7, с. 3—18.
- Пельтек Е. И. Типы месторождений бокситов Сибирской платформы и некоторые особенности их формирования и размещения.— Труды СНИИГТИМСа, 1967, вып. 58, с. 3—18.
- Пельтек Е. И. Месторождения бокситов Енисейского края и Сибирской платформы.— В кн.: Платформенные бокситы СССР. М.: Наука, 1971, с. 221—262.
- Слукни А. Д. Коры выветривания и бокситы Чадобецкого поднятия. М.: Наука, 1973. 126 с.
- Теняков В. А., Мамедов В. И., Ильин С. Ф., Милославская О. Ф. О современном бокситовом осадке в карьере месторождения бокситов Вэйпа (Австралия).— Литология и полезные ископаемые, 1978, № 5, с. 101—107.

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ
СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А. В. Ван

**ВУЛКАНОКЛАСТИКА В БОКСИТАХ
БОКСОНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Боксонское месторождение находится в пределах восточной центростроклинали Боксон-Сархойского синклинория и представлено древнейшими бокситами геосинклинального типа. Бокситовый пласт располагается в нижней части средней подсвиты боксонской свиты, имеющей верхневендский возраст [Григорьев, 1968]. Пластовое тело (а по данным В. В. Жабина (1972) предполагается наличие двух пластов) образовано вишневыми, красными, зелеными и реже черными разностями бокситов, залегающих среди доломитов.

По условиям формирования выделяются два типа разрезов бокситового горизонта [Жабин, 1972]. Один из них представлен плотными брекчированными или микрослоистыми бокситами красного цвета, а также зелеными и зеленовато-серыми бокситами с вкрапленностью пирита, обычно перекрытыми черными углистыми сланцами и серыми доломитами. Основание пласта характеризуется повышенным содержанием обломков гематита. Другой тип сложен плотными красными и вишневыми бокситами с микрослоистой текстурой. Они перекрываются серыми сланцами, железистыми кварцевыми песчаниками, брекчированными или слоистыми доломитами. Брекчированные бокситы в этом типе разреза имеют подчиненную роль.

Предполагается, что образование бокситов происходило за счет накопления продуктов разрушения коры химического выветривания, сносившихся в бассейн с застойным водным режимом [Жабин, 1972]. Участие продуктов синхронного вулканизма в процессе бокситообразования никем не отмечалось. Вулканогенные образования известны только в базальной части серии — в сархойской свите, подстилающей боксонскую и состоящей из кварцевых порфиров, кератофиров, альбитофиров, андезитовых порфиритов, а также их туфов. Кроме сархойской свиты, туфы и подчиненные им лавы липаритов в пределах Боксон-Сархойского синклинория обнаружены только в более молодой, перекрывающей бокситоносные отложения мангатгольской свите нижнего кембрия [Григорьев, 1968].

Проведенными детальными микроскопическими исследованиями боксонских бокситов (свыше 70 шлифов) установлено, что преобладающим компонентом первичного субстрата, подвергнувшегося бокситизации, и причем на месте своего захоронения, является вулканокластический материал, представленный обломками пемзы и вулканическим пеплом. Бокситы, сложенные крупнообломочными пирокластическими фрагментами, сохранили довольно четко выраженную вулканокластическую структуру. Бокситы более тонкого гранулометрического состава большей частью утра-

тили пепловую структуру, и только в отдельных прослойках или участках обнаруживаются ее реликтовые признаки.

Бокситы красные микрослоистые и полосчатые представляют собой измененные пемзокластические туфы с градационной слоистостью. Слоистость и полосчатость обусловлены чередованием тонких слоев пемзового материала разного гранулометрического состава. Светлоокрашенные прослойки сложены более крупными пемзовыми фрагментами, а прослойки, имеющие более густую окраску, образованы мелкими обломками пемзы или вулканическим пемлом. Красноватый цвет бокситов вызван равномерным распределением в них тонкодисперсных гематита и гидрогематита.

Обломки пемзы имеют самую разнообразную форму: неправильную, округлую, овальную, каплевидную, вытянутую, угловатую и другие (рис. 1, 2). Нередко обломки несут признаки пузырчатости, характеризуются рваной поверхностью и растрепанными концами. В большинстве случаев пузырьки в пемзовых фрагментах заплывшие в результате заполнения их продуктами изменения (бокситизации) основной массы самой пемзы или же минералами, осадившимися из растворов, циркулировавших в пемзовой толще. В первом случае пузыри сливаются с основной массой породы и почти не отличимы в ней. При заполнении пор окислами железа, кальцитом, диаспором, хлоритом или пиритом, наоборот, пузырчатое строение проявляется весьма ярко. Цементом служат продукты разложения тонкого пеплового материала в виде железисто-глинистой пелитоморфной массы с включением скоплений серицита, пирофиллита или диаспора.

Под воздействием уплотнения породы отмечаются признаки пластической деформации обломков с образованием конформной структуры (структуры приспособления). В некоторых прослойках, претерпевших значительное уплотнение, наблюдаются слабые черты сланцеватости с проявлением бластопемзокластической структуры.

Присутствующая в бокситах терригенная примесь представлена преимущественно кварцем и реже обломками различных пород. Некоторые слои обогащены обломочными зернами гематита. Многие из этих зерен имеют неполные кристаллографические очертания. Поверхность обломков гематита часто покрыта сетью тонких трещин, что, по мнению О. Н. Огородникова и А. К. Гладковского (1975), является признаком их пирокластического происхождения.

Микрослоистые бокситы часто несут следы взмучивания и оползания осадков, а также микронарушения.

Бокситы зеленых и темных окрасок отличаются от первых большей ролью цементирующего вещества, среди которого часто встречается хлорит и пирит. Совместно с пемзовыми обломками, ничем не отличающимися от вышеописанных, присутствуют обломки андезитовых порфиритов нередко с миндалекаменной структурой. Кусочки пемз и шлаков иногда обладают формой фьямме и удлиненных скорлуповатых образований. При значительном скоплении таких обломков появляется шальштейновая текстура породы, характеризующаяся свилеватостью за счет расплющивания пузыристых фрагментов. Лейсты плагиоклазов в обломках эффузивов в большинстве случаев замещены кальцитом. Среди цементирующей массы встречаются хлорит, замещающий обломки вулканического стекла, зерна пирита, слюдястый детрит, представленный в основном чешуйками мусковита, гематита, редко анатаза, лейкоксена, и иногда сферолитовые микроконкреции сидерита. Местами отмечаются микролинзовидные скопления серицита, пирофиллита и диаспора. Зеленоватый цвет обусловлен присутствием хлорита. Как показали исследования С. В. Матошина и Г. Н. Черкасова (см. статью в этом же сборнике), хлорит в боксонских бокситах представлен алюминиевым септхлоритом, близким к группе амезита. В верхней части рудного горизонта содержание его значительно, и он образует тонкие прослойки сланцеподобной породы с реликтовой пемзокластической структурой.

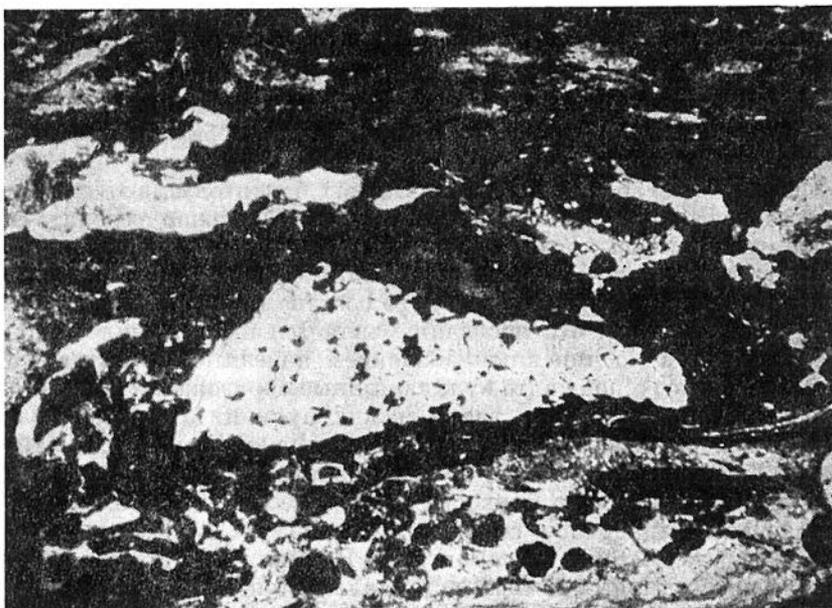


Рис. 1. Обломки пемзы и вулканического стекла в боксите. Увел. 50, без анализатора.

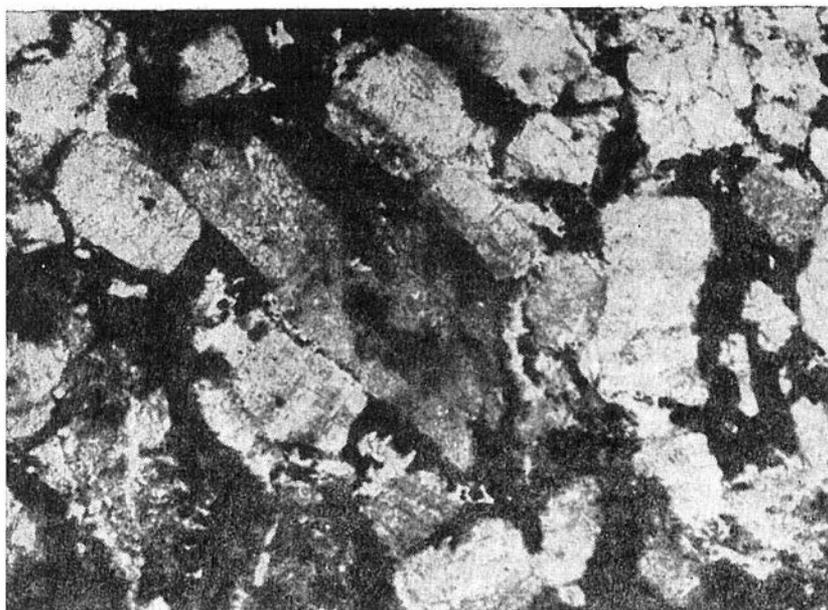


Рис. 2. Пемзокластическая структура в боксите. Увел. 50, без анализатора.

В кровле пласта боксита встречаются линзовидные слои карбонатизированного вулканического пепла. Он состоит из фигурных обломков вулканического стекла, замещенного кальцитом, и таблитчатых кристаллов плагиоклаза. Так же, как и в первом типе бокситов, здесь характерна ритмичная микрослоистая текстура часто с признаками нарушения слоистости осадков, что является одной из отличительных черт вулканогенно-осадочных отложений.

Чередующееся микрослоистое строение бокситов обусловлено ритмическим поступлением пирокластического материала и его градиционным осаждением в водную среду. А. С. Калугин (1970) считает, что ритмично-слоистая текстура может возникать также при часто повторяющихся взмучиваниях осадков в результате сейсмических колебаний, сопровождающих вулканическую активность.

Таким образом, во всех изученных типах бокситов имеются признаки вулканокластического происхождения, из чего можно сделать вывод о том, что основным исходным субстратом, по которому образовались бокситы Боксонского месторождения, послужили пемзовые отложения. Исходя из пемзовой природы и минерального состава пирокластического материала, нужно полагать, что последний является производным липарито-дацитово-магмы с подчиненным значением андезитовой составляющей. Выявленные в боксонской свите вулканогенные образования представляют собой как бы промежуточное звено между вулканитами подстилающей сархойской и перекрывающей мангатгольской свит. Большие размеры (до псефитовых) пемзовых обломков и отсутствие значительных следов окатанности свидетельствуют о близости вулканических центров.

Образование минералов свободного глинозема в пемзовых толщах молодого возраста известно на территории Японии [Yoshinaga *et al.*, 1973]. Из анализа литературных данных устанавливается, что обломки вулканической пемзы присутствуют во многих бокситах самого различного возраста и из разных регионов, и только полная утрата пузырчатого строения затрудняет правильность их идентификации. Так, в уральских бокситах они названы бобовинами неправильной формы. Следует отметить, что при очень глубоких преобразованиях, связанных с выносом вещества, вокруг пемзовых обломков могут образовываться концентрические оболочки, и они действительно становятся бобовинами.

ЛИТЕРАТУРА

- Григорьев В. И. Бокситы в пределах Саяно-Алтайской складчатой области.— В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. Т. 2. М.: Наука, 1968, с. 309—313.
- Жабин В. В. Перспективы бокситопосности и пути дальнейших исследований Боксонского месторождения.— В кн.: Бокситоносные формации Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1972, с. 35—43.
- Калугин А. С. Атлас текстур и структур вулканогенно-осадочных железных руд Алтая. Л.: Недра, 1970. 176 с.
- Огородников О. И., Гладковский А. К. Геосинклинальные месторождения бокситов на Урале и их связь с вулканизмом. М.: Наука, 1975. 96 с.
- Yoshinaga N., Nakai M., Yamaguchi M. Unusual accumulation of gibbsite and halloysite, in the Kitakami pumice bed, with a note on their genesis.— *Clay Sci.*, 1973, v. 4, N 4, p. 155—165.

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ
СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А. Ф. Быч

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ
ФОСФОРИТОВЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ САЛАИРА

На Салаире в отличие от других районов западной части Алтае-Саянской складчатой области фосфориты и фосфоритоносные отложения позднего докембрия изучены весьма слабо. Поисковыми работами на юге Салаира выявлены отдельные точки с повышенной фосфатоносностью (гора Кивда, р-н сел Кытманово и Казанцево), однако положительных результатов эти работы не дали, что, видимо, обусловлено плохой обнаженностью района в целом, сложным геологическим строением древних толщ и недостаточной литолого-стратиграфической изученностью разрезов докембрия.

Фосфоритоносные отложения рифея — венда и фосфатопроявления, связанные с ними, обнаружены в 1974—1976 гг. в центральной части Салаира литологической партией при проведении здесь геологопоисковых работ на марганец и другие полезные ископаемые. При этом на основании многочисленных сборов микрофитоцитов и проблематики установлена четкая стратиграфическая приуроченность повышенной концентрации фосфора и обнаруженных фосфатопроявлений к рифей-вендским отложениям, которые представлены толщей строматолитовых доломитов, доломитовых и фосфорит-доломитовых брекчий мощностью более 600 м, выделенной нами как кедровская свита.

Кедровская (фосфоритоносная) толща, установленная на Сунгайском участке, с постепенным переходом перекрывает отложения среднего рифея (сунгайская свита), представленного черными известняками, углито-кремнистыми сланцами и горизонтами вулканогенных пород, залегающими в основании толщи. Возраст сунгайской свиты установлен по сборам *Camasia problematica* Posp. (ms); *C. aff. spongiosa* Walk., *Nubecularites cf. uniformis* Z. Zhur. (здесь и далее сборы наши, определения — А. Г. Поспелова) и трактуется как средний рифей.

Стратиграфическое положение фосфоритоносной доломитовой толщи устанавливается по положению в разрезе и по многочисленным сборам остатков *Spongiostroma* sp.; *Minjarostroma* sp.; *Lermontovaestroma retiformis* (Krasn.), *Algotactis cf. kabirzaensis* Posp., *A. cf. tenuis* Posp. (ms.), *Volvatella* sp., *Stromatactis cf. sinzasiensis* Posp. (ms), *Cyanophycus* sp., *Sinzasophyton* sp. как верхний рифей — венд.

Перекрывается кедровская толща (в разрезе по р. Кедровке) вулканогенно-осадочными отложениями (мощностью 700 м) нижней подсвиты аламбайской свиты, из карбонатных горизонтов которой собраны остатки *Vesicularites* sp., *Algotactis cf. sinzasiensis* Posp., *Stromatactis ex gr. palaeozoicus* Posp., *Borlogella* sp., *Algotactis frolovi* Posp. (ms), *Algotactis cf. ignotus* Posp., *Anaborostroma uzasensis* Posp. (ms), *Bogojlia* sp. и др., характеризующие подсвиту как венд.

Фосфоритоносная доломитовая толща в пределах центральной и южной части Салаира имеет довольно широкое распространение. Разрезы ее известны по рекам Сунгай, Кедровка, Сунгаенок, ручьям Иродов Лог, Ироденок, Северный Тогул, Степной и Черновой Тогуленок и др. Ранее отложения этого уровня включались в состав кивдинской и аламбайской свит. Нами они выделены впервые как по положению в разрезе и по многочисленным сборам микрофитолитов, так и по фосфатности.

В пределах площади распространения доломитовой толщи согласно классификации Н. А. Красильниковой мы выявили два типа фосфатных концентраций (фосфоритов):

- 1) первичные (морские), хомогенные;
- 2) вторичные (континентальные), связанные с процессами выветривания и локализованные на головах первичных фосфатных пород и фосфоритов.

ПЕРВИЧНЫЕ (МОРСКИЕ) ФОСФОРИТЫ

Первичные фосфориты и фосфатноносные горизонты выявлены по рекам Сунгай, Кедровка, ручьям Иродов Лог, Степной Тогуленок.

а. С у н г а й с к о е фосфатопоявление расположено в левом борту долины р. Сунгай, в 800 м выше устья р. Большой. Оно представлено горизонтом фосфорит-доломитовых брекчий, обнаруженным как в делювиальных свалах, так и в горных выработках (шурфах) в поле развития пород кедровской свиты. Неполная мощность (нормальная) фосфоритоносного горизонта по шурфу 34 составляет 1,5 м. Брекчии слагаются угловатыми обломками (до 3—5 см) светло-серого и серого доломита и обломками (до 4 см) черного и пелитоморфного фосфорита. Цемент базальный или поровый, сложен серым мелкозернистым доломитом, в котором иногда отмечаются гнезда, выполненные кварц-кальцитовым агрегатом и черным пелитоморфным фосфоритом. Содержание P_2O_5 в брекчиях по данным химанализов колеблется от 0,5 до 2% и зависит от количества и крупности обломков фосфорита. Содержание P_2O_5 в фосфоритовых обломках достигает 21—26%.

б. К е д р о в с к о е фосфатопоявление расположено в 4 км от устья р. Кедровки (левый приток р. Степной Аламбай), в правом борту долины. Здесь в коренном обнажении доломитов обнаружены линзочки, гнезда и слойки фосфоритов мощностью от 1 до 10 см. Канавами вскрыта толща слабофосфатных строматолитовых доломитов кедровской свиты, к которой приурочен фосфоритоносный горизонт неполной нормальной мощностью 8 м. По данным химанализа, содержание P_2O_5 в слойках фосфоритов колеблется в пределах 10—26%. В фосфоритоносном горизонте бороздовым опробованием отбиваются три сближенных пласта фосфатных доломитов, насыщенных слойками и линзами фосфоритов мощностью 1 м; 1,4 и 1,5 м с содержанием P_2O_5 соответственно 2,5%; 2,7 и 2,33%. Здесь же отбиваются пропластки доломитов, обогащенных фосфоритами мощностью 25—40 см, где содержание P_2O_5 на массу породы колеблется от 5 до 13%. В строматолитовых доломитах этого горизонта P_2O_5 содержится 0,5—1,59%. По простиранию фосфатноносная пачка прослежена горными выработками более чем на 30 м. Из-за сложных горнотехнических условий на полную мощность этот горизонт не вскрыт.

в. Проявление руч. И р о д о в Л о г находится в левом борту руч. Иродов Лог, в 2 км от впадения его в р. Северный Тогул. Здесь в делювии были встречены глыбы фосфатных строматолитовых доломитов и фосфорит-доломитовых брекчий. В 1976 г. в левом борту руч. Иродов Лог шурфами и канавами вскрыты два разобщенных поля доломитов кедровской свиты, в пределах которых обнаружены горизонты более 1,5 м фосфорит-доломитовых брекчий. Полная мощность этих горизонтов не вскрыта. Фосфорит-доломитовые брекчии слагаются угловатыми обломками (размером

1—7 см) черных пелитоморфных фосфоритов и серых, светло-серых доломитов (размером 0,3—3 см). Цемент базальный и представлен темно-серым и серым мелкозернистым слабофосфатным доломитом. По результатам химанализа содержание P_2O_5 на массу породы колеблется от 1 до 5,56%, а в обломках фосфоритов достигает 38,68%. Горными выработками и по делювиальным свалам доломиты кедровской свиты прослежены здесь более чем на 1 км.

г. Проявление руч. Степной Тогуленок находится в 3 км выше слияния руч. Степной и Черновой Тогуленок в левом борту его. Здесь в коренном обнажении слабофосфатных доломитов отмечаются слойки, линзы, гнезда и обломки черных кремнистых фосфоритов, часто фосфат выполняет прихотливые узоры строматолитовых построек. Фосфатонасная пачка доломитов имеет мощность 2,5 м, где содержание P_2O_5 по штуфной пробе достигает 1,5%.

Фосфоритонасная толща доломитов в делювии и по редким коренным обнажениям трассируется на юг в бассейн р. Сунгаенк более чем на 3 км.

Изучение фосфоритов и фосфатных пород в охарактеризованных выше проявлениях позволяет выделить среди них две генетические группы — хемогенную и хемогенно-механогенную (переотложенную). По способу концентрации фосфатного вещества обе группы относятся к седиментационным (первично-осадочным) фосфоритам [Красильникова и др., 1965].

Хемогенные фосфориты образуют прослойки, линзы, гнезда среди доломитов и слагаются черным пелитоморфным, иногда микрозернистым фосфатным веществом с незначительной примесью зерен доломита, кальцита, кварца и хлопьевидного органического материала. Содержание P_2O_5 в этих образованиях колеблется от 20 до 38%.

Хемогенно-механогенные фосфориты образуют горизонты более 2 м мощности среди слабофосфатных строматолитовых доломитов. Формирование этой группы фосфоритов, видимо, обусловлено дроблением и перемывом слоистых хемогенных разностей. В целом переотложенные фосфориты представлены брекчиевыми разностями, характеризуются низким качеством и содержат обычно от 1 до 13% P_2O_5 . Среди них выделяются два типа брекчий: фосфорит-доломитовые брекчии с слабофосфатным карбонатным цементом и доломитовые брекчии с карбонатно-фосфоритовым цементом.

Брекчии первого типа сложены обломками мелкозернистых доломитов и черных массивных, иногда тонкослоистых афанитовых фосфоритов, сцементированных слабофосфатным мелкозернистым доломитом. Образование их, вероятно, связано с поступлением в более глубоководную область седиментации обломков доломитов и фосфоритов при разрушении рифовых построек в области относительного мелководья.

Брекчии второго типа сложены обломками доломитов и сцементированы карбонатно-фосфатным цементом. Образование этих брекчий связано с поступлением в бассейн обломочного материала (скорее всего на склоны рифовых построек), вследствие разрушения рифовых массивов либо при подводно-оползневых процессах, в результате чего литифицированные доломитовые обломки могли попадать в еще не затвердевший фосфатный осадок.

ВТОРИЧНЫЕ (КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ) ФОСФОРИТЫ

Большой интерес представляют вторичные (континентальные) фосфориты. Эти образования обнаружены как в горных выработках, на выше отмеченных участках, так и в делювиально-элювиальных ореолах при проведении маршрутных исследований.

а. Сунгайское рудопроявление вторичных фосфоритов. Здесь, на «головах» фосфорит-доломитовых брекчий и слабофосфат-

ных строматолитовых доломитов, шуами вскрыт горизонт (1,5 м мощности), сложенный желтовато-серыми до желтовато-белых и грязно-серых каменистыми вторичными фосфоритами, в которых, по данным химанализа, содержание P_2O_5 достигает 24—28,08%. Здесь же забоем шурфа вскрыта верхняя часть фосфоритовой залежи, где содержание P_2O_5 , по данным борзодовой пробы, достигает 13,59%. На полную мощность из-за горнотехнических условий тело вторичных фосфоритов не вскрыто.

б. Кедровская группа проявлений вторичных фосфоритов. Деливиально-аллювиальные свалы вторичных фосфоритов обнаружены нами на площади около 2 км² в поле развития пород кедровской свиты по р. Кедровка и ее притокам. Содержание P_2O_5 в них, по данным химанализа, колеблется от 19 до 36,4%. Обломки вторичных каменистых фосфоритов, глиноподобные фосфориты и фосфатные глины вскрыты шурфами по пяти поисковым линиям. По данным химанализа штучных проб каменистых фосфоритов, содержание P_2O_5 в них достигает 35%, а по данным химанализа борзодовых проб глиноподобных фосфоритов и фосфатных глин, оно колеблется от 0,5—1,0 до 7,77%. На полную мощность тела вторичных фосфоритов не вскрыты. Металлометрической съемкой в поле развития кедровской свиты выявлен ряд слабоконтрастных аномалий, при проверке эпицентров которых шурфами вскрыты глины коры выветривания с повышенным содержанием фосфора (0,15—0,5%), что характерно для верхней части фосфоритоносных кор Салаира.

в. Проявление вторичных фосфоритов И р о д о в Л о г. На «головах» фосфоритоносных горизонтов кедровской свиты в пределах водораздела ручьев Ироденок — Иродов Лог в 1976 г. шурфами вскрыты вторичные фосфориты коры выветривания. Фосфоритоносная кора выветривания прослежена шурфами более чем на 300 м при ширине ее около 100 м. На полную мощность она не вскрыта. Разрез коры выветривания, вскрытый шурфами № 169—170, выглядит следующим образом:

	Мощность, м
1. Почвенно-растительный слой	0,2
2. Желтовато-серые глины	1,6
3. Желтовато-коричневые слабофосфатные глины с содержанием P_2O_5 от следов до 0,3%	4,8
4. Коричневато-желтые фосфатные глины с содержанием P_2O_5 от 0,1 до 0,5%	1,6
5. Глиноподобные рыхлые фосфориты с содержанием P_2O_5 от 6,7 до 19%	1,40
6. Светло-желтые каменистые фосфориты с содержанием P_2O_5 от 19 до 30%	1,80

Горизонт 6 на полную мощность не вскрыт из-за сложных горнотехнических условий.

г. У с п е н с к о е п р о я в л е н и е. В истоках р. Большой (в пределах водораздела р. Большая — руч. Иродов Лог) Салаирской ГРП скв. 44 вскрыта фосфоритоносная кора выветривания, в которой, по данным опробования, выявлено два фосфоритоносных горизонта общей мощностью 53,5 м при содержании P_2O_5 от 1,5 до 9,52%. Скважина 44 остановлена на глубине 100,5 м в глиноподобных фосфоритах с содержанием P_2O_5 6,16%.

В аллювии р. Большой встречена хорошо окатанная галька каменистых фосфоритов, здесь же при шлиховом опробовании долины р. Большой и ее левых притоков в шлихах установлены весовые содержания фосфатных минералов и фосфоритов.

Все отмеченные выше проявления как первичных, так и вторичных фосфоритов свидетельствуют о широком распространении в пределах центрального Салаира фосфоритоносной кедровской свиты и связанных с нею фосфоритоносных кор выветривания. По литологическому составу и палеонтологической характеристике кедровская толща, с которой генети-

чески связаны первичные фосфориты Салаира, аналогична фосфоритонесной белкинской свите Горной Шории [Миртов, 1965].

Образование континентальных фосфоритов, как было показано выше, связано с глубоким химическим выветриванием первичноосадочных фосфоритов и фосфоритсодержащих пород. Процессы формирования этой группы фосфоритов довольно детально освещены в работах Б. М. Гимельфарба (1965), Н. А. Красильниковой и др. (1965), Ю. Ф. Шмельковой (1968) и другими и здесь не приводятся.

По физико-механическому состоянию согласно классификации, предложенной Н. А. Красильниковой, Ю. Ф. Шмельковой (1975), вторичные фосфориты Салаира разделяются на рыхлые и каменистые. Эти различия обычно встречаются совместно, так как процессы их формирования идут одновременно.

Рыхлые фосфориты распространены более широко, слагают верхние горизонты профиля коры выветривания и представляют собой песчанистую, сыпучую, пористую породу, состоящую из разнообразного по составу и крупности материала. Каменистые фосфориты твердые, крепкие фарфоровидные породы, напоминающие вторичные кварциты. Они слагают более глубокие горизонты и по структурно-текстурным особенностям разделяются на натечные и брекчиевые. Последние часто содержат остроугольные обломки доломитов, кварцитов, фосфоритов, сцементированных опаловидным фосфатным материалом. Тела вторичных фосфоритов, как правило, тяготеют к зонам контакта вулканогенно-осадочных и карбонатных толщ, часто осложненных разрывными нарушениями.

Сходные условия формирования фосфоритонесных толщ, находки первичных фосфоритов на большой территории (более 300 км²) и весьма слабая изученность фосфоритонесных отложений докембрия на Салаире обуславливают возможность обнаружения промышленных скоплений первичных фосфоритов, тем более что в синхронных отложениях Горной Шории и Кузнецкого Алатау известны промышленные месторождения фосфоритов.

Кроме того, широкое распространение в пределах Салаира кор выветривания позволяет предполагать возможность образования промышленных скоплений богатых по содержанию вторичных фосфоритов карстового типа за счет первично-фосфоритонесных пачек и горизонтов слабофосфатных доломитов. Находки вторичных богатых (от 19 до 36% Р₂О₅) фосфоритов подтверждают это предположение.

Изложенные выше материалы свидетельствуют о значительных перспективах юго-западной части Салаирского кряжа как на первичные, так и на вторичные фосфориты. Учитывая близость железной дороги (5—15 км) и сельскохозяйственных районов Алтайского края, район заслуживает постановки поисковых работ в первую очередь.

ЛИТЕРАТУРА

- Гимельфарб Б. М. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. М.: Недра, 1965. 307 с.
- Красильникова Н. А., Гуревич Б. Г., Блисковский В. З., Шмелькова Ю. Ф., Оболенская Г. А. Фосфориты Алтае-Саянской складчатой области. — Литология и полезные ископаемые, 1965, № 4, с. 161—181.
- Красильникова Н. А., Шмелькова Ю. Ф. Фосфориты коры выветривания. — Сов. геология, 1966, № 1, с. 93—108.
- Красильникова Н. А., Шмелькова Ю. Ф. Петрографические типы фосфоритов и промышленные месторождения. — В кн.: Научные основы прогноза и поисков фосфоритов. — Труды ГИГХСа, 1975, вып. 31, с. 61—69.
- Миртов Ю. В. К литологии и стратиграфии фосфоритонесных отложений Горной Шории. — Труды ВСЕГЕИ, 1965, вып. 45, с. 70—84.
- Фосфоритонесные формации юга Сибири/ Под ред. В. П. Казаринова, Н. А. Красильниковой. Красноярск, 1972. 224 с.
- Шмелькова Ю. Ф. Основные условия образования фосфоритовых месторождений в коре выветривания и предпосылки их поисков. — Труды СНИИГГИМСа, 1968, вып. 69, с. 90—96.

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ
СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Г. В. Козлов, Э. В. Кужельная, В. С. Александров, А. Н. Ковалев

**АРГИЛЛИЗИРОВАННЫЕ ПОРОДЫ
НА СЕВЕРЕ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА**

В семидесятых годах авторы участвовали в изучении кор выветривания и переотложенных их продуктов на водоразделах рек Большая Лебязья — Большая Черная — Чапа (север Енисейского кряжа). В тектоническом отношении район расположен, согласно схеме А. Д. Ножкина (1972), в северо-восточной части Кордо-Лебязинского синклинория.

Исследования сопровождалась литогеохимическим опробованием пород субстрата и продуктов изменения в естественных обнажениях, шурфах и скважинах ручного и колонкового бурения. По результатам спектрального полуколичественного анализа в пределах района отчетливо выделяется зона повышенных содержаний меди, свинца, цинка и некоторых малых и редких элементов, внутри которой их содержание выше кларковых для земной коры (по А. П. Виноградову, 1962). Поле повышенных концентраций элементов приурочено к зоне тектонических нарушений северо-западного простирания и строго ею контролируется. Внутри него выделяются девять аномалий с повышенными содержаниями компонентов, от 2—3 до 20—30 раз и более превышающих их кларки в земной коре. На характеристике одной из них (аномалии IX) мы и остановимся.

Расположена она в верховьях двух первых от устья правых притоков р. Лиственной (правого притока р. Большая Черная), на плосковерхом междуречье (абс. отм. 370 м), представляющем собой реликт пологоволнистой, слабо расчлененной, местами заболоченной мел-палеогеновой поверхности выравнивания [Козловская, Адаменко, 1971]. В структурном отношении — это северо-западный борт Лиственной синклинали. Крылья последней слагают породы погорюйской, сосновской и красногорской свит, центральную часть — светло-серые, желтоватые или с розовым оттенком массивные трещиноватые и перекристаллизованные, легкокарстующиеся доломиты джурской свиты, содержащие прослойки сланцев.

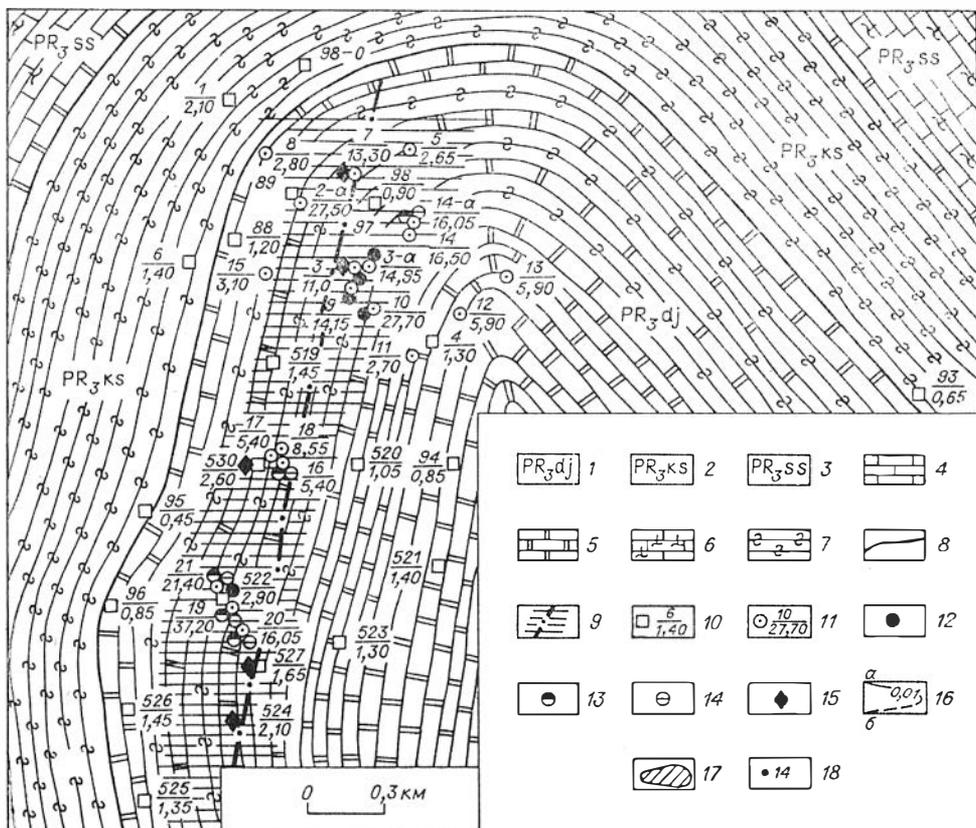
На верхнепротерозойских породах сохранились останцы мел-палеогеновых кор выветривания. Продукты ближнего их переотложения, захороненные преимущественно в карстовых формах рельефа, известны как в зоне контакта, так и на доломитах джурской свиты (см. рисунок). Это в основном глины, резко преобладающие в верхней, приповерхностной части толщи. Глины более или менее пластичные, реже сухарные, окрашены в различные тона коричневого, желтого, бурого, вишнево-красного, белого, реже зеленовато-серого цвета. Местами окраска однотонная, местами пестроцветная. Структура пород брекчиевая, реже пелитовая, алевропелитовая и песчаная; текстура — пятнистая.

Для толщи характерно мелкообломочное сложение. Брекчиевые глины постоянно содержат (в некоторых интервалах насыщены) мелкие угло-

Химический состав пород района аномалии IX (участок Лиственной брахисинклинали), вес. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	73,58	96,25	92,95	62,45	18,01	9,09	45,60	38,79	37,95	42,94	46,62	46,30	55,40
TiO ₂	0,31	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,83	0,21	4,64	0,25	<0,01	0,01	0,17	4,08	4,20
Al ₂ O ₃	12,36	1,01	»	0,51	0,20	6,70	28,40	30,00	35,33	31,30	49,69	49,40	23,30
Fe ₂ O ₃	4,44	0,50	0,05	0,25	66,39	55,69	11,20	5,20	4,71	2,67	2,61	20,70	7,30
FeO	4,59	0,34	0,60	0,14	4,69			0,80	<0,5	1,03	0,18		
MnO	Сл.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,03	3,12	<0,01	0,04	0,44	0,03	Не опр.	0,45	0,04
MgO	0,51	0,15	5,41	31,81	0,10	3,75	0,80	4,03	4,20	4,23	0,36	4,45	1,70
CaO	0,56	0,61	0,21	Не опр.	Не опр.	5,53	0,15	0,42	1,73	0,30	0,70	0,21	0,28
Na ₂ O	2,45	0,09	0,01	0,01	0,19	0,14	0,51	0,16	0,04	0,04	0,05	0,36	0,45
K ₂ O	6,63	0,44	0,05	0,02	0,08	0,35	3,85	1,08	0,08	2,06	0,78	3,51	4,29
P ₂ O ₅	0,06	0,17	0,08	0,04	0,24	3,80	0,10	0,03	<0,02	0,04	0,018	0,07	0,04
SO ₃	Не опр.	0,12	0,10	0,52	<0,10	<0,10	Не опр.	<0,10	<0,10				
S	»	Сл.	»	»	Сл.	Не опр.	0,15	Не опр.	Не опр.				
H ₂ O	0,14	0,19	0,04	0,08	0,29	12,12	7,20	16,37	18,45	15,61	3,40	7,10	5,70
П. п. п.	0,77	0,59	0,81	4,62	2,61						25,29		
Сумма	100,40	100,04	99,91	99,93	99,36	100,56	99,56	100,69	100,26	100,36	99,72	100,43	99,80
Al ₂ O ₃ свободный	Не опр.	13,22	2,53	8,46	Не опр.	Не опр.	Не опр.						
Гиббсит	»	»	»	»	»	»	»	Не опр.	Не опр.	Не опр.	49,0	»	»

Примечание. Гранит-порфир (шурф 530, обр. 6-1), 2—вторичный кварцит по доломиту, среднее по 2 анализам (шурф 534, обр. 1а и 1д), 3—гальм-кварцит-фосфатсодержащая брекчия (шурф 524, обр. 1з), 4—гальмит (шурф 524, обр. 1б), 5—окисленный железный руда, преимущественно гематитовая (шурф 530, обр. 6в), 6—марганец- и FeO-содержащая брекчия (шурф 524, обр. 1а), 7—псевдоморфная глина по лито-нитрокладчатому туфу (скв. 19, лит. 14, 5-15, 6 м), 8-10—кварц-кальцит-алунитовая(?) порода с гипсом (псевдоморфизм по доломиту—скв. 3, обр. 16, 19а, 19, 11—гипсоватая порода (скв. 10, лит. 20, 70-21, 15м), 12, 13—глина брекчиевые поликомпонентного состава (скв. 19, лит. 8, 0-8, 8 и 9, 85-10, 33 м). Анализы выполнены в лабораториях СНИИГГИМСа и Северо-Кавказского геологоуправления, аналитики М. П. Селеникова, Л. Т. Бьюк, Т. И. Перочкина, Г. М. Каримова, 1976 г.



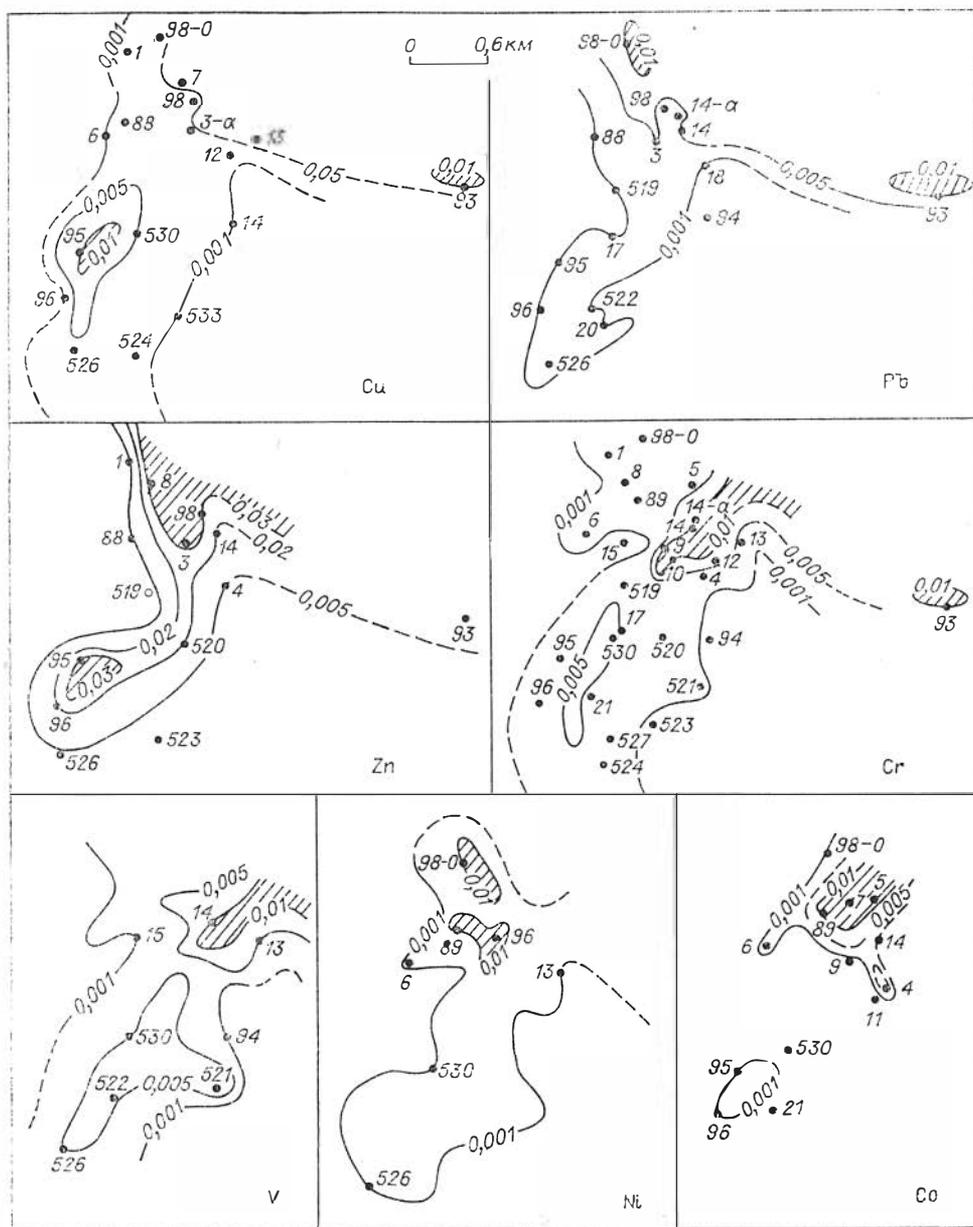
Геолого-литологическая карта района аномалии IX и характер распределения в ее пределах рудных компонентов.

Символы: 1 — диоритовая, 2 — красногорская, 3 — сосновская; 4 — известняки, 5 — доломиты; 6 — породы глинисто-карбонатные; 7 — сланцы гидрослюдистые; 8 — геологические границы; 9 — зона нарушения; 10 — номер шурфа и его глубина; 11 — номер скважины и ее глубина. Проявления: 12 — бокситовых пород и продуктов коры выветривания со свободным глиноземом; 13 — фосфатов, 14 — марганца, 15 — тальцитов и оталькованных доломитов; 16 — изолинии равных средних содержания: а — установленные, б — предполагаемые; 17 — площади аномальных содержания (Cu, Pb), Cr, V, Ni, Co > 0,01, Zn > 0,03; 18 — пункт геохимической информации и его номер.

ватые или полуокатанные обломки и крошку сланцев, бокситов, железной руды, кварца, кварцевых и кварцево-полевошпатовых песчаников и алевролитов, доломитов и изверженных пород основного (?) состава. Наряду с рыхлыми «выветрелыми», но сохранившими остроугольную форму обломками сланцев встречаются слабо измененные, иногда почти свежие обломки.

Глинистые минералы представлены монтмориллонитом, гидрослюдой, хлоритом, каолинитом и галлуазитом. Отмечаются минералы тригидроокис алюминия — гиббсит, байерит, нордстрандит, обилие минералов окислов и гидроокислов железа, в прослоях достигающих рудных концентраций. Глины участками марганценозные и фосфатонесные (см. таблицу). Детальное минералогическое исследование отдельных разрезов толщи выполнено ранее [Соколова, Козлов, 1975]. При первом знакомстве породы толщи отвечают типичным образованиям формации коры выветривания, широко известным и изученным в юго-восточной заангарской части Енисейского кряжа и на Иркинцевском выступе. Однако, как будет видно ниже, рассматриваемая кора выветривания изначально представляла метасоматически измененные образования — аргиллизиты.

Специальное рентгеновское изучение гидрослюды, хлорита и каолинита показало отсутствие нарушений в структуре минералов, обусловленных вторичными процессами. Базальные рефлексы их симметричны



и узкие, что свидетельствует об аллотипном характере минералов, а не об образовании в результате выветривания на месте. И только в самой приповерхностной зоне (2,20—4,25 м) обилел гипергенный галлаузит в виде явно обломочного характера включений в гидрослюдисто-хлоритовых глинах, не несущих признаков выветривания [Соколова, Козлов, 1976].

Мощность продуктов метасоматического изменения варьирует от первых метров до 40 м и более. Полная их мощность не вскрыта. В делювии многих выработок присутствуют обломки жильного кварца, часто в виде фрагментов очень крупных и гигантских монокристаллов (шурфы 89, 97), а по всему разрезу толщи — обломки различных метасоматитов. И, наконец, здесь же, в полосе шириной около 350 м, более чем на 2,3 км протягивающейся с юго-юго-запада от шурфа 524 на северо-северо-восток к скв. 7 установлены талькиты и оталькованные доломиты (см. рисунок). Ореол распространения их обломков носит четко выраженный линейный

характер, что позволило нам предположить наличие тектонического нарушения (скорее. зоны), осложняющего западно-северо-западное крыло брахискладки [Козлов и др., 1976]. Обнаружение в этой зоне в шурфе 530 крупных остроугольных глыб гранитоидов свидетельствует о древнем возрасте заложения и глубинном характере нарушения. По геологическим данным можно предполагать, что гранит-порфиры относятся к по-солно-ангарскому (или аяхтинскому) комплексу.

Вдоль этой зоны установленные нами супергенно измененные обломочные глинизированные породы, несомненно, предварительно были аргиллизированы. Об этом свидетельствуют обломки: доломитов окварцованных и хлоритизированных, пород кварц-гидрослюдистого состава с тонкой вкрапленностью гетита, песчаников с гидрослюдисто-хлоритовым цементом, серицитолита халцедон-опалового состава, альбитизированные и монтмориллонитовые.

Широко развиты обломки гидрослюдистого и кварц-гидрослюдистого состава с обильной сыпью гетита (скв. 2а, обр. 26, 30; скв. 3а, инт. 10, 45—10. 60 м; инт. 12,85—13,25 и др.). Размер (0,001—0,01 мм) и плотность (количество) зернышек гетита в различных обломках неодинаковы и составляют в шлифах от 2—3 до 50 % площади. Гетит окрашивает породу в бурые и сиренево-серые тона. Многие обломки представляют собой измененные эффузивы и туфы. Вокруг вкрапленников темноцветов в них образуются оторочки из гетита, а центральные части выполняются более раскристаллизованными хлоритом и гидрослюдой с вкрапленностью гетита и лейкоксена. Реликты полевых шпатов, наоборот, выделяются на буром фоне основной массы в виде светлых пятен, сложенных каолинитом с мелкими чешуйками гидрослюды.

Довольно часто встречаются обломки серицитолита (скв. 2а, обр. 30, 41 и др.). Обломки неправильной формы самых различных размеров — от долей миллиметра до нескольких сантиметров; на общем довольно темном фоне в шлифах они выделяются своей прозрачностью и яркой интерференционной окраской мелких чешуек серицита. Вокруг вкрапленников гидроокислов железа серицит более крупночешуйчатый. Отмечаются обломки серицит-гидрослюдистые и каолинит-гидрослюдистые, в которых на фоне тонкочешуйчатой гидрослюды и каолинита по трещинкам и в виде оторочек развивается серицит. Здесь же (скв. 2а, обр. 18) наблюдаются гомоосевые псевдоморфозы каолинита по полевым шпатам, с развитой по краям кристаллов и трещинкам гидрослюдой.

Суцественную роль в составе глин играет монтмориллонит. Он слагает мономинеральные обломки (скв. 10, инт. 15,95—16,35 м и др.), встречается в сочетании с каолинитом, гидрослюдой, хлоритом и кварцем. Кроме того, он цементирует обломки, развивается по трещинкам, обволакивает обломки, нередко образуя натечные формы и радиально-лучистые агрегаты с волнистым погасанием. Окраска минерала от светло-желтой до красно-бурой в зависимости от содержания в нем железа (показатель преломления 1,596—1,630).

Альбитизированные обломки встречаются довольно редко. В частности, в шлифах наблюдаются обломки кристаллолитокластических туфов альбитизированных и хлоритизированных. Обломки эффузивов частично или полностью ассимилируются и теряют четкие контуры. Кристаллы плагиоклаза в них, в ядре частично замещенные гидрослюдой, по краям обрастают прозрачной каймой альбита (скв. 19, инт. 14,50—15,00 м). В целом порода содержит радиально-лучистые образования хлорита (около 20% объема) и тонкопластинчатый агрегат альбита (70%). Даже кристаллы кварца по краям обрастают альбитом, а отдельные зерна микроклина полностью переходят в шахматный альбит. Порода содержит обильную сыпь лейкоксена и единичные зерна железистого карбоната, представленного сидеритом, развивающимся по темноцветным минералам. В значительной степени развита пиритизация. Пирит образует четко

ограниченные кристаллы, а также развит в виде цемента. На контакте с пиритом хлорит приобретает бурую окраску.

Обломки жильной породы халцедон-опалового состава сложены прозрачным изотропным опалом ($N = 1,460$) натечной формы и тонковолокнистым халцедоном, располагающимся по трещинкам в виде розеток и мелких сферолитов.

Обломки песчаников, преимущественно мелко- и среднезернистых, сложены обломочными зернами кварца, сцементированными гидрослюдисто-хлоритовым материалом. Однако в некоторых из них распознаются зерна полевых шпатов, полностью замещенные каолинитом и гидрослюдой. Контуры зерен-реликтов сливаются с цементом, создавая ложное впечатление кварцевого состава песчаников. На самом деле мономинерально-кварцевый состав песчаников — результат интенсивного преобразования полевошпаткварцевых и, возможно, полимиктовых пород. Каолинит в них тонкоагрегатный (скв. 14, инт. 12,85—13,25 м), а гидрослюда развита в единичных мелких пластинках.

Обломки туфопесчаников (скв. 14а, инт. 8,25—8,80 м) сложены клас- тическими зернами кварца, обломочками монтмориллонитизированного вулканического стекла, плагиоклазов, частично замещенных гидрослюдой, изогнутыми пластинками осветленного биотита и мусковита. Цемент, составляющий до 55%, представлен тонкочешуйчатым агрегатом бледно-зеленого магнезпального хлорита, гидрослюды, монтмориллонита с примесью цеолитов.

Окварцевание доломитов имеет широкое, но неравномерное распространение (шурф 4 и др.; скв. 2, 2а, 3, 3а, 8—14 и др.). Степень замещения доломита кварцем колеблется от 1—2% массы породы до полного превращения доломита во вторичные кварциты. Незначительное окварцевание выражено в развитии прожилков от нитевидных до 1—2 см мощности и более, неправильной формы пятен и линз. Очень часто в этих случаях окварцевание сопровождается хлоритизацией в виде прожилков и пятен клинохлора ($N_g = 1,577$, $N_p = 1,569$). Клинохлор светло-зеленый, почти бесцветный, чешуйчатый; часто образует сферолитовые и воротничковые сростания. Более интенсивное окварцевание наблюдается в скв. 2 (обр. 8, 8а и др.), где доломит имел крупнообломочную, оолитовую (онколитовую) структуры и был неравномерно раскристаллизован. Окварцевание прошло избирательно. В основном мелкозернистым агрегатом кварца грапулитовой структуры выполнены крупные обломки, оолиты (онколиты) и обрывки водорослей. В промежутках между ними сохранился средне-крупнозернистый (кристаллический) доломит ромбовидной формы четко-зонального строения, что подчеркивается участками тонкими полосками гидроокислов железа. При полном замещении доломита кварцем образуется очень неравномерно-зернистый вторичный кварцит, в котором зерна кварца часто имеют ромбовидную форму или содержат обильные реликтовые зернышки доломита. Иногда в окварцованных доломитах отмечается редкая вкрапленность гидрогетита по пириту и магнетиту, отдельные крупные кристаллы магнетита. Кроме того, отмечается монтмориллонитизация доломитов, особенно интенсивная в скв. 19—21.

Итак, процесс эпигенетического гидротермального метасоматоза, предшествовавший супергенному изменению толщи (собственно приповерхностному вадозному выщелачиванию или выветриванию), выразился в аргиллизации (гидротермальной глинизации), окварцевании и хлоритизации карбонатных пород вплоть до появления вторичных кварцитов, бокситоподобных пород по доломитам, алуничтов (?), талькит-кварцевых пород, аталькованных доломитов, талькового камня и талькитов, монтмориллонитизации, каолинитизации, серицитизации осадочных пород, а также эффузивов и туфов.

Различные обломки указывают на разную степень и зоны аргиллизаци- и окварцевания пород. Мы наблюдали окварцевание, альбитизацию и монтморилло-

нитизацию. Но значительно более широкое распространение имеют обломки гидрослюдистые, каолиновые и сложные по составу. Часто наблюдается образование магпезнального хлорита (клинохлор, лейхтенбергит) по монтмориллониту и гидрослюды по каолиниту. В некоторых случаях агрегаты каолинита состоят не из мелких изометричных пластинок, а из крупных кристаллов. В песчаниках замещаются не только обломки полевых шпатов, но и цемент. В нем содержатся глинистые минералы, кварц, карбонаты, цеолиты. Замещение глинистыми минералами темноцветов сопровождается выделением гетита, лейкоксена, сидерита, пирита. Наличие халцедона и опала среди обломков, очевидно, указывает на имевший место избыток кремнезема (в процессе реакций обмена) в неизмененных породах. Все эти данные говорят за то, что здесь мы имеем дело с гидротермально-метасоматически преобразованными породами внутренней [с участием щелочной фазы метасоматоза] зоны аргиллизации [Lovering, Shepard, 1960; Волостных, 1972; Correns, 1963; Лазаренко и др., 1963].

В последующем, в процессе супергенного изменения (карсто- и коррозивного образования) аргиллизированные *in situ* породы были дезагрегированы, дополнительно брекчированы, частично глинизированы, алуитизированы сланцы бокситизированы, обособились участки омарганцевания и концентрации фосфора. Эти породы, представляющие собой линейную кору зоны разлома гидротермально-овадозного происхождения (по классификации и в понимании В. Н. Разумовой, 1977) и обуславливают аномалию IX.

Аномалия медно-цинковая. Повышенные содержания меди (до 0,03 — здесь и далее в весовых процентах) приурочены к ожелезненным сланцам, алевролитам и песчаникам. Цинк в повышенных концентрациях (до 0,1%) отмечается в терригенно-глинистых ожелезненных породах и в окремненных доломитах. В обломках альбититов (адинол?) меди и цинка содержится соответственно 0,01 и 0,1%. Свинец обнаруживает повышенные концентрации спорадически (до 0,01%, в единичных случаях до 0,06%) в различных типах пород и не дает устойчивых интервалов и полей аномальных значений.

Максимальные концентрации мышьяка (до 0,01%) приурочены к ожелезненным глинистым сланцам, заметные (до 0,003%) вместе с висмутом (до 0,0001%) — отмечаются в глинах, иногда в кварцевых песчаниках. Никель образует аномальную зону со средними содержаниями больше 0,01% по шурфам 89, 97, 98. Максимальные его концентрации обнаруживаются в марганецсодержащих глинах шурфа 89, а повышенные — в обломках песчаников, метасоматических кварцитах и альбититах, в псевдоморфных глинах по породам гранитоидного (?) ряда. Кобальт также имеет тенденцию к накоплению в марганецсодержащих глинах (до 0,2% в шурфе 89). Повышенные его концентрации отмечаются в ожелезненных глинах и сланцах, иногда в кварцитовидных песчаниках и альбититах. Устойчивое аномальное содержание элемента (в среднем 0,027%) фиксируется в шурфе 89; во всех остальных выработках кобальт отмечается спорадически. Хром не образует устойчивых аномальных концентраций в площади аномалии. Отдельные повышенные его содержания (более 0,01%) отмечаются во многих выработках и так же, как ванадий (до 0,03%), связаны с глинами по сланцевой крошке. Наиболее устойчивые аномальные количества ванадия (среднее по скв. 14 составляет 0,012%) и максимальные (0,03%) — хрома характерны для глин, сформированных по гранитоидным (?) породам (скв. 14а). Максимальная концентрация берилля обнаруживается в марганецсодержащих глинах (до 0,02%). Во всех остальных типах пород содержание элемента не превышает 0,001—0,003%. Иттрий и иттербий концентрируются (до 0,01 и 0,03%) в марганецсодержащих глинах, кварцевых песчаниках и альбититах. До 0,006 и 0,002% соответственно их находится в окварцованных доломитах и туфах (?) основного состава. Максимальные концентрации ниобия (до 0,01%) от-

мечаются в туфах; в обломочных глинах содержание элемента достигает 0,006%. Для туфов характерно и значительно повышенное количество скандия (0,06%), тогда как в обломочных марганецсодержащих глинах и альбититах — до 0,01%. В обломочных глинах и туфах заметно накапливается вольфрам (до 0,003%), а церий появляется (до 0,01%) в марганецсодержащих глинах и кварцевых песчаниках. В обломочных глинах обнаруживается серебро (до $1 \cdot 10^{-4}$ %). Аномальные содержания молибдена (до 0,001%) характерны для глины и окремненных доломитов. В ожелезненных кварцевых песчаниках и алевролитах содержание элемента достигает $3 \cdot 10^{-4}$, а в сланцах — $6 \cdot 10^{-4}$ %. В кварцевых песчаниках лития 0,03%, в глинах и окварцованных доломитах его на порядок меньше (до 0,004%). В последних отмечается и лантан (до 0,006%).

Перечисленные элементы проявляют тенденцию к концентрации, более устойчивому распространению на северо-восток от описанного участка в сторону известной, по данным высокоточной магнитной съемки, магнитной аномалии.

Таким образом, продукты мел-палеогеновой коры выветривания представляют собой супергенно измененные породы древней линейной коры зоны разлома гидротермально-вадозного происхождения. Аномальные содержания редкометалло-полиметаллического комплекса элементов обусловлены процессами метасоматоза в этой зоне под воздействием гидротермальных растворов.

Пример участка Лиственной брахисинклинали убеждает в том, что все аномалии аномальной зоны района связаны с процессами гидротермально-метасоматической проработки в тектонически ослабленных участках и в непосредственной близости от них. Отсутствие в районе закартированных на дневной поверхности изверженных пород может рассматриваться как благоприятный (в смысле перспектив) признак и свидетельствовать еще, что интрузивные тела (массив?) не вскрыты эрозией. Подчеркнем еще, что возможность присутствия магматических пород подтверждена находкой глыб жильной фации граштонидов на участке Лиственной кольцевой структуры и косвенно магнитными аномалиями вблизи геохимической аномалии I, III и IX.

Представленный фактический материал позволяет рекомендовать Нижнечернореченский район (в первую очередь участок Лиственной брахисинклинали-аномалия IX) для постановки поисковых работ на сульфидно-полиметаллические руды. Общегеологические критерии возможного наличия полиметаллического оруденения в пределах района не менее очевидны и благоприятны. Так, согласно М. Л. Шерману (1971) и Н. А. Охачину (1976) месторождения (и рудопроявления) свинца и цинка Енисейского кряжа локализованы в карбонатных породах Тунгусинской серии рифея, регионально обогащенных этими элементами примерно на порядок по отношению к кларку [Охалкин, Шерман, 1974]. Поисковым признаком скрытых сульфидных залежей считается развитие магнезиально-железистого и кварцевого метасоматоза, так как генетическая связь его с оруденением беспорна [Шерман, 1971].

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 555—557.
- Волостных Г. Т. Аргиллизация и оруденение. М.: Недра, 1972. 240 с.
- Козловская С. Ф., Адаменко О. М. Главный этап регионального выравнивания (Енисейский кряж). — В кн.: Плоскогорья и низменности Восточной Сибири. М.: Наука, 1974, с. 136—143.
- Козлов Г. В., Александров В. С., Кужельная З. В. Талькиты на севере Енисейского кряжа. — Геол. и геофиз., 1976, № 8, с. 129—132.
- Краткий справочник по геохимии. М.: Недра, 1977, с. 145—148.

- Лазаренко Е. К. и др. Минералогия Закарпатья. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1963. 614 с.
- Ножкин А. Д. Спелит-щелочно-сиенитовая ассоциация северной части Енисейского кряжа.— Геол. и геофиз., 1972, № 11, с. 51—57.
- Оханкин П. А. Зоны окисления полиметаллических месторождений и рудопроявлений Енисейского кряжа.— Тр. СНИИГГиМСа, вып. 230. Красноярск, 1976, с. 73—86.
- Оханкин П. А., Шерман М. Л. Стратиграфо-литологический контроль полиметаллического оруденения Енисейского кряжа.— В кн.: Рудоносность и металлогения структур Енисейского кряжа. Красноярск, 1974, с. 113—118.
- Разумова В. И. Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. М.: Наука, 1977. 156 с.
- Соколова М. Ф., Козлов Г. В. Минералогия Лиственного проявления бокситов (Енисейский кряж).— Зап. Красноярского отд. Всес. минералог. о-ва, 1975, с. 21—28.
- Соколова М. Ф., Козлов Г. В. Байерит и нордстралит в бокситовых породах Лиственного проявления (Енисейский кряж).— В кн.: Кора выветривания. Вып. 15. М.: Наука, 1976, с. 227—229.
- Шерман М. Л. Критерии поисков метасоматических свинцово-цинковых месторождений в Енисейском кряже.— Разведка и охрана недр, 1971, № 3, с. 19—23.
- Correns C. W. Experiments on the decomposition of silicates and discussion of chemical weathering.— In: Clays and Clay minerals. 10-th Nat. conference. Pergamon Press, 1963, p. 443—459.
- Lovering T. S., Shepard A. O. Hydrothermal argillic alteration on the Helen Claim, East Tintic district, Utah.— In: Clays and Clay minerals. 8-th Nat. conference. Pergamon Press, 1960, p. 193—202.

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ
СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

С. В. Матюшин, Г. Н. Черкасов

АЛЮМИНИЕВЫЕ СЕПТЕХЛОРИТЫ В БОКСИТАХ
РЯДА МЕСТОРОЖДЕНИЙ СССР И ВЬЕТНАМА

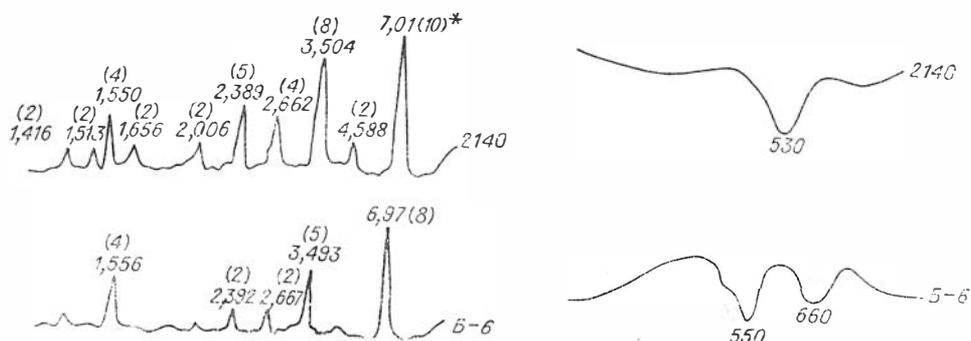
В процессе исследования вещественного состава руд некоторых бокситовых месторождений, в частности Боксонского (СССР) и Тапна-1 (Вьетнам), установлено присутствие в них септехлоритов, иногда локализующихся в почве или кровле бокситового пласта в виде отдельных прослоев.

В Боксонском месторождении (Восточный Саян) бокситоносный пласт залегает на массивных и рифогенных водорослевых доломитах венда и перекрывается массивными и плитчатыми доломитами нижнего кембрия. Бокситы и аллиты слагаются диаспором, гематитом, гидрогематитом, серицитом, пирофиллитом и мелкочешуйчатыми и воротничковыми агрегатами септехлоритов. Последние встречаются по всему пласту в количестве от 8% в основании до 19% в верхней его половине. В кровле пласта фиксируется прослой черно- и серо-зеленого цвета мощностью 0,1—0,3 м, сложенный септехлоритами (72%), пирофиллитом (26%), рутилом и лейкоксеном (2%). Химический состав (вес. %): SiO_2 — 33,00, Al_2O_3 — 38,76, TiO_2 — 1,98, Cr_2O_3 — 0,30, Fe_2O_3 — 2,04, FeO — 9,36, P_2O_5 — 0,25, CaO — 0,21, MgO — 2,28, Na_2O — 0,11, K_2O — 0,60, H_2O^+ — 10,47, H_2O^- — 0,47, Σ — 99,83. Рентгеноструктурные исследования показали, что септехлориты моноклинные, имеют каолинитоподобную (7 Å) кристаллическую решетку с параметрами ячейки $a_0 = 5,35$, $b_0 = 9,31$, $c_0 = 7,04$. Основные рефлексы межплоскостных расстояний (Å) и их интенсивность, а также термограмма септехлорита показаны на рисунке (обр. 2140).

Химический состав септехлоритов, рассчитанный нами после исключения из валового анализа обр. 2140 пирофиллита и окислов титана, следующий (вес. %): SiO_2 — 21,96, Al_2O_3 — 43,92, Cr_2O_3 — 0,42, Fe_2O_3 — 2,85, FeO — 13,09, P_2O_5 — 0,35, CaO — 0,29, MgO — 3,19, Na_2O — 0,15, K_2O — 0,84, H_2O^+ — 12,87, Σ — 99,93. Структурная формула, рассчитанная по методу Д. П. Сердюченко (1953) на 14 кислорода по «сухому» веществу, имеет вид



Месторождение Тапна-1 расположено в 35 км к северо-западу от г. Као-Банг. Сформировалось оно на южной окраине Китайской платформы в пермское время. Бокситовый пласт залегает на рифогенных образованиях и перекрывается плитчатыми известняками. Бокситы сложены диаспором, магнетитом с примесью гематита, маггемита, рутила, корунда и септехлоритов. В основании бокситового пласта залегает горизонт мощностью 0,5—1,5 м, состоящий из септехлоритов (80%), диаспора (12,9%), рутила (7%), пирита (0,1%) и имеющий следующий химический со-

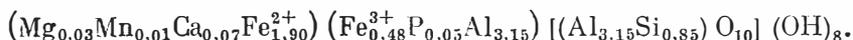


Рентгенограммы и кривые нагревания септехлоритов из Боксонского (обр. 2140) и Тапна-I (обр. Б — 6) месторождений бокситов (в скобках указана интенсивность рефлексов).

став (вес. %): SiO_2 — 6,08, Al_2O_3 — 49,34, TiO_2 — 7,00, Fe_2O_3 — 9,15, FeO — 15,83, P_2O_5 — 0,48, MnO — 0,06, CaO — 0,43, MgO — 0,15, Na_2O — 0,01, $\text{S}_{\text{вал}}$ — 0,04, H_2O^+ — 10,72, H_2O^- — 0,42, Σ — 99,71.

Рентгеноструктурные исследования показали, что септехлориты моноклинные, кристаллическая решетка их каолинитоподобная (7Å), с параметрами ячейки $a_0 = 5,37$, $b_0 = 9,33$, $c_0 = 7,05$. Основные рефлексy межплоскостных расстояний (Å), их интенсивность, а также термограмма септехлоритов приведены на рисунке (обр. Б—6).

Расчетный химический состав септехлоритов после исключения из валового состава образца Б—6 рутила, диаспора и пирита следующий (вес. %): SiO_2 — 7,65, Al_2O_3 — 48,23, Fe_2O_3 — 5,67, FeO — 25,68, P_2O_5 — 0,60, MnO — 0,07, CaO — 0,54, MgO — 0,19, Na_2O — 0,01, H_2O^+ — 11,26, Σ — 99,90. Структурная формула септехлорита имеет вид



По классификации Д. П. Сердюченко (1953), в обоих случаях септехлориты близки к железисто-алюминиевому амезиту. Аналогичные септехлориты описаны из девонских бокситов Урала в Ивдельском и Богословском районах [Сердюченко, 1953] и Щучинском синклинии [Ушатинский, Боровский, 1977], а также из аллитов Яковлевского железорудного месторождения КМА [Макаров, 1971].

При сравнении полученных формул септехлоритов видно, что половина, а иногда три четверти мест в тетраэдрических слоях $[\text{SiO}_4]^{4-}$ занята алюминием $[\text{AlO}_4]^{5-}$. В октаэдрических пакетах преобладающими трехвалентными катионами является алюминий, а двухвалентными — железо. Налицо четкое проявление амфотерности алюминия. В одном минерале он одновременно находится как катион основания $\text{Al}(\text{OH})_3$ и как анион кислоты H_5AlO_4 . Такое сосуществование катионов и комплексных анионов алюминия совершенно не характерно для глиноземистых растворов экзогенного происхождения, но типично, по мнению А. Е. Ферсмана (1959), для щелочных магматических расплавов. По-видимому, в образовании железисто-алюминиевых амезитов в бокситах определенную роль играли эндогенные растворы.

ЛИТЕРАТУРА

- Макаров В. Н. Хлориты из железисто-кремнистых и некоторых других рудных формаций. Л.: Наука, 1971. 115 с.
 Сердюченко Д. П. Хлориты, их химическая конституция и классификация. М., 1953. 340 с.
 Ушатинский И. Н., Боровский В. В. Бокситы Щучинского синклинии (Полярный Урал).— Сов. геология, 1977, № 6, с. 59—74.
 Ферсман А. Е. Избранные труды. Т. V. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 858 с.

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ
СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Е. П. Марков, А. М. Пустыльников

ПОЛУМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ ОРУДЕНЕНИЕ
В НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

На протяжении ряда лет авторами проводилось литолого-геохимическое изучение нижнепалеозойских отложений Сибирской платформы. Детальное исследование распределения свинца и цинка в породах различных литолого-фациальных зон позволило выявить кларки этих элементов для разных типов пород, для отдельных стратиграфических подразделений нижнего палеозоя, региональный кларк для нижнепалеозойских отложений платформы в целом. На относительно невысоком геохимическом фоне, составляющем 0,001—0,003%, выделяется несколько стратиграфических уровней локализации повышенных относительно фона (на порядок и выше) содержания цинка и свинца, прослеживающихся на значительных площадях отдельных крупных структур платформы. В результате проделанной работы выявлено, что формирование горизонтов, обогащенных этими элементами, и их пространственное размещение определялось тесно связанными между собой факторами: палеотектоническим режимом, палеоклиматической и геохимической обстановкой седиментогенеза. Потенциально рудоносные горизонты нередко содержат видимую вкрапленность сульфидов свинца и цинка.

В кембрийских отложениях такие горизонты отсутствуют. Они приурочены к ордовикским и силурийским толщам. Наиболее ярко выраженные регионально распространенные уровни локализации повышенных содержаний Pb и Zn на платформе следующие: основание и кровля усть-кутского горизонта на юге платформы (Иркутский амфитеатр, Березовская впадина) прослеживаются от Ангары на западе до низовьев р. Нама на востоке; органогенные карбонатные породы пролетарской и чуньской свит (южное обрамление Тунгусской синеклизы, бассейн среднего течения Подкаменной Тунгуски) — в нижнем ордовике; нижние и верхние горизонты кривошунского яруса (Непский свод, обрамление Тунгусской синеклизы) — в среднем ордовике; долборский горизонт верхнего ордовика и органогенные известняки низов нижнего лландовери и лудлова, а также граптолитовый сланцы (обрамление Тунгусской синеклизы) — в силуре.

На этих стратиграфических уровнях в разных частях платформы на территории распространения отложений ордовика и силура имеется несколько десятков небольших рудопроявлений. Литологически большинство из них приурочено к оолитовым и строматолитовым известнякам и доломитам, нередко связанным с рифовыми и околорифовыми фациями и отдельными бергермами. Основная масса этих проявлений сосредоточена в бассейне верхнего течения Лены, в водорослевых карбонатах основания

усть-кутской свиты [Галабурда, 1962] и бассейне среднего течения Подкаменной Тунгуски.

Однако, несмотря на региональное распространение потенциально рудоносных горизонтов и наличие значительного числа рудопоявлений, на платформе пока выявлено лишь одно небольшое месторождение полиметаллов — Тычанское, расположенное в Подкаменно-тунгусском районе, в бассейне р. Чуни. Свинцовое и свинцово-цинковое оруденение приурочено к отложениям чуньской свиты; наиболее богатые концентрации свинца связаны с оолитовыми и строматолитовыми доломитами в зоне их контакта с пелитоморфными карбонатами в терригенными породами. Вмещающие оруденение породы содержат повышенные (0,02—0,07%) содержания свинца. Наиболее развиты на месторождении вкрапленные руды свинца. С ними парагенетически связана целестнивая и барит-целестнивая минерализация.

Анализ геологической обстановки месторождения показывает, что определяющую роль в формировании рудных скоплений играли постседиментационные процессы, из которых наиболее важными представляются процессы, связанные с палеокарстом. Отсутствие в разрезе ордовика на площади Тычанского месторождения отложений байкитской свиты и наложение пород среднеордовикского возраста на различные горизонты чуньской свиты дают основание полагать, что континентальный перерыв на этой территории продолжался на протяжении всего байкитского времени. В течение этого перерыва здесь формировалась достаточно мощная карстовая система, охватившая породы чуньской и пролетарской свит. Циркулировавшие внутри этой системы по трещинам и полостям воды материкового происхождения перераспределили первичные, относительно повышенные концентрации свинца и цинка, а также стронция и бария таким образом, что в открытых трещинах верхних частей карстовой системы формировались вкрапленные руды вышеперечисленных металлов. У нижней границы карста возможно нахождение сплошных руд сульфидов свинца и цинка.

Как нам представляется, процессы рудообразования на Тычанском месторождении близки к таковым для месторождений цинковых руд района Маскот — Джефферсон — Сити в Северной Америке, где рудные тела определенно тяготеют к поверхностям стратиграфического несогласия внутри ордовикских отложений. Большинство геологов, изучавших эти месторождения, признают, что рудоконтролирующим фактором является то обстоятельство, что рудовмещающие толщи отложений формации Кингспорт подверглись процессам эрозии и карстообразования в период до среднеордовикского перерыва [Kendall, 1960; Callahan, 1964].

По-видимому, этот механизм — первичное обогащение рудными элементами определенных горизонтов осадочных пород внутри рудогенерирующих фаций в седиментогенезе и последующая мобилизация рудных компонентов с дальнейшим их переотложением в условиях карстовой системы — образования рудных концентраций в платформенных условиях является наиболее приемлемым. Нельзя, однако, недооценивать также роли внедрившихся в потенциально рудоносные горизонты осадочных толщ платформ интрузивных пород. Вкрапленные руды свинца на Сибирской платформе обнаружены в контактах пород траппового комплекса в Подкаменно-тунгусском районе и кимберлитов в Мирнинском районе с обогащенными свинцом породами ордовика.

Признавая важность предложенной схемы формирования рудных концентраций полиметаллов, можно сделать предположение о возможности обнаружения на территории Сибирской платформы новых месторождений полиметаллов. Для этого необходимо предварительное проведение палеотектонического анализа — выявление палеоподнятий, в окраинных частях которых развивались благоприятные для седиментационного накопления свинца и цинка карбонатные фации (рифовые и ри-

фогенные) и где наиболее полно проявлены стратиграфические перерывы и связанные с ними процессы карстообразования.

В этом отношении особый интерес представляет, например, Катэнгский свод, в пределах которого находится само Тычанское месторождение. Рудные концентрации свинца и цинка здесь можно ожидать и в отложениях верхнего ордовика. В бассейне Нижней Чунку рудопроявления га-ленита известны в рифогенных известняках долборского горизонта верхнего ордовика. При этом между долборским горизонтом и нижним силуром отмечается стратиграфическое несогласие — из разреза выпадают верхние слои бурского горизонта. Здесь в конце ордовика повторилась та же геологическая ситуация, что и на Тычанском месторождении в конце раннего — начале среднего ордовика.

ЛИТЕРАТУРА

- Галабурда С. Г.** Медная и свинцово-цинковая минерализация в осадочных отложениях Сибирской платформы.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 131—135.
- Callahan W. H.** Paleogeographic premises for prospecting for strata bound base metall and mineral deposits in carbonate rocks.— CEN TO Symposium on Mining Geology and Base Metall, Ankara, 1964, p. 191—248.
- Kendall D. L.** Ore deposits and sedimentary features. Jefferson City Mine, Tennessee.— Econ. Geol., 1960, v. 55, p. 985—1003.

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ
СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Н. И. Матвиенко

**ОБ ИСТОЧНИКАХ НАКОПЛЕНИЯ УРАНА
В БИТУМИНОЗНЫХ АРГИЛЛИТАХ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ
ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

Изучение естественной гамма-активности нефтегазопосных комплексов Западно-Сибирской плиты по данным гамма-каротажка скважин позволило выделить аномальную зону. Приурочена она к битуминозным аргиллитам баженовской свиты. Известно, что содержания тория и калия изменяются в незначительных пределах по всему разрезу чехла Западно-Сибирской плиты, содержания же урана на порядок выше в аргиллитах баженовской свиты по сравнению с вмещающими породами [Плуман, 1971, 1975].

Осадки баженовской свиты формировались во время обширной трансгрессии волюжского моря, в условиях слабой тектонической активности. Поверхности эрозии обрамляющих площадей были денудированы и слабо расчленены, что способствовало широкому развитию процессов химического выветривания, незначительному поступлению продуктов эрозии в бассейн седиментации, слабой скорости накопления осадков. О широком развитии кор выветривания в период формирования свиты свидетельствует зрелость продуктов эрозии. В минеральном составе баженовских пород, особенно на юге низменности, каолинит присутствует в значительном количестве, а на некоторых площадях (Северо-Останнинская, Калиновская, Нижне-Табаганская и др.) является преобладающим минералом.

Уран входит в решетку минералов в изверженных породах, которые, разрушаясь при выветривании, освобождают его и он поверхностными водами переносится в водоемы стока, поэтому при изучении профиля выветривания были обнаружены заниженные содержания этого элемента в верхней зоне профиля в сравнении с полным разрезом [Васильева, 1971]. Таким образом, уран переносится в водоемы стока пресными водами, и содержание его как во взвешенном, так и в растворенном виде зависит от расчлененности рельефа водосборов и развития на них кор выветривания. Среди глинистых минералов, вероятнее всего, посетителями урана являются гидрослюды, где уран замещает калий. При примесях алевроитового материала до 15—30% содержание урана в баженовских аргиллитах, как правило, падает, за исключением тех случаев, когда среди терригенного материала присутствуют калиевые полевые шпаты, где уран также замещает калий. Поступление урана в бассейн седиментации возможно как в растворенном виде, так и во взвешанном. В баженовских аргиллитах зона с наиболее высокими содержаниями урана приурочена к средней части бассейна, значительно удаленной от береговой линии, поэтому есть основания предполагать, что главными источниками урана

были морские воды, где уран находился в растворенном виде или присутствовал в решетке тонких глинистых и органических частиц, хотя какая-то роль отводится и ураноносным взвесям.

Некоторое значение имеет и подток грунтовых вод, хотя оценить количество поступающего элемента таким образом довольно трудно [Германов, 1963]. Какой-то процент урана попадает в водоемы стока с атмосферными осадками, а также эоловым путем и при береговой эрозии [Батурин, 1973].

Роль вулканогенного урана изучена еще недостаточно, однако при исследовании рифтовых зон Тихого и Индийского океанов были обнаружены признаки гидротермальной активности, а при изучении радионуклидного состава железомарганцевых конкреций в океанических осадках были сделаны выводы о наличии вулканогенного урана [Чердынцев и др., 1971].

В Западной Сибири наличие вулканических пеплов в байеновских отложениях доказано С. Г. Саркисяном, Т. Н. Процветаловой (1964), а затем А. В. Ваном (1974, 1977). Пепловый материал, поступающий в бассейн седиментации, обогащает осадки не только кремнеземом, но и различными микроэлементами, в том числе ураном. В разрезе аргиллитов байеновской свиты имеются маломощные прослои радиоляриевых и диатомовых известняков. Обилие пеплового материала в бассейнах седиментации способствует развитию планктонных организмов с кремнистым скелетом. Однако гамма-активность этих пород не является аномальной, по-видимому, роль вулканогенного урана была все-таки незначительной.

Таким образом, источники накопления урана в аргиллитах могут быть различными, и поступает он в водоемы стока достаточно сложными путями, однако основная роль, по мнению автора, принадлежит урану, осаждающемуся из морских вод.

ЛИТЕРАТУРА

- Батурин Г. Н. Уран в современном осадочном цикле. — *Геохимия*, 1973, № 9, с. 1362—1372.
- Ван А. В. Роль вулканизма в образовании мезозойско-кайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты. — *Труды Зап.-Сиб. отд. Всесоюз. минералог. о-ва*, 1974, вып. 1, с. 52—61.
- Ван А. В. Вулканизм и нефтегазообразование. — *Труды Зап.-Сиб. отд. Всесоюз. минералог. о-ва*, 1977, вып. 4, с. 114—117.
- Васильева В. И. Закономерности миграции урана в древней коре выветривания Восточного Оренбуржья. — *Геохимия*, 1971, № 10, с. 1228—1235.
- Германов А. И. Уран в природных водах. — В кн.: *Основные черты геохимии урана*. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 238—283.
- Илудман И. И. Ураноносность черных аргиллитов волюжского яруса Западно-Сибирской плиты как критерий геохимических условий осадконакопления. — *Геохимия*, 1971, № 9, с. 1138—1143.
- Илудман И. И. Распределение урана, тория и калия в отложениях Западно-Сибирской плиты. — *Геохимия*, 1975, № 5, с. 756—766.
- Саркисян С. Г., Процветалова Т. И. Некоторые петрографические особенности битуминозных аргиллитов марьяновской свиты (Западно-Сибирская низменность). — *Изв. вузов. Геология и разведка*. 1964. № 2, с. 56—60.
- Чердынцев В. В., Кадыров П. Б., Новичкова Н. В. Происхождение железо-марганцевых конкреций по данным радионуклидов. — *Геохимия*, 1971, № 3, с. 339—354.

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ
СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А. А. Сливинский

**К ВОПРОСУ О СТРУКТУРНОЙ ПОЗИЦИИ РУДНЫХ УЗЛОВ
УДИНО-ВИТИМСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ
(Западное Забайкалье)**

В настоящее время имеется несколько схем тектонического и металлогенического районирования Прибайкалья и Западного Забайкалья, в основу которых положены представления о существовании разновозрастных (байкальских, каледонских, герцинских) поясов в складчатом обрамлении юга Сибирской платформы, испытавших тектоно-магматическую активизацию в более поздние эпохи. Характеристике структурных особенностей региона посвящены работы В. П. Арсентьева, В. Г. Беличенко, Ю. В. Комарова, Ц. О. Очирова, Е. В. Павловского, Л. И. Салопа, Н. А. Флоренсова, П. М. Хренова, А. Л. Шилькова и других исследователей.

Непосредственно рассматриваемый рудный район является составной частью Удино-Витимской зоны ранних каледонид — своеобразно построенной полициклической подвижной области, сформировавшейся в раннем палеозое и подвергшейся интенсивным процессам тектоно-магматической активизации в позднем палеозое и мезозое. Внутреннее строение области характеризуется сложным чередованием вытянутых в северо-восточном направлении грабен-синклинальных прогибов и геосинклинальных поднятий, а границы определяются поясами глубинных разломов длительного развития. В целом структурный план района на имеющихся геологических картах традиционно определяется значительным преобладанием элементов северо-восточной ориентировки, ведущего для Прибайкалья и Западного Забайкалья направления.

Между тем практика крупномасштабных поисковых работ, проводимых в последние годы в рудных узлах с широким использованием геофизических методов, представляет все новые данные о существовании нескольких закономерно проявляющихся и часто унаследованных систем разрывных структур разных порядков и направлений. В совокупности они определяют ведущую роль блоковой тектоники в формировании современного структурно-металлогенического облика района. Большой фактический материал в этом плане получен по Абагипскому, Озернинскому, Сосновскому, Мэддалгенскому, Кондинскому, Эгитинскому и другим рудным узлам [Матюхин, Сливинский, 1971].

Основу рудных узлов Удино-Витимского междуречья составляют, как правило, так называемые останцы метаморфизованных вулканогенно-осадочных отложений венда — нижнего кембрия, сохранившиеся в блоковых погружениях среди обширных полей палеозойских гранитоидов, преимущественно в местах пересечений или сопряжений зон разломов

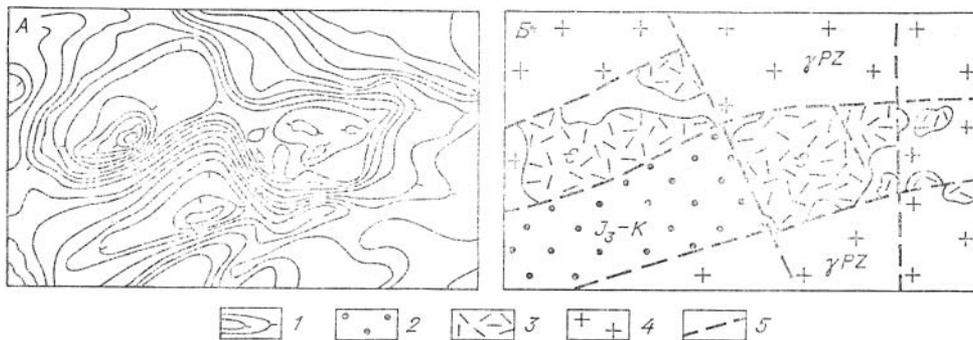


Рис. 1. Характер отражения останцов рудовмещающих толщ Удино-Витимского междуречья в поле силы тяжести (фрагмент). А — план изоаномал, Б — структурно-геологическая схема).

1 — изолинии поля силы тяжести; 2 — нормально-осадочные и вулканогенные отложения мезозойских впадин; 3 — метаморфизованные осадочно-вулканогенные и карбонатно-терригенные отложения венда — нижнего кембрия; 4 — палеозойские гранитоиды; 5 — зоны разломов.

(рис. 1). Сложенные переслаивающимися карбонатно-терригенными и вулканогенно-осадочными породами, с хорошо развитой сетью разрывных нарушений, сопровождаемых многоактивными проявлениями магматизма, они явились благоприятной средой для локализации оруденения различных типов (полиметаллического, серноколчеданного, железорудного, медно-молибденового, золото-сульфидного, флюоритового и др.).

Как известно, структурная и металлогеническая зональность в складчатых областях определяется спецификой развития их крупных тектонических единиц, обусловленных глубинными неоднородностями земной коры. Применительно к территории Удино-Витимского междуречья такими элементами можно считать группы тектонических блоков, ограниченных зонами разноориентированных и неоднократно подновлявшихся глубинных разломов и имеющих устойчиво выраженную тенденцию к периодическому прогибанию или воздыманию, к процессам дробления и магматической активизации. В частности, Еравнинская структурно-металлогеническая зона, сложенная нижнекембрийскими вулканогенно-осадочными образованиями и прорывающими их верхнепалеозойскими гранитами, вмещающая большую группу месторождений цветных и черных металлов, представляет собой одну из таких сложно построенных складчато-блоковых структур [Магюхин и др., 1973].

Судя по геофизическим данным, главнейшие разломы Прибайкалья и Западного Забайкалья пронизывают земную кору и уходят в пределы верхней мантии, образуя в ее «кровле» уступы. Большинство разломов прослеживается до подошвы коры и, если принять во внимание некоторые расхождения в определении границы Мохоровичича, получаемые по сейсмогеологическим и гравиметрическим данным (от 35 до 45 км), глубинность их достигает 40—60 км и более, а амплитуда вертикальных и горизонтальных смещений — нескольких километров. Следовательно, их можно рассматривать как своего рода мощные барьеры, разграничивающие основные структурные блоки коры с разным тектоно-магматическим режимом и своей металлогенической специализацией.

Совместный анализ геологических материалов и различных по своей природе физических полей с привлечением результатов аэрофотосъемки приводит к выводу, что в верхней части коры ведущими структурными элементами района являются две взаимно пересекающиеся системы глубинных разломов: северо-восточная и северо-западная (диагональная) и субширотнo-субмеридиональная (ортогональная). И та и другая строго геометрически ориентированы и характеризуются определенным интервалом проявления, что в конечном итоге предопределило и размещение рудоносных площадей.

Решающая роль в формировании каркасной геотектонической решетки и складчато-блоковой структуры Удино-Витимского междуречья принадлежит диагональной системе глубинных разломов. Последние отчетливо проявляются как в породах нижнего структурного этажа (протерозой — нижний кембрий), так и в позднепалеозойских и особенно в мезокайнозойских образованиях. При этом наиболее контрастно выражены зоны разломов северо-восточной ориентировки, в то время как другие структурные элементы часто скрыты и как бы завуалированы. Так, фрагменты известных в Западном Забайкалье Джидино-Витимской и Тугнуйско-Кондинской зон, представленные в контурах рассматриваемой территории группами сближенных и субпараллельно ориентированных северо-восточных разломов, уверенно прослеживаются, несмотря на значительные горизонтальные смещения — до 350 км и более. При этом ширина полосы между краевыми разломами колеблется в пределах 70—100 км, а интервал проявления одноптипных структур более высокого порядка составляет 20—25 км.

Разломы находят четкое отражение в поле силы тяжести в виде резких перепадов значений, линейных высокоградиентных полос и цепочек локальных гравитационных минимумов. Вдоль их наблюдаются протяженные узлокальные магнитные аномальные зоны как отрицательного, так и положительного знака, а также многочисленные ступенчатые смещения аномалий [Шпильков, 1966].

Структуры северо-восточной ориентировки неоднородны. Если обратиться к статистическим данным, характеризующим основные направления изолиний гравитационного и магнитного полей различных участков Удино-Витимского междуречья, то здесь обращает на себя внимание наличие среди ясно преобладающих северо-восточных направлений двух максимумов (отдельных распределений), соответствующие азимутам 25—35 и 55—65°. Для Еравнинского рудного района максимумы, соответствующие преобладающим направлениям 25 и 55°, наиболее отчетливо выражены на диаграмме направлений изоаномал (рис. 2, а). В магнитном поле им соответствует в первом случае широкий максимум с большой дисперсией, не имеющей экстремума, во втором — резко очерченный максимум с экстремумом 60°. Анализ весовых соотношений различных направлений изоаномал и изодинам позволяет сделать заключение, что ведущим на большей части территории района является направление 60—65°.

Это соответствует ориентировке большинства мезокайнозойских геологических образований, представляющих верхний структурный этаж Удино-Витимского междуречья. В направлении 55—65° ориентированы оси многих мезокайнозойских впадин, выполненных нормально-осадочными и вулканогенными образованиями и ограничивающих рудоносные площади. Так же примерно ориентированы длинные оси локальных гравитационных минимумов, наблюдаемых над массивами лейкократовых разностей гранитов в прибортовых частях впадин.

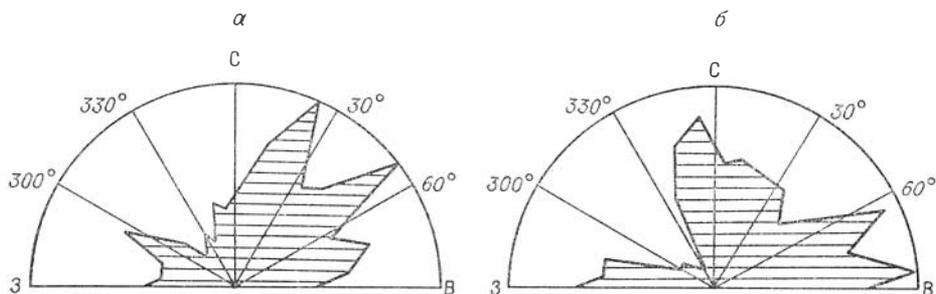


Рис. 2. Диаграммы направлений изоаномал (а) и изодинам (б) Удино-Витимского междуречья.

Другое направление ($25-35^\circ$) определяется преобладающей ориентировкой структурных элементов нижнего этажа — раннекаледонских складчатых и разрывных образований, а также морфологическими особенностями останцов терригенно-карбонатных и вулканогенно-осадочных толщ. Об этом свидетельствуют диаграммы направлений изоаномал, построенные непосредственно для отдельных рудных узлов. Так, например, диаграммы направлений изоаномал Абагинского и Озернинского рудных узлов обнаруживают большое сходство, несмотря на значительную разобщенность их в пространстве (около 200 км), различную форму, размеры, литологический состав пород. В обоих случаях вес направлений изоаномал в азимуте $0-30^\circ$ составляет 41—42%.

Оси внутренних геосинклинальных прогибов и разделяющих их поднятий в контурах Курбинской структурно-металлогенической зоны (железо, полиметаллы, молибден) трассируются по структурно-формационным признакам в азимуте $30-40^\circ$ на расстояние не менее 250 км [Крупский, Рукавец, 1971]. При этом, судя по увеличению интенсивности локальных аномалий силы тяжести в рудных узлах, вертикальная мощность геосинклинальных отложений в направлении с юго-запада (Атхинский рудный узел) на северо-восток (Верхне-Онинский рудный узел) возрастает неравномерно от 200—300 до 2000—2500 м. Определенное влияние на характер поля изоаномал оказали и морфологические особенности гранитоидных интрузий, непосредственно окружающих останцы рудовмещающей толщи. Контуров их в плане обычно сложные, но повсеместно имеют отчетливо выраженную северо-восточную ориентировку основных контактов.

Главнейшие разрывные структуры северо-западного направления, кроме характерных особенностей физических полей, трассируются по таким признакам, как резкая смена вертикальной мощности и фациального состава метаморфизованных и нормально-осадочных пород, ступенчатые смещения осей мезокайнозойских впадин в плане, линейный характер торцовых замыканий впадин и останцов рудовмещающей толщи, морфологические особенности и состав сопровождающих разломы интрузий и др. Определение вертикальной мощности вулканогенно-осадочных образований Озернинского и Сосновского рудных узлов и разделяющей их Исингинской впадины, произведенное по данным гравиметрии и ВЭЗ, свидетельствует о ступенчатом характере ее изменения. Резкие горизонтальные смещения амплитудой в 2—3 км закартированы на флангах Тагинской и Верхне-Удинской впадин, Харасанского, Мэлдэлгенского, Кондинского и других рудных узлов.

Современные торцовые замыкания мезокайнозойских впадин и наиболее крупных полей развития нижнепалеозойских метаморфизованных толщ устанавливаются часто по одним и тем же разломам северо-западной ориентировки, при этом наблюдается почти полное соответствие приподнятых и погруженных частей основания этих структур (Исингинская впадина — Озернинский останец вулканогенно-осадочных пород, Иренгинская впадина — Сосновский останец и т. д.). Вертикальная мощность нормально-осадочных отложений во впадинах и метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород в рудных узлах достигает, судя по геофизическим данным, приблизительно одинаковых величин — 2500—3000 м, а в относительно мелких мульдах — 500—700 м.

В пространственном положении главнейших зон северо-западных разломов также намечается определенная закономерность. Располагаясь перпендикулярно ($320-330^\circ$) к структурам северо-восточной ориентировки, они повторяются через довольно выдержанные интервалы, равные 80—90 км, т. е. примерно удвоенной мощности коры. Разломы более высокого порядка отмечаются через 20—30 км. Этот интервал выдерживается и для некоторых однотипных рудоносных площадей (например, в бассейне рек Атха — Алои).

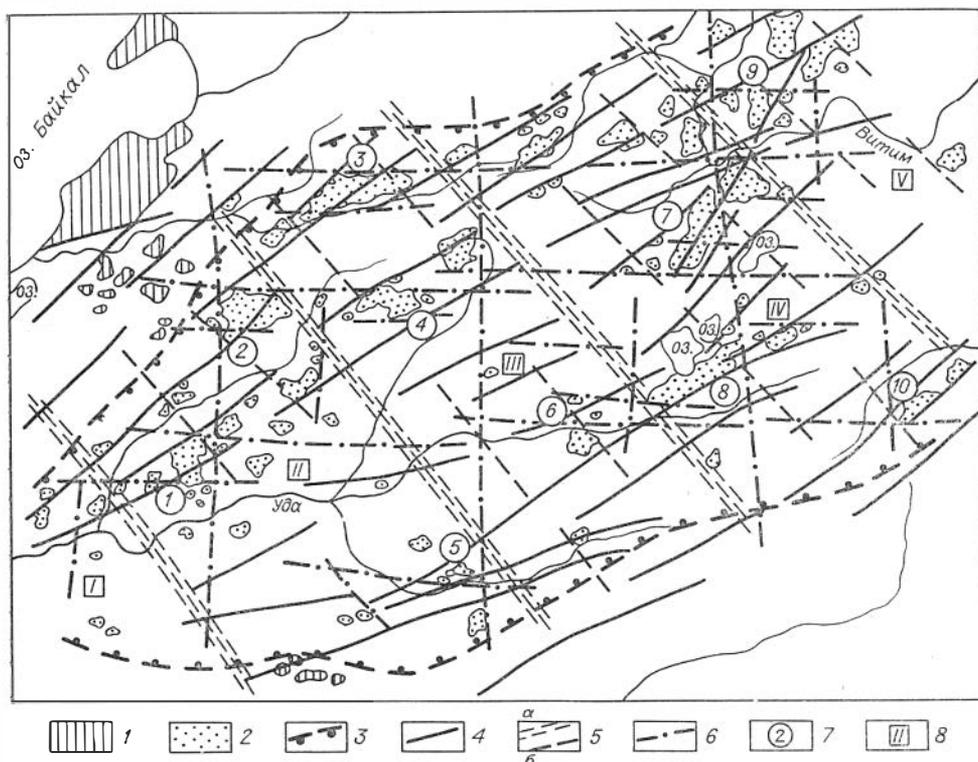


Рис. 3. Размещение рудных узлов Удино-Витимского междуречья в системе элементов блоко-разрывной тектоники.

1 — архейские и протерозойские кристаллические толщи; 2 — поля развития рудовмещающих карбонатно-терригенных и вулканогенно-осадочных отложений венда — нижнего кембрия; 3 — обобщенные границы Удино-Витимской структурно-фациальной зоны ранних каледонид; 4 — главные разломы преобладающего северо-восточного направления; 5 — разломы северо-западной ориентировки; 6 — разграничивающие структурные блоки с разным типом строения, б — внутри-блоковые; 6 — «сквозные» разрывные структуры субширотного и субмеридионального направления; 7 — рудные узлы (цифры в кружках): 1 — Аткинский, 2 — Абагинский, 3 — Туркинский, 4 — Малдэлгенский, 5 — Моксохонский, 6 — Эгитинский, 7 — Еравнинский, 8 — Сосновский, 9 — Алягинский, 10 — Кюндинский; 8' — структурные блоки: I — Илькинский, II — Курбинский, III — Онинский, IV — Еравнинский, V₁ — Романовский.

Особенно контрастно выражены такие зоны межблоковых разломов, как Березовская, Уныгэтэйская, Анинская, Можайская, Соболюнская, Бангольская (рис. 3). Обращает на себя внимание тот факт, что на диаграммах направлений изолиний гравитационного и магнитного полей высокая частота встречаемости северо-западного направления больше характерна лишь для сравнительно локальных площадей, в частности рудных узлов и полей. Так, вес изоаномал северо-западного направления, вычисленный непосредственно для Абагинского и Озернинского рудных узлов, составляет 42%, т. е. преобладание северо-восточной ориентировки над северо-западной не столь существенно, как можно, на первый взгляд, ожидать. При этом краевые части рудных узлов и контакты рудовмещающей толщи с гранитоидами чаще имеют северо-восточное направление, к центру же узлов ориентировка изоаномал сменяется на северо-западную.

В контурах рассматриваемой территории по комплексу геолого-геофизических признаков можно выделить несколько относительно крупных (первого порядка) блоков коры, ограниченных вышеупомянутыми зонами разломов длительного развития: Илькинский, Курбинский, Эгитинский, Еравнинский, Романовский. Они различаются по геологии и физическим полям и характеризуются сложным внутренним строением. Уровень поля силы тяжести ступенчато уменьшается в направлении с юго-запада на северо-восток, в том же направлении изменяется фациально-литологический состав пород в узлах: от относительно однородных карбонатных и

терригенных (Курбинский блок) до ритмично-слоистых вулканогенно-осадочных со значительным объемом пирокластических масс и субвулканитов (Еравнинский блок). Одновременно возрастает вертикальная мощность осадков.

Наиболее перспективный в отношении оруденения Еравнинский структурный блок отличается сравнительно низкими фоновыми значениями поля силы тяжести. Здесь сохранился наиболее полный разрез метаморфизованных геосинклинальных образований, представленных лавовыми и туфолововыми фациями андезит-дацитовых и риолит-дацитовых порфиритов, тонкопереслаивающимися пирокластически-осадочными отложениями типа туффитов, пелитоморфными и рифогенными известняками, туфоалевролитами и туфобрекчиями. Разнообразны субвулканиты, а также флишвидные и молассовые отложения эпигеосинклинальной формации, которые западнее Можайской зоны разломов в районе не встречаются. Интрузии представлены в основном гранитоидами — от раннепалеозойских нормального ряда до ультракислых и субщелочных триасово-юрских. Если учесть и максимальные мощности базальто-андезит-липаритовых, песчано-сланцевых, конгломератовых и молассоидных образований комплекса мезозойской активизации, относительно устойчивая тенденция этого блока к общему опусканию и периодической активизации вулканизма представляется очевидной.

Ось Еравнинского геосинклинального прогиба меняет свое направление с северо-восточного и субмеридионального в Озернинском узле (от 5—10 до 25—35°) до северо-западного (330—340°) и субширотного — в Сосновском, однако нигде не выходит за пределы одноименного структурного блока. В его контуры вписывается соответственно и Еравнинская структурно-металлогеническая зона (колчеданные свинцово-цинковые руды, железо, марганец, медь, бораты). Формирование ритмично-слоистых вулканогенно-осадочных пород в прогибе, их интенсивная фациальная изменчивость, резко выраженная линейность складчатых форм, многоактность и разнообразие проявления вулканизма обусловлены, несомненно, высокой активностью блоко-разрывной тектоники, и в первую очередь разломов северо-восточной и северо-западной ориентировки. Влияние системы локальных диагональных расколов на седиментационный процесс, периодичность подводного вулканизма и связанной с ним поствулканической гидротермальной деятельности особенно наглядно видны на примере Озернинского рудного узла.

Относительно крупные по размерам и вертикальной мощности (соответственно 150—250 км² и 2000—2500 м) поля развития нижнекембрийских толщ в Еравнинском блоке вмещают наиболее перспективные колчеданно-полиметаллические и железорудные месторождения района, в том числе объекты стратиформного типа. Наличие в них секущих тектонически ослабленных зон, участков повышенной проницаемости пород кровли с куполовидными выходами гранитных интрузий обусловило благоприятные предпосылки для формирования наложенного редкометалльного и смешанного сульфидного оруденения.

Примыкающий к Еравнинскому с юго-запада Эгитинский блок и последующий Курбинский отличает значительно меньшее распространение геосинклинальных образований как по площади, так и по вертикальной мощности. Возрастает доля терригенных и карбонатных фаций (разнообразные сланцы, известняки, доломиты). Эффузивы характеризуются преимущественно кислым составом и широко развиты лишь в нижних горизонтах геосинклинальных образований. Это свидетельствует об относительной кратковременности периода повышенной тектонической и магматической активности и преобладании режима спокойного осадконакопления с образованием мощных карбонатных осадков.

Вертикальная мощность сохранившихся в этих блоках метаморфизованных толщ не превышает 1000—1200 м, к юго-западу она уменьшается

до 300 м. Вулканогенные породы в Атхинском рудном узле почти не встречаются; металлогеническая специализация последнего — мелкие гидротермальные месторождения магнетитовых и галенитовых руд.

Западнее Уныгэтэйской зоны разломов геологическая ситуация меняется еще существенней. Высокометаморфизованные верхнепротерозойские породы кровли (гнейсы, кристаллические сланцы, мраморизованные известняки) картируются среди гранитоидов лишь в виде разрозненных ксенолитов площадью от десятков квадратных метров до 1—2 км². По сравнению с другими, Илькинский структурный блок характеризуется более высоким фоном поля силы тяжести. В контурах рассматриваемой территории это один из наиболее приподнятых и эродированных блоков.

Резкий перепад поля силы тяжести на северо-восточной границе Еравнинского блока (Байнгольская зона разломов), появление здесь в разрезе гранито-гнейсов и ортоамфиболитов (возможно, пород основания) также подчеркивают специфическую обособленность этой структуры как тектонически наиболее активной части Удино-Витимской зоны ранних каледонид. Подтверждается и ступенчатый характер погружений фундамента в блоках.

Ортогональная система разломов, в особенности структуры меридиональной ориентировки, не имеет столь ярко выраженных геолого-геофизических признаков, и ее роль в истории геологического развития района во многом еще не ясна. Многочисленные широтные и меридиональные разломы весьма неоднородны по характеру смещений, масштабам, вмещающей среде и сопровождающим дериватам. Среди них выделяется ряд крупных зон, таких как Исток-Ангырская, Моксохон-Булуганская и Центральная Еравнинская меридиональные, Средне-Удинская, Верхне-Кыдымитская и Южно-Исингинская широтные и некоторые другие, которые являются в большинстве секущими («сквозными») по отношению к другим структурным элементам. Местами зоны разделяют площади, отличающиеся по характеру магматизма, интенсивности гравимагнитных полей, степени их неоднородности и контрастности (северная и южная части Еравнинского структурного блока). Судя по результатам количественной характеристики анизотропии магнитного поля, вес структурных элементов субмеридионального и субширотного направления может быть довольно значительным (см. рис. 2, б).

Одной из наиболее крупных структур меридионального направления, разграничивающей области с разным типом строения, является Исток-Ангырская. В пределах рассматриваемой территории отмечается лишь небольшой ее фрагмент. Структура продолжается на 150—200 км на юг и север, в сторону полуострова Святой Нос на Байкале. Особенно контрастно отражен этот барьер в поле силы тяжести. Все главнейшие месторождения Курбино-Еравнинского рудного района группируются восточнее этой границы. Секущее положение занимает и мощная гравитационная ступень широтной ориентировки, разделяющая поле силы тяжести в центральной части района на две обширные области: северную с преобладанием минимумов, обусловленных (предположительно) скрытыми гранитными интрузиями позднего палеозоя и мезозоя, несущими редкометальную минерализацию, и южную, с преобладанием максимумов, где закартированы наиболее крупные поля диоритов и метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород с проявлениями черных и цветных металлов. В поисковом плане особое внимание привлекают сейчас локальные тектонические нарушения ортогональной системы, контролирующие зоны скарпирования, ороговивания и микроклинизации со смешанным магнетит-колчеданным и редкометальным орудением (Абагинский, Эгитинский, Озернинский, Харасанский рудные узлы).

Рассматривая структурную позицию рудных узлов Удино-Витимского междуречья вдоль линий северо-западных разломов, можно сделать предположение о существовании определенной закономерности. Это вы-

ражается в чередовании близких по масштабам, морфологии и составу полей развития рудовмещающих нижнекембрийских вулканогенно-осадочных толщ, средне-верхнепалеозойских гранитных интрузий и разделяющих их мезокайнозойских впадин. Повторяемость проявления однотипных блоковых структур — порядка 25—35 км. К сожалению, территория, включающая такие рудные узлы, как Алянгинский на севере и Кондинский на юге, пока не охвачена полностью крупномасштабными геолого-геофизическими съемками, что затрудняет более обстоятельную их оценку.

В заключение хотелось бы отметить, что вопрос о существовании на территории Удино-Витимского междуречья систем разломов длительного развития, их возрасте, глубине проявления магматических очагов и рудоносности в полной взаимосвязи пока не изучен. Как видим, есть основания полагать, что зоны разноориентированных глубинных разломов не только предопределили ряд важных особенностей геологического строения района, но и сыграли решающую роль в размещении и сохранении в современном эрозионном срезе главных полей развития метаморфизованных рудовмещающих толщ и рудоносных интрузий.

ЛИТЕРАТУРА

- Крунский А. А., Рукавец В. Ф. Особенности металлогенического райопирования Курбино-Еравнинского района БурАССР.— Материалы по геологии и полезным ископаемым БурАССР. Улан-Удэ, 1971, вып. XIV, с. 22—24.
- Матюхин Н. Е., Сливинский А. А. Использование геофизических данных при глубинном картировании продуктивных осадочно-вулканогенных отложений в Западном Забайкалье.— Материалы по геологии и полезным ископаемым БурАССР. Улан-Удэ, 1971, вып. XIV, с. 95—103.
- Матюхин Н. Е., Сливинский А. А., Гаврилов О. И. К вопросу о структурно-тектоническом положении месторождений черных и цветных металлов Еравнинского рудного района.— В кн.: Геосинклинальные пояса Центральной Азии (Тектоника Забайкалья). Улан-Удэ, 1973, с. 201—203.
- Шпильков А. Л. Некоторые черты металлогении Селенгино-Удино-Витимского междуречья (Западное Забайкалье) в свете аэрогеофизических данных.— Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. Чита, 1966, вып. 2, с. 25—29.

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ
СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

И. М. Ильина, С. И. Кудрявцева, А. Т. Бибиков, Ю. А. Шиманский

МИНЕРАЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ
КАК СРЕДСТВО ПОВЫШЕНИЯ ЭФФЕКТИВНОСТИ
ИСПОЛЬЗОВАНИЯ РУД

(на примере зоны окисления Восточного поля
Шерловогорского месторождения)

Восточное поле Шерловогорского месторождения является важнейшим резервом прироста запасов свинцово-оловянных руд для Шерловогорского ГОКа.

Цель наших исследований — детально изучить вещественный состав, технологические свойства, возможность комплексного использования руд и выделить участки месторождения, отличающиеся по основным минералого-технологическим параметрам. Для решения этих вопросов был использован метод минералого-технологического картирования, разработанный в ЦНИИОлово [Иванов, 1976; Иванов и др., 1972].

Объектом картирования служили верхние горизонты (до абс. отм. 802 м) Восточного полиметаллического поля Шерловогорского месторождения. В качестве исходного материала использовались пробы руды из горных выработок штольни № 4 и из скважин ударно-канатного бурения, пробуренных по сетке 150×150 м. Пробы из штольни были отобраны бороздовым способом 10×5 см, а из скважин — следующим образом: материал метровых секций 12-метрового интервала объединялся в одну пробу, из которой методом картирования отбирались навески по 5 кг для минералогических и технологических исследований и навеска в 300 кг для последующего включения ее в большую технологическую пробу. В качестве границ интервалов служили абсолютные отметки уступов главного карьера: 802, 814, 826 м и т. д.

Механическая обработка проб осуществлялась по единой схеме (рис. 1). При этом та часть пробы, которая шла на минералогический анализ, рассеивалась мокрым способом по классу 0,074 мм для отделения шлама. Материал + 0,074 мм рассеивался на три гранулометрических класса, в каждом из которых путем разделения в бромформе (уд. вес 2,9) выделялись легкая и тяжелая фракции.

Из тяжелых фракций каждого класса пробы были изготовлены полированные брикеты для определения под микроскопом минерального состава тяжелых фракций и степени освобождения касситерита от сростков.

Общий минеральный состав каждой пробы определялся путем просмотра обеих фракций под биноклем. Материал химической пробы дорабывался до $-0,5$ мм, сокращался до 50 г, истирался до 20 мк и подвергался химическому и спектральному анализам следующими методами: спектральным количественным (олово, мышьяк), атомно-абсорб-

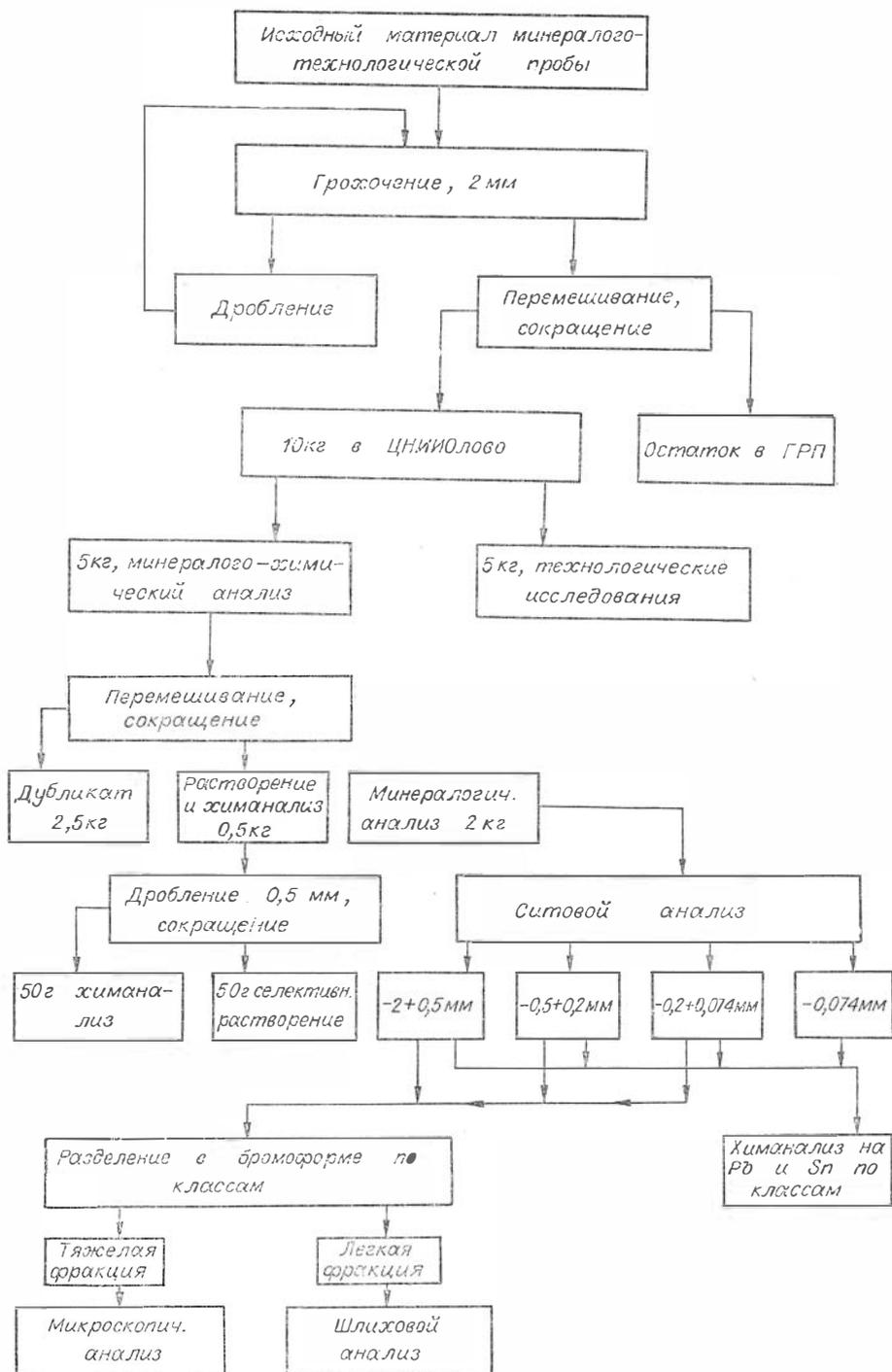


Рис. 1. Общая схема обработки и изучения минералогических-технологических проб.

ционным (свинец, медь, цинк, висмут, серебро), химическим (сера), фазовым химическим (формы свинца, мышьяка).

Чтобы отличить пробы по обогатимости, каждая из них подвергалась технологическим исследованиям по стадийной гравитационной схеме (рис. 2), близкой к схеме обогатительной фабрики Шерловгорского ГОКа.

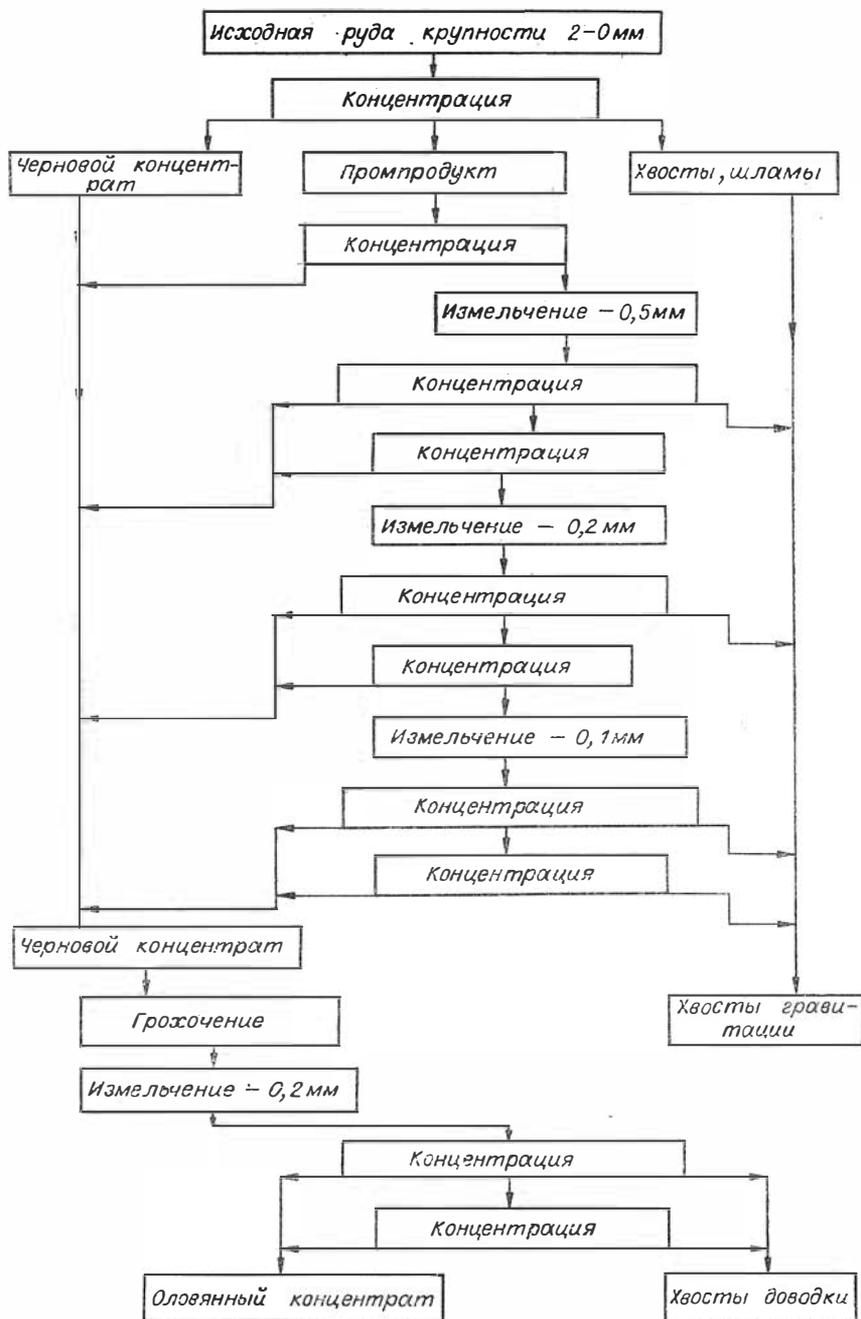


Рис. 2. Схема обогащения минералогических-технологических проб.

Обогащение проводилось на лабораторном концентрационном столе 30 АКЦ. Параметры работы стола (длина хода и число качаний) изменялись в зависимости от крупности обрабатываемого материала. Доводка доизмельченных (до $-0,2$ мм) черновых концентратов проводилась на том же столе. Если при этом получались некондиционные по содержанию свинца и мышьяка концентраты, они подвергались доводке методом выщелачивания в растворе соляной кислоты и хлористого натрия.

Исследованиями установлено в рудах зоны окисления Восточного поля наличие 15 минералов, из которых ценными в промышленном отно-

шени являются касситерит, церуссит, англезит, бедантит и миметезит.

Основные особенности пространственного изменения важнейших компонентов руд сводятся к следующему.

Олово. Из 47 проб лишь в 18 содержание Sn превышает 0,06% (бортовое). Самое низкое содержание его на верхнем горизонте (850 м) — 0,04%. Сравнительно высокое отмечается на горизонтах 838 и 802 м — 0,126 и 0,102% соответственно.

Свинец. В исследованных пробах весь свинец представлен окисленными формами — церусситом, англезитом, бедантитом, миметезитом и плюмбоарозитом. В распределении Pb как по величине содержания, так и по минеральным формам наблюдается довольно четкая вертикальная зональность. Количество элемента в рудах снижается сверху вниз. На горизонте 850 м оно равно 2,13%, а на горизонте 802 м — 0,9%. При этом изменяются и минеральные формы свинца. На верхних горизонтах до отметки 814 м преобладают арсенаты свинца (бедантит и миметезит), а ниже — сульфаты и карбонаты (церуссит, англезит, плюмбоарозит).

Все свинцовые минералы, особенно арсенаты, содержат значительные количества серебра (200—700 г/т) и висмута (100—200 г/т).

В результате проведенных исследований выявлено, что руды верхних горизонтов Восточного поля являются окисленными оловянно-свинцовыми. Для них характерно низкое содержание, очень неравномерное распределение олова и высокое содержание свинца (1,3%). Кроме того, для этих руд свойственны повышенные количества серебра в оловянном концентрате (0,146%), некондиционность последнего по содержанию свинца и мышьяка, а также низкие технологические показатели извлечения олова. Все это позволяет отнести данные руды к труднообогатимым (см. таблицу).

Данные минералого-технологического картирования позволяют разделить рассматриваемые руды на две минералогические разновидности: бедантитовую и церусситовую. Названы они так по преобладающим рудным минералам.

В качестве граничного для разделения руд на разновидности принято соотношение содержания свинца в форме церуссита и содержания свинца в форме бедантита, равное 1,5 : 1,0. Такое соотношение выбрано с учетом содержания мышьяка в арсенатах свинца. Дело в том, что в этих минералах мышьяка содержится около 15% и при соотношении, равном 1,5 : 1,0, содержания свинца в руде — 1%, содержание мышьяка в руде

Средние значения минералого-технологических параметров руд Восточного поля

Минералого-технологические параметры	Окисленные оловянно-свинцовые руды	В том числе	
		бедантитовая разновидность руд	церусситовая разновидность руд
Sn	0,086	0,08	0,1
Pb	1,3	1,49	1,05
As	0,3	0,4	0,05
Ag	0,0073	0,0086	0,0043
Bi	0,0052	0,0050	0,0057
Pb в форме церуссит + англезита	0,67	0,62	0,80
Pb в форме бедантит + миметезит	0,71	0,87	0,24
Лимонит	3,4	3,7	2,8
Sn в оловянном концентрате	5,06	4,7	5,9
Извлечение Sn	39,0	41,7	31,4
Pb в оловянном концентрате	39,8	37,8	45,5
Извлечение Pb	32,8	29,7	41,8
As в оловянном концентрате	5,1	6,6	0,95
Bi » »	0,021	0,027	0,044
Ag » »	0,146	0,070	0,067

будет составлять 0,1%, что позволит получать кондиционные по мышьяку оловянные концентраты.

Бедантитовая разновидность руды пространственно приурочена к верхним горизонтам месторождения 850, 838, 826 м, а церусситовая — к нижним — 814 и 802 м. Первая из них составляет 70%, а вторая — 30% запасов руд изученной части месторождения.

Как видно из таблицы, церусситовые руды отличаются от бедантитовых более низким содержанием свинца — 1,05%, мышьяка — 0,05 и серебра — 0,0043%. При этом количество свинца в форме церуссита составляет 0,8%, а в форме бедантита — 0,24%. По технологическим данным, в оловянных концентратах, полученных из церусситовых руд, содержание мышьяка соответствует требованиям ОСТА. Эти руды можно отнести к оловянно-свинцовым, из которых можно получать олово, свинец и попутно — серебро.

При обогащении руды бедантитовой разновидности по применяемым гравитационно-флотационной или флотационно-гравитационной схемам получаются низкие технологические показатели: из некондиционных оловянных концентратов, содержащих до 3,4% олова, извлекается менее 38% элемента (при плановом извлечении на месторождении — 40%). Доводка флотацией этих концентратов до требований ОСТА проходит с большими потерями олова (до 84% от операции).

Только металлургические и гидрометаллургические методы позволяют получать товарные оловянные и свинцовые концентраты с извлечением олова до 97% и свинца до 92% от операции. Так, примененное нами выщелачивание некондиционных оловянных концентратов дало возможность получить 4%-ные оловянные концентраты при извлечении 53% олова от операции с содержанием свинца — 0,73% и мышьяка — 0,98% (ниже допуска по ОСТу). Кроме того, получен хлорид свинца, содержащий 61—67% свинца и 0,13% олова. Серебро и висмут распределяются по всем продуктам выщелачивания, не концентрируясь ни на одном из них.

Бедантитовую разновидность надо рассматривать как свинцово-серебряную, содержащую олово в качестве полезной примеси. Основные задачи технологических исследований данной разновидности руд должны сводиться к максимальному извлечению свинца и серебра, наиболее полному удалению мышьяка и попутному извлечению олова.

ЛИТЕРАТУРА

- Иванов О. П.** О принципах построения рациональной методики технологического опробования рудных месторождений.—Изв. вузов. Серия цветная металлургия, 1976, № 8, с. 86—92.
- Иванов О. П. и др.** Минералого-технологическое картирование верхних горизонтов. Фестивального оловянного месторождения.— В кн.: Уч. зап. ЦНИИ Олова. Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1972, с. 6—11.

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ
СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А. Д. Ножкин, Ю. П. Трофимов

**ЩЕЛОЧНО-ГРАНИТ-СИЕНИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ
СРЕДНЕВОРОГОВСКОГО МАССИВА
(Енисейский кряж)**

Выходы щелочных пород в правобережье р. Вороговки (в 5 км выше р. Мал. Северной) известны с начала 60-х годов. Краткие сведения о сиенитах этого участка имеются и в литературе [Кренделев и др., 1965; Даценко, 1969; Ножкин, 1972]. В последние годы в связи с проведением крупномасштабных геологических работ, а также тематических исследований получены новые данные по геологии щелочных пород, их составу и геохимическим особенностям. Кроме того, выявлен ряд новых участков развития субщелочных и щелочных интрузий близкого состава и возраста. Анализ всех этих материалов приводит к выводу о широком развитии в северной части Енисейского кряжа венд-кембрийской щелочной гранитоидной формации, отличающейся редкометальной геохимической специализацией.

В правобережье р. Вороговки в карбонатно-сланцевой толще рифея обнажается верхняя слабо эродированная часть интрузивного купола, приуроченного к зоне сопряжения системы северо-западных и северо-восточных разрывных нарушений (см. рисунок). Последние являются составными элементами Приенисейской зоны разломов. На поверхности картируется одно сравнительно крупное (2,2×0,8 км) и около 70 мелких (сотни квадратных метров) штокообразных и жилообразных тел округлой и удлиненной форм, а также даек. Все они сконцентрированы на площади 10—12 км². Крупное и большинство мелких тел и даек ориентированы в северо-восточном (30—50°) направлении, ряд даек имеет субширотную и субмеридиональную ориентировку. Основное тело полого (35—40°) погружается на север. К северу и северо-востоку от него наблюдается главная масса небольших выходов и даек.

Вмещающая терригенно-карбонатная толща общей мощностью свыше 2 км в нижней части разреза представлена серицит-кварцевыми, серицит-хлорит-кварцевыми и карбонатсодержащими сланцами, в средней — доломитами с прослоями известняков и сланцев, а в верхней — сланцами с горизонтами переслаивающихся кварцитов и известняков. Вблизи массива и особенно в северной околоконтактной зоне сланцы ороговикованы, в них появляются ассоциации с биотитом и гранатом, карбонатные породы мраморизованы или превращены в эпидот-актинолитовые роговики и скарноиды.

Большая часть площади основного тела сложена лейкократовыми кварцевыми сиенитами — нордмаркитами, которые связаны постепенными переходами со щелочными бескварцевыми сиенитами, а также с граносиенитами и щелочными гранитами. Последние развиты в северной части

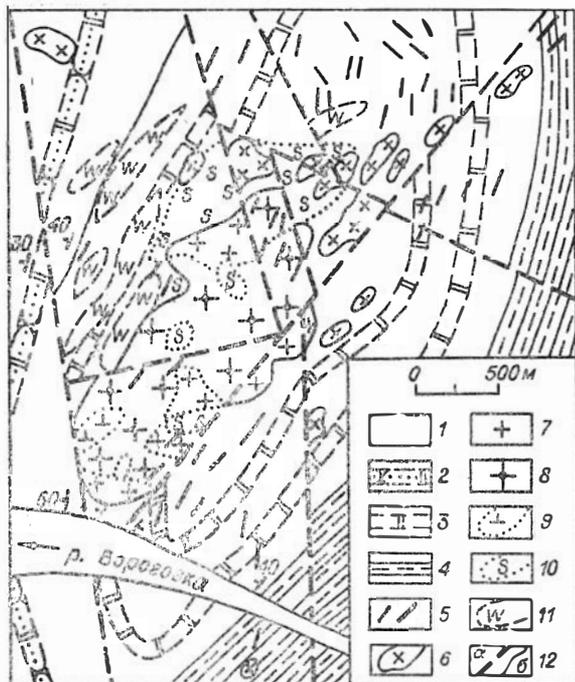


Схема геологического строения Средневороговского массива щелочных сиенитов и гранитов.

1 — аллювиальные отложения долины р. Вороговки; 2—4 — рифейская терригенно-карбонатная толща; 2 — кварц-серпичит-хлоритовые и кварц-серпичит-хлорит-карбонатные сланцы с горизонтами переслаивающихся кварцитов и известняков, 3 — доломиты с прослоями известняков, 4 — серпичит-кварцевые и карбонатсодержащие сланцы; 5—9 — пегматитовые породы; 5 — дайки и жильные тела сиенит-порфиров, бостонитов и гранит-порфиров, 6 — мелкие штокообразные тела такого же облика и состава, 7 — щелочные граниты и граносиениты, 8 — нордмаркиты и щелочные сиениты, 9 — сиенито-диориты, гранодиориты; 10 — эпидот-актинолитовые роговки и скарноиды; 11 — серпичит-кварцевые метасоматиты; 12 — разрывные нарушения (а) и границы пачек (б).

тела, в приконтактных его зонах, где они подвержены катаклазу и бластезу. На контакте со сланцами местами наблюдаются меланократовые неоднородные по структуре породы (контаминированные разности) гранодиоритового и сиенито-диоритового состава, переходящие в роговки.

Мелкие тела и дайки представлены гранит-порфирами, сиенит-порфирами, бостонитами и граносиенит-порфирами. Несколько секущих тел жильной фации наблюдается и среди средне- и крупнозернистых пород основного тела, что свидетельствует о более позднем их формировании и, следовательно, о становлении массива минимум в две фазы. Мощность жильных тел составляет 1—100 м, по простиранию они прослеживаются на десятки, реже сотни метров.

Кварцевые щелочные сиениты — нордмаркиты являются наиболее распространенным типом пород. Это розовато-серые средне- и крупнозернистые образования, однородные, реже порфировидные с гипидиоморфно-зернистой структурой. Состоят они из полевых шпатов (микроклин-пертит 70—80%, антипертит 10—15%), кварца (5—10%), лепидомеланового биотита (5—8%), реже щелочного амфибола (рибекит, арфведсонит), аксессуарных (циркон, апатит, сфен, монацит, флюорит, рутил, магнетит, ильменит) и примеси рудных минералов (пирит, пирротин, молибденит, халькопирит).

Щелочные сиениты обычно крупнозернистые, розовато-коричневые, существенно полевошпатовые породы (пертит, олигоклаз) с содержанием кварца до 3% и темноцветных минералов (биотит, амфибол) до 10%. Набор аксессуарных минералов тот же, что и в нордмаркитах, кроме того, отмечены турмалин и ортит.

Щелочные граниты и граносиениты приконтактных зон светло-серые, мелко- и среднезернистые, часто катаклазированы, метасоматически изменены и перекристаллизованы. Граниты состоят из микроклин-пертита (30—40%), кварца (30—35%), альбита (до 20—25%), биотита (1—3%), аксессуарных и рудных минералов (до 1,5—3%). Состав последних весьма разнообразен: апатит, гранат, рутил, сфен, циркон, ильменорутит, пироксен, эвксенит, ксенотим, турмалин, муассанит, магнетит, гематит, касситерит, сульфиды (пирит, халькопирит, пирротин, молибденит) и др.

Таблица 1

Химический состав щелочных пород, вес. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	73,74	71,0	70,24	64,12	65,36	64,47	64,40	63,10	66,52	64,54	63,08	59,68
TiO ₂	0,10	0,12	0,10	0,28	0,21	0,30	0,21	0,24	0,24	0,12	0,43	0,77
Al ₂ O ₃	13,58	14,46	14,83	16,69	17,21	11,63	18,18	18,58	11,33	17,39	17,43	15,84
Fe ₂ O ₃	0,53	0,45	0,85	0,61	1,55	2,81	0,16	0,52	0,65	0,74	2,12	2,43
FeO	1,90	3,07	2,20	4,20	1,53	1,15	2,41	2,95	2,48	2,26	2,41	5,85
MnO	0,02	0,05	0,01	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,05	0,03	0,03	0,03
MgO	0,10	0,40	0,40	0,81	0,50	0,38	1,10	1,15	0,61	0,80	0,50	0,40
CaO	0,56	0,28	0,42	0,56	0,93	0,25	0,93	1,20	1,44	1,26	2,39	2,53
Na ₂ O	4,30	5,56	4,90	5,58	6,41	4,18	5,72	5,28	5,80	5,77	4,70	5,33
K ₂ O	4,33	4,20	4,87	5,39	5,52	7,61	5,00	5,00	5,08	6,35	5,75	4,87
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,05
H ₂ O	0,48	0,38	0,36	1,28	0,71	1,49	1,58	1,83	1,17	0,28	0,59	1,70
Сумма	99,65	100,08	99,19	99,58	99,98	99,31	99,75	99,93	100,4	99,57	99,46	99,48

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	15,2	17,7	17,4	20,0	21,4	20,4	19,7	18,8	19,8	21,8	18,9	19,0
<i>c</i>	0,7	0,3	0,5	0,7	0,3	0,3	0,3	1,5	0,8	0,6	2,4	1,20
<i>b</i>	3,4	4,2	4,3	6,7	3,6	5,4	6,5	8,3	5,9	5,1	5,7	10,3
<i>S</i>	80,5	77,8	77,8	72,6	74,6	73,8	72,7	71,5	74,1	72,5	73,0	69,40
<i>a'</i>	30,6	8,1	22,2	13,1	18,8	22,5	34,0	37,1	—	—	—	—
<i>c'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	17,7	18,4	13,1	18,3
<i>f'</i>	64,6	76,5	62,5	66,7	60,8	65,0	37,5	39,5	63,3	55,3	66,7	75,0
<i>m'</i>	4,8	15,4	15,3	20,2	20,4	12,5	28,5	23,4	19,0	26,3	20,2	6,6
<i>n</i>	60,1	66,8	60,5	61,1	65,1	45,6	63,5	61,6	63,0	58,0	55,4	62,4
<i>a : c</i>	23,1	53,8	34,9	29,5	71,3	60,0	17,6	12,9	24,7	36,3	7,9	15,8
<i>Q</i>	30,6	20,0	20,3	4,6	6,1	6,5	4,4	5,2	7,8	1,3	5,8	—0,5
<i>b'</i>	2,4	3,9	3,4	5,8	2,9	4,7	4,3	5,2	5,9	5,1	5,7	10,3

Продолжение табл. 1

Компонент	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	62,04	62,72	60,72	64,32	61,96	60,22	64,90	70,22	70,74	70,5	64,20	67,45
TiO ₂	0,43	0,58	0,81	0,13	0,35	1,40	0,11	0,22	0,18	0,10	0,26	0,37
Al ₂ O ₃	16,99	18,86	17,85	18,71	17,57	14,93	18,62	14,30	14,53	14,70	15,65	13,61
Fe ₂ O ₃	1,49	0,65	0,84	0,93	5,31	3,37	1,87	2,78	1,11	1,83	3,11	2,75
FeO	3,52	3,07	4,46	1,90	0,45	5,19	1,92	2,15	2,65	2,58	4,48	2,35
MnO	0,09	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,09	0,01	0,02	0,02	0,04	0,03
MgO	0,85	0,61	0,81	0,40	0,86	0,73	0,10	1,05	1,15	0,09	—	—
CaO	2,10	0,84	1,97	0,28	0,53	2,74	0,14	0,27	0,67	0,39	—	1,47
Na ₂ O	5,30	6,11	7,78	6,10	6,31	6,17	8,30	6,40	5,28	4,00	5,48	4,05
K ₂ O	5,86	5,6	2,00	6,05	4,62	2,19	3,18	0,66	1,43	4,90	5,76	4,25
P ₂ O ₅	0,04	0,07	0,08	0,05	0,04	0,15	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
H ₂ O	1,64	0,54	2,44	0,64	1,36	1,72	0,57	1,88	2,01	1,15	1,62	2,80
Сумма	100,35	99,68	99,80	99,54	99,40	98,85	99,31	99,96	99,78	100,27	99,61	99,54

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	20,5	21,5	19,2	22,0	19,6	14,0	22,4	14,3	13,1	15,4	20,7	15,5
<i>c</i>	1,4	1,0	2,5	0,3	0,6	3,2	0,2	0,3	0,8	0,5	—	1,5
<i>b</i>	8,2	6,1	6,3	5,4	12,1	11,6	5,3	9,2	9,1	6,7	6,0	5,0
<i>S</i>	69,9	71,4	71,9	72,3	67,5	71,1	72,2	76,2	77,0	77,5	73,4	78,0
<i>a'</i>	—	26,6	6,6	39,4	14,0	—	31,8	35,7	43,2	39,2	6,9	—
<i>c'</i>	15,1	—	—	—	—	1,9	—	—	—	—	—	8,2
<i>f'</i>	67,3	56,7	71,1	44,5	74,1	72,4	65,1	45,9	36,4	57,9	93,1	91,8
<i>m'</i>	17,6	16,7	22,3	15,1	11,9	25,7	3,1	18,4	20,4	2,9	—	—

	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
<i>n</i>	58,0	62,4	91,9	60,5	67,5	81,9	79,9	93,6	84,9	55,6	58,9	58,9
<i>a : c</i>	14,6	21,1	7,7	65,2	32,7	11,0	112,0	47,6	16,8	30,8	20,7	10,3
<i>Q</i>	-2,6	-1,1	3,9	0,4	0,4	4,4	-0,5	23,4	27,0	23,6	5,3	23,5
<i>b'</i>	8,2	4,5	5,9	3,3	10,4	11,6	3,6	5,9	5,2	4,1	5,6	5,0

Примечание. 1—16 — щелочные породы Средневороговского массива: 1—3 — щелочные граниты, 4—11 — кварцевые щелочные сиениты (нордмаркиты), 12, 13 — щелочные сиениты, 14—16 — альбитизированные щелочные сиениты; 17—21 — жильные породы в районе массива: 17—19 — альбитизированные сиенит-порфиры, 20, 21 — гранит-порфиры; 22—24 — породы Верхнекутукаского массива: 22 — щелочной гранит, 23 — нордмаркит, 24 — граносиенит-порфир. Анализы 5, 7, 22—24 выполнены в лаборатории ИГиГ СО АН СССР (аналитик Л. С. Зоркина), остальные анализы — в центральной лаборатории КГУ.

Граносиениты отличаются меньшим содержанием кварца (15—20%), повышенным — темноцветов (биотит, роговая обманка) и полевых шпатов. Местами они переходят в сиенито-диориты и гранодиориты, имеющие серо-зеленый облик, гипидиоморфно-зернистые, бластоцементные и бластокатакlastические структуры. Главными минералами здесь являются плагиоклаз (олигоклаз-андезин и альбит 40—60%) и темноцветные минералы (роговая обманка, биотит, хлорит 25—30%), присутствует также калиевый полевой шпат (до 10—20%) и кварц (до 5—10%). Из аксессуарных наиболее характерны апатит, сфен, магнетит и сульфиды (пирит, пирротин).

Жильные породы отличаются мелко- и тонкозернистой бластопорфировой структурой, повышенной степенью метасоматического изменения (альбитизации, окварцевания и др.) и динамометаморфизма (катаклаза, перекристаллизации и рассланцевания).

Гранит-порфиры и граносиенит-порфиры развиты на юге и севере массива. Ими сложены отдельные мелкие тела и дайки. Это светло-серые или розовато-серые мелкозернистые породы, состоящие из кварца (25—30%), микроклин-пертита (30—40%) и альбит-олигоклаза (20—30%). В порфировых выделениях наблюдаются только полевые шпаты. Аксессуарные и рудные представлены цирконом, апатитом, монацитом, эвксенитом, фергусонитом, флюоритом, касситеритом, торитом, сульфидами (пирит, пирротин, халькопирит).

Сиенит-порфиры характеризуются бласто-грахитоидной структурой основной массы, состоящей из лейст микропертита, альбита, пластинок биотита, мусковита. Среди аксессуарных минералов отмечены апатит, рутил, монацит, муассанит, циркон, торит, эпидот, сульфиды. Бостониты отличаются бостонитовой структурой и существенно (до 90%) калишпатовым составом основной массы; присутствуют также рудные минералы, редкие зерна щелочного амфибола, сфена, апатита и др.

По химическому составу и петрохимическим характеристикам А. Н. Заварицкого (табл. 1) сиениты принадлежат к классу насыщенных, а граниты — пересыщенных кремнеземом богатых щелочами ($a : c > 7$) плюмазитовых пород. Коэффициент агпаитности в гранитах и сиенитах составляет 0,9—0,93, а в альбитизированных породах снижается до 0,85—0,75 (табл. 2).

Согласно систематике составов Ю. А. Кузнецова и др., (1976), интрузивные породы Средневороговского массива относятся к умеренно щелочной ($a = 15—22$) калинатровой лейкогранит-сиенитовой ($b' \leq 5$) ассоциации биотитового уклона. Более меланократовыми, часто с амфиболовым уклоном, бывают преимущественно бескварцевые щелочные сиениты и жильные породы. По другим характеристикам это низкотитанистые магниево-железистые образования.

Почти все породы массива в той или иной степени альбитизированы, что устанавливается петрографическими исследованиями и подтверждается химическим их составом — параметр n увеличивается с 60—65 до

Средние значения коэффициентов агпаитности и степени альбитизации

Порода	Число проб	$K_{\text{агп}} = \frac{K+Na}{Al}$	$K_{\text{альб}} = \frac{Na-Ca}{K}$
Щелочные граниты	3	0,90	1,6
Нордмаркиты	8	0,91	1,3
Щелочные сyenиты	2	0,89	1,1
Щелочные сyenиты альбитизированные	3	0,86	2,0
Сyenит-порфиры альбитизированные	3	0,87	2,9
Гранит-порфиры альбитизированные	2	0,75	8,1

80—90 (см. табл. 1). Наиболее интенсивно альбитизированы мелкие жильообразные тела и дайки.

Коэффициент альбитизации [Караева, 1968] резко возрастает в жильных сyenит-порфирах и гранит-порфирах (табл. 2).

В табл. 3 приведены кларковые содержания радиоактивных элементов, которые могут являться индикаторами эволюции магмы, а также служить целям корреляции отдельных пород и ассоциаций в целом. Концен-

Т а б л и ц а 3

Кларковые содержания урана, тория и калия в породах

Массив, порода	Число проб	$U(\text{по Ra}) \cdot n \cdot 10^{-4}, \%$	$Th \cdot n \cdot 10^{-4}, \%$	K, %
<i>Средневооровский массив</i>				
Гранодиориты	4	1,4	3,7	1,8
		0,2	0,4	0,3
Щелочные сyenиты	8	2,4	10,8	5,8
		0,8	2,1	0,4
Кварцевые щелочные сyenиты (нордмаркиты)	7	4,2	22,6	5,7
		1,5	2,0	0,7
Щелочные граниты, граносyenиты	4	4,8	42,6	4,2
		1,2	5,0	0,3
<i>Жильные породы массива</i>				
Сyenит-порфиры	5	6,0	29,3	4,3
		1,0	2,1	0,5
Гранит-порфиры	2	13,4	46,5	2,7
<i>Альбитизированные породы</i>				
Щелочные сyenиты	3	7,0	30,5	3,4
		2,5	10,0	0,9
Сyenит-порфиры	2	14,2	46,2	0,7
		10,0	34,2	1,3
Гранит-порфиры	3	1,1	5,6	0,4
<i>Верхнеутукасский массив</i>				
Щелочные сyenиты	5	2,0	10,3	4,5
		0,3	1,0	0,3
Нордмаркиты	7	3,8	16,7	5,5
		2,0	1,3	0,8
Щелочные граниты	2	4,8	34,1	4,3

Примечание. Содержание радиоактивных элементов в породах определено гамма-спектрометрическим методом в лаборатории ядерно-геохимических методов ИГиГ СО АН СССР. Аналитики А. С. Степан и Н. М. Соснина. В числителе—средние содержания, в знаменателе—стандартные отклонения.

трация урана и тория в породах жильной фазы заметно выше по сравнению с таковыми основного массива. Кроме того, особенности распределения урана и тория отчетливо коррелируются с кремнекислотностью. Содержание радиоэлементов в породах первой и второй фаз устойчиво возрастает от щелочных сиенитов к нордмаркитам и щелочным гранитам. Альбитизация приводит к некоторому увеличению кларковых содержаний урана и тория и к существенному уменьшению калия.

Характерной особенностью исследуемого массива является широкое развитие продуктов постмагматических процессов, вызвавших микроклинизацию и альбитизацию пород, формирование кварц-флюорит-полевошпат-карбонатных и кварцевых жил, серицит-кварцевых метасоматитов, зон турмалинизации и флюоритизации. Метасоматиты и жилы наблюдаются как в интрузивных, так и во вмещающих терригенно-карбонатных породах. Альбитизация и жильная кварц-флюорит-полевошпат-карбонатная минерализация сопровождается формированием акцессорной редкометальной (Zr, TR, Nb, Mo, W, Sn и др.) и более поздней сульфидной (пирит, пирротин, халькопирит, арсенопирит и др.) минерализацией. Кварцевые, кварц-карбонатные жилы и серицит-кварцевые метасоматиты с сульфидами характеризуются повышенными кларками As, Bi, Au, Cu, Zn и Pb. В целом минерализация довольно сложная и многостадийная. По характеру рудной специализации она вполне отвечает минеральным комплексам, связанным со щелочными гранитоидными формациями [Шейман, и др., 1961; Гинзбург, 1967].

Аналогичные по составу щелочные сиениты и граниты в 1969 г. картированы А. Д. Пожским в левобережье р. Мал. Кутукас, а альбитизированные граниты с акцессорной редкометальной (TR, Y, Th, Nb, Zr и др.) минерализацией — в верховьях р. Хариузики (приток р. Кутукас).

Сиениты р. Мал. Кутукас (0,5—0,7 км от русла и в 7 км выше устья) наблюдаются в крупноглыбовых элювиальных свалах и в коренных выходах, вскрытых шурфами, на площади примерно $0,5 \times 0,7$ км² среди мелко- и среднезернистых аляскитовых гранитов. Сиениты коричневые, равномерно-зернистые или слабопорфировидные, средне- и крупнокристаллические, лейкократового или мезократового облика. Состоят они преимущественно (до 85%) из калиевого полевого шпата (пертита), темноцветных минералов (3—12%), кварца (0—5%), акцессорных — циркона, монацита, апатита, магнетита, флюорита. Калиевый полевой шпат часто замещен шахматным альбитом. Темноцветные минералы обычно разложены, реже встречаются разности с сохранившимся эгирип-авгитом или амфиболом, развивающимся по нему. Химический состав их отвечает щелочным сиенитам и нордмаркитам (см. табл. 1). Более лейкократовые средне- и мелкозернистые породы розовато-коричневого облика обогащены кварцем и соответствуют кварцевым сиенитам и граносиенитам, содержащим примесь (до 3—5%) биотита. В этом же районе отмечено несколько жильных тел щелочных сиенит-порфиров и граносиенит-порфиров. Характерно, что химический состав сиенитов и гранитов аналогичен таковому пород Средневороговского массива. Вполне очевидно сходство и в концентрациях U, Th и K, а также в тенденциях их распределения и изменения в зависимости от состава (см. табл. 3).

Отдельные выходы подобных щелочных сиенитов выявлены в 7 км северо-западнее Верхнекутукасского массива, а также в истоках р. Вороговки и в среднем течении р. Черной (приток Вороговки).

Особый интерес представляют альбитизированные с акцессорной редкометальной минерализацией субщелочные граниты и сиениты верховьев р. Хариузики, установленные по элювиальным свалам среди заболоченной местности на площади около 25—30 км² и почти совершенно не изученные.

Общей особенностью пород щелочно-гранит-сиенитовой ассоциации является умеренно щелочной уклон, отсутствие высокощелочных, в част-

ности нефелинсодержащих, разностей, развитие наряду со щелочными кварцевыми сиенитов, а также граносиенитов и субщелочных гранитов, проявление калишпатизации или биотитизации (р. Черная) и последующей албитизации, а затем окварцевания и более низкотемпературной минерализации с карбонатами, флюоритом, кварцем, серицитом, сульфидами. Характерна геохимическая специализация пород на TR, Y, Zr, Nb, Ta, Sn.

Данная ассоциация заметно отличается от сиепит-щелочно-сиепитовой, развитой вдоль восточного обрамления Увожского грабена и в пределах Верхне-Вороговской синклинали [Ножкин, 1972, 1974]. Последняя включает не только сиениты, но и нефелиновые породы (верховья р. Нойбы, р. Захребетная). В пространственной и генетической связи с ними развиты флюоритовые жилы, а также разнообразные по составу щелочные полевошпатовые метасоматиты со специфической редкометальной минерализацией. Щелочные сиениты и метасоматиты характеризуются повышенными кларками таких элементов, как Ba, Sr, P, Th, Ce, La, а также Zr, Nb, TR и других.

Возраст сиепит-щелочно-сиепитовой ассоциации по геологическим признакам послеворхпериферийский, а по данным свинцово-изотопной геохронологии — среднекембрийский [Ножкин и др., 1966; Волобуев и др., 1966; Ножкин, 1972]. Размещение щелочных интрузий контролируется разломами, активизированными в нижнем палеозое. Эти разломы ограничивают грабены с отложениями верхнего рифея, венда и кембрия.

Что касается щелочно-гранит-сиепитовой ассоциации, то по геологическим признакам можно заключить, что эти интрузии не древнее верхнего рифея. Вмещающая Средневороговский массив терригенно-карбонатная толща — средне-верхнерифейская. Субщелочные интрузивные породы и кварц-полевошпатовые метасоматиты р. Черной, отличающиеся ярким розовым и красным цветом, развиты в вулканогенно-терригенных образованиях тунгусикской серии верхнего рифея (верхне-вороговский комплекс). Для всех интрузий характерна дискордантность по отношению к складчатой структуре вмещающих толщ. В правобережье р. Черной отчетливо видно, что рассланцованные и хлоритизированные метабазиты тунгусикской серии вдоль протяженных зон значительной (десятки метров) мощности замещаются вторичными кварцитами, затем подвергаются гранитизации, и только в гранитизированные породы с деформационным перерывом по разрывным нарушениям внедряются субщелочные жильные тела, сопровождающиеся биотитовыми и полевошпатовыми метасоматитами, а также редкометальной и сульфидной минерализацией.

Обломки и полуокатанная галька этих розовых и ярко-красных щелочных и субщелочных пород довольно часто встречаются [Ножкин, 1972] в коренных обнажениях на правом берегу р. Черной (примерно в 25 км выше устья) в базальном горизонте терригенно-карбонатной пачки, начинающей разрез палеозоя-бассейна р. Вороговки (район траппового массива). Терригенно-карбонатная толща с угловым несогласием залегает на метаморфических породах свиты хр. Карпинского и вулканогенно-терригенных образованиях тунгусикской серии. Н. С. Подгорной и др. (1965) на основе обработки собранной ими коллекции фауны и флоры и сопоставления с фаунистически охарактеризованными разрезами нижнего и среднего палеозоя р. Подкаменной Тунгуски эта толща расчленена на верхний кембрий, ордовик, силур, девон и пермо-карбон.

Следовательно, верхняя возрастная граница субщелочных и щелочных пород ограничивается верхним кембрием.

В табл. 4 приведены числа абсолютного возраста щелочных сиенитов и гранитов, полученные K—Ar методом по породе в целом. Сиениты Средневороговского массива, согласно Геохронологической шкале (1964), име-

Результаты определения абсолютного возраста К — Агметодом

Номер пробы	Порода, местонахождение, номер образца	Возраст, млн. лет
<i>Средневожоговский массив</i>		
5727	Пордмаркит из крупного тела в правобережье р. Вороговки (обр. А-815—76)	567±9
5728	Кварцевый сиепит мелкозернистый из мелкого штокообразного тела, там же (обр. А-823—76)	526±6
5729	Сиепит-порфир из дайки, там же (обр. А-813—76)	536±8
<i>Щелочные породы Нойбинской зоны</i>		
5021	Нефелиновый сиепит-порфир, водораздел Правой и Средней Нойбы (обр. А-4024—2)	543
5016	Щелочной сиепит-порфир, верховья р. Лево́й Нойбы (обр. А-757—70)	503
5019	Щелочной сиепит-порфир, водораздел Правой и Лево́й Нойбы (обр. А-4025)	497
5022	Полевшпатовый метасоматит, водораздел Средней и Лево́й Нойбы (обр. А-775—70)	444
5018	Кварцевый сиепит, водораздел Правой и Лево́й Нойбы (обр. А-4023)	453
5020	Кварцевый сиепит, среднее течение р. Мальтй Алманакан (А-138—70)	553
<i>Захребтинский массив</i>		
5026	Щелочной сиепит, р. Захребетная (обр. А-4187)	475
4897	Щелочной сиепит, р. Захребетная (обр. А-111—69)	486±6
4898	Нефелиновый сиепит, р. Захребетная (обр. А-112—69)	478±8
<i>Граниты Харнузихинских массивов</i>		
5013	Пегматоидный гранит, верховья р. Харнузихи (обр. А-152—69)	635
4899	Щелочный гранит, верховья р. Харнузихи (обр. А-154—69)	498±2

Примечание. Абсолютный возраст пород определен Л. В. Фирсовым в лаборатории геохронологии Института геологии и геофизики СО АН СССР.

ют нижне-среднекембрийский возраст, причем жильные породы второй фазы показывают меньшие даты.

Щелочные и кварцевые сиепиты Нойбинской зоны обнаруживают заметно больший разброс дат, но также в основном соответствуют кембрию. Несколько меньшие, но весьма близкие между собой числа возраста Захребтинского массива, а также щелочных гранитов р. Харнузихи. Более древний, вендский, возраст (635 млн. лет) имеют пегматоидные граниты и аляскиты Харнузихинского массива.

Приведенные данные хорошо согласуются с геологическими представлениями о последовательности развития субщелочного и щелочного гранитоидного магматизма в позднем докембрии — раннем кембрии Енисейского кряжа. Наиболее древними, по-видимому, в основном вендскими, являются лейкократовые граниты, аляскиты, известково-щелочные сиепиты и связанные с ними апограниты с аксессуарной редкометальной минерализацией. Ими сложен ряд массивов в верховьях рек Харнузиха, Кутукас, Вороговка, Исаковка, Тырада и др. Эти граниты часто находятся в тесной пространственной связи с рифейскими гранитоидами, отличающимися не только составом и характером околоконтактной зоны, но и гнейсовидным, часто порфиробластическим обликом. Одновременно с пи-

ми и, очевидно, несколько позднее (в кембрии) в благоприятной геологоструктурной обстановке формируются ассоциации более щелочных пород — нордмаркитов, щелочных сиенитов и гранитов (Средневороговский, Верхнекутукасский и другие массивы). Все интрузии повышенной щелочности посторогенные. Образуются в условиях переходного (от сводово-глыбового к платформенному) режима. Тектоно-магматическая активизация в регионе временно усиливалась раннекаледонским (салаирским) тектогенезом, интенсивно проявившимся в Алтае — Саянской области. Именно с раннекаледонской эпохой активизации Центральной зоны разломов Енисейского кряжа связывается внедрение сиенит-щелочно-сиенитовых интрузий (Нойбинская зона, Захребтинский массив и др.), проявление щелочного метасоматоза и гидротермального метаморфизма в грабен-субклинальных структурах и пограничных жестких блоках.

Таким образом, в течение венда — кембрия в северной части Енисейского кряжа сформирована достаточно обширная и сложная по составу щелочная гранитоидная формация, характеризующаяся особой геохимической специализацией, эволюционирующей в связи с общим изменением состава пород и условий их формирования. На раннем этапе происходило становление ассоциации лейкократовых и аляскитовых субщелочных гранитов и сиенитов, на позднем — щелочно-гранит-сиенитовой, а затем сиенит-щелочно-сиенитовой ассоциаций. При этом наиболее щелочные, нефелинсодержащие интрузии, типа Захребтинской, завершают магматизм этой формации.

ЛИТЕРАТУРА

- Волобуев М. И., Зыков С. И., Ступникова П. И., Мусатов Д. И., Стрижов В. П. Материалы по абсолютному возрасту магматических комплексов и полиметаллических рудопроявлений Саяно-Алтайской складчатой области Енисейского кряжа. — В кн.: Труды XIII сес. Комиссии по определению абсолютного возраста геол. формаций. М.: Наука, 1966, с. 296—311.
- Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лаборатории СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных. — В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. М.: Наука, 1964, с. 287—324.
- Гинзбург А. И. Некоторые проблемы образования редкометалльных месторождений. — Геол. рудных месторождений, 1967, т. 9, № 5, с. 59—74.
- Даденко В. М. О происхождении щелочных сиенитов северо-западной части Енисейского кряжа. — В кн.: Геологические предпосылки поисков полезных ископаемых в Красноярском крае. Красноярск: Кн. изд-во, 1969, вып. 6, с. 187—189.
- Карасва З. Г. Петрохимические особенности рудоносных гранитоидов. — Докл. АН СССР, 1968, т. 179, № 6, с. 1436—1439.
- Кренделев Ф. П., Лучко А. Г., Понстаев П. А., Петров Б. М. Кварцевые сиениты на севере Енисейского кряжа. — Сов. геология, 1965, № 4, с. 129—131.
- Кузнецов Ю. А., Белоусов А. Ф., Поляков Г. В. Систематика магматических формаций по составу — Геол. и геофиз., 1976, № 5, с. 3—19.
- Пожкин А. Д. Сиенит-щелочно-сиенитовая ассоциация северной части Енисейского кряжа. — Геол. и геофиз., 1972, № 11, с. 51—57.
- Пожкин А. Д. Последпалеозойские эпохи тектоно-магматической активизации в Енисейском кряже и особенности их металлогении. — Геол. и геофиз., 1974, № 12, с. 24—31.
- Пожкин А. Д., Гомьд Р. М., Мельников Р. Д., Григорьев П. К. Об абсолютном возрасте сиенитов и полевошпатовых жил северной части Енисейского кряжа. — Изв. Томск. политехн. ин-та, 1966, т. 151, с. 227—230.
- Подгорная Н. С., Семенов Ю. Г., Гурьев А. Г. К стратиграфии палеозойских отложений северной части Енисейского кряжа. — Геол. и геофиз., 1965, № 9, с. 141—142.
- Шейнман Ю. М., Апельцин Ф. Р., Нечаева Е. А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. — Геология месторождений редких элементов, 1961, вып. 12-13, с. 177.

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ
СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В. И. Сотников, Е. И. Никитина, А. П. Берзина, Л. Г. Гилинская

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ СПЕКТРА ЭПР
КОМПЛЕКСОВ $F^-—O^-—P^-$ В АПАТИТАХ ИЗ ПОРОД
МОЛИБДЕНОВЫХ И МОЛИБДЕНСОДЕРЖАЩИХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Исследования природных апатитов методом ЭПР показали, что на оси ν_3 структуры (местоположении галогенов) практически всегда присутствует кислород в форме O^- , O_2^- , O^{2-} [Гилинская, Щербакова, 1975]. Наиболее часто регистрируется парамагнитная форма O^- ($S = 1/2$) в разнообразных комплексах: $F^-—O^-—F^-$, $F^-—O^-—Cl^-$, $Cl^-—O^-—Cl^-$, $O^-—Cl^-$, $OH^-—O^-$, которые образуются при вхождении O^- в позиции галогенов. Тип наблюдаемых комплексов определяется качеством присутствующего в апатите галогена, а также количеством последнего [Гилинская, Щербакова, 1975; Гилинская, 1979]. По спектрам ЭПР комплексов парамагнитного кислорода можно судить о качественном составе одновалентной анионной части апатита и о количественном соотношении галогенов на оси ν_3 . Для достоверного суждения о факторах, определяющих интенсивность спектров парамагнитного кислорода, в связи с их многочисленностью и разнообразием генезиса апатита требуется дальнейшее накопление экспериментального материала.

В настоящем сообщении изложены результаты сравнительного изучения спектров ЭПР комплексов $F^-—O^-—F^-$ в акцессорных апатитах из пород молибдено-редкометалльно-вольфрамовых (Горный Алтай, Забайкалье) и медно-молибденовых (Восточное Забайкалье, Кавказ, Монголия) месторождений (см. таблицу),

Спектры ЭПР сняты на радиоспектрометре РЭ 1301 ($\lambda = 3$ см) при комнатной температуре. В большинстве исследованных апатитов регистрируются кислородсодержащие парамагнитные комплексы $F^-—O^-—F^-$, спектр ЭПР которых в поликристаллических образцах представляет единичную линию с $g = 2,052$, что соответствует значению g_{\perp} для этого центра. Концентрация (N_x) комплексов $F^-—O^-—F^-$ определена методом сравнения интегральной интенсивности исследуемого образца и эталона $CuCl_2 \cdot 2H_2O$. В таблице приведены величины N_x (на 1 г вещества) и содержание галогенов (F, Cl, вес. %) по данным рентгеноспектрального микроанализа.

В большинстве апатитов из эндогенных образований грейзеновых месторождений Горного Алтая и грейзенизированных пород вольфрамомолибденового Ореkitканского месторождения (Забайкалье) спектры ЭПР комплексов $F^-—O^-—F^-$ не регистрируются (см. таблицу, обр. 1—5). Содержание фтора в них при этом изменяется в довольно широком диапазоне (от 2,38 до 3,5 %). Вместе с тем для апатитов из древних палеозойских

Концентрация (N_x) комплексов $F-O-F^-$ и содержание галогенов (вес. %) в апатитах из молибденовых и молибденосодержащих месторождений

№ п/п	№ пробы	Вмещающая порода	N_x 17 ·10	F	Cl
1	2	3	4	5	6

Молибдено-редкометалло-вольфрамовые месторождения

Месторождения Горного Алтая

1	S-374	Мусковитизированный гранит (Галицкий массив, Казанцевское рудопроявление)	—	2,77	—
2	S-213	Кварц-мусковитовый грейзен (Белокурихинский массив, Осокинское месторождение)	—	3,25	—
3	K-1	Кварц-вольфрамитовая жила с молибденитом (Калугинское месторождение)	—	2,38	—

Ореkitканское месторождение Забайкалья

4	S-2404а	Кварц-кашлинитовый метасоматит	—	3,4	—
5	S-2407г	Кварц-мусковитовый грейзен	—	3,5	—
6	S-2403	Гранит (PZ)	0,52	3,1	—
7	S-2412	Мелкозернистый диорит (PZ)	1,19	3,6	—

Медно-молибденовые месторождения

Жиреканское месторождение (Восточное Забайкалье)

8	1146	Гранит (г. 13 м)	0,46	3,0	0,08
9	1149	» (г. 148 м)	0,78	2,02	0,13
10	1151	» (г. 275 м)	0,48	2,83	0,07
11	1152	» (г. 310 м)	0,50	2,75	0,20
12	1156	» (г. 505 м)	0,50	2,57	0,10
13	1157	» (г. 545 м)	0,38	2,42	0,15
14	1158	» (г. 625 м)	0,19	2,14	0,14
15	1159	Гранит-порфир (г. 675 м)	0,24	2,80	0,12

Шахтинское месторождение (Восточное Забайкалье)

16	S-888	Граодиорит	0,45	2,60	0,16
17	S-879в	»	0,55	2,68	0,18
18	S-881/15	Граодиорит (эпиконтактовая зона) «сложной» дайки	0,77	2,20	0,46
19	S-883а	Диоритовый порфирит (дайка)	0,67	2,17	0,34
20	S-884	Граодиорит-порфир (дайка)	0,89	1,75	0,29
21	S-881/5	Гранит-порфир «сложная» дайка)	0,49	2,30	0,40
22	S-881/4	Ксенолит диоритового порфирита в гранит-порфире «сложная» дайка)	0,46	2,54	0,45
23	S-875	Кварцевый порфир (дайка)	0,62	2,41	0,47
24	S-2047	Эксплозивная брекчия	0,68	2,10	0,20

Каджаранское месторождение (Кавказ)

25	S-37	Моноцит	0,29	3,24	0,39
26	S-38	Серцитизированный моноцит	0,34	3,10	0,44
27	S-39	Интенсивно серцитизированный моноцит	0,33	2,98	0,46
28	S-40	» » »	0,35	3,10	0,42

Цаган-Субургинское месторождение (МНР)

29	S-042г	Граносениит	0,28	3,24	0,03
30	S-072	»	0,24	3,17	0,02
31	S-2657	»	0,28	3,13	0,02
32	S-057	Граодиорит (в контакте с эффузивно-осадочной толщей карбона)	0,54	—	—
33	S-159	Калицитизированный граносениит	0,36	3,72	—
34	S-2641	Мелкозернистый лейнократовый гранит (шток)	0,18	3,51	0,07
35	S-2534	Эксплозивная брекчия	0,24	2,88	0,03
36	117	» »	0,22	3,89	0,05
37	117а	» »	0,31	3,79	0,03
38	S-300	» »	0,27	3,85	0,04

1	2	3	4	5	6
39	S-300a	Эксплозивная брекчия	0,26	3,90	0,04
40	S-301	»	0,37	4,0	0,04
41	S-301a	»	0,42	—	—
42	S-303	»	0,28	3,69	0,05
43	S-250	»	0,51	2,74	—
44	S-250a	»	0,55	3,08	0,12
45	S-191a	»	0,43	3,55	0,20
46	S-178	»	0,58	3,86	0,11
47	113	»	0,45	3,99	0,05
48	105	»	0,52	3,38	0,07
49	107	»	0,58	4,0	0,04
50	107a	»	0,56	3,52	—
51	100	»	0,73	3,98	0,04
52	103	»	0,68	3,83	0,03
53	103a	»	0,45	3,93	0,03

Месторождение Эрдэнтуйн-Обо (МНР)

54	S-028	Калишпатизированный гранит	0,3*	2,90	0,34
55	S-383	Дацит (шток)	0,32	3,62	0,31

Месторождение Наран-Булак (МНР)

56	S-011	Калишпатизированный граносенит	0,94	2,57	0,08
57	S-0116	Эксплозивная брекчия	1,43	—	—

Месторождение Хух-Энгар (МНР)

58	S-066	Калишпатизированный гранодиорит	0,83	2,67	0,05
59	S-06в	Окварцованный и серицитизированный гранодиорит	0,89	2,69	0,06
60	S-05	Мелкозернистый гранит (шток)	1,30	3,35	0,05

Месторождение Царатан (МНР)

61	S-017a	Калишпатизированный гранодиорит	0,3*	2,98	0,01
----	--------	---------------------------------	------	------	------

* Точная оценка N_x для этих образцов затруднена из-за перекрытия интенсивными линиями спектра Mn^{2+} .

пород (обр. 6,7), вмещающих мезозойскую рудную минерализацию Ореkitкана, даже при высокой концентрации фтора характерны значительные величины N_x . Причем для апатита из мелкозернистого диорита (обр. 7) с большим содержанием фтора N_x выше. Все это не позволяет для данной группы апатита связывать появление спектра $F-O-F$ и его интенсивность с концентрацией фтора в минерале.

Эндогенный процесс, продуктивный на грейзеновую минерализацию, развивается в целом в условиях высокой активности фтора (среди эндогенных образований постоянно присутствуют флюорит, фторсодержащие светлые слюды и т. д.), что отличает его от процесса формирования большинства медно-молибденовых месторождений. В случае Ореkitканского месторождения активность фтора при формировании палеозойских пород была невысокой. Не исключено, что общая высокая активность фтора в эндогенном процессе, наряду с развитием этого процесса в условиях высокой энергетической обеспеченности, явилась одной из причин отсутствия в апатитах грейзеновых месторождений комплексов $F-O-F$ [Сотников и др., 1973].

Значительно разнообразнее по рассматриваемому спектру апатиты из пород медно-молибденовых месторождений (обр. 8—61). Исследовались спектры ЭПР апатитов из штоко- и дайкообразных тел мелкозернистых и

порфировых пород, с которыми пространственно и во времени наиболее тесно ассоциирует медно-молибденовое оруденение, а также спектры ЭПР апатитов из полнокристаллических пород относительно крупных интрузивных массивов, вмещающих малые интрузивные тела и рудную минерализацию. Анализировались апатиты из гидротермально преобразованных пород этих двух групп, а также из тел эксплозивных брекчий.

На Жирекенском месторождении (Восточное Забайкалье) наименьшее значение величины N_x зафиксировано для апатита (обр. 15) из штокообразного тела гранит-порфиров, вскрытого скважиной на глубине 675 м, а также для апатита (обр. 14) из вмещающих гранит-порфировый шток гранитов в экзоконтактной зоне. Характерно, что последний апатит, приближаясь по значению N_x к апатиту расположенных рядом гранит-порфиров, резко выделяется по данному параметру среди других апатитов из гранитов, подсекаемых скважиной выше. Очевидно, здесь сказалось приконтактовое влияние гранит-порфировой интрузии (в частности, этот апатит так же, как и другие апатиты из экзоконтактных зон штоков и дайкообразных тел характеризуется относительно пониженным F/Cl отношением [Сотников и др., 1971]).

Апатиты из гранита верхней части скважины характеризуются большими значениями величины N_x . В какой-то степени намечается уменьшение этой величины с глубиной положения исследуемой пробы апатита. Какой-либо зависимости между величинами N_x для апатита и степенью окисления биотита [Скуридин, Сотников, 1978] из тех же пород не устанавливается. Оценивая эту зависимость, необходимо иметь в виду, что на формировании рассматриваемого апатита определенное влияние оказали процессы, связанные с развитием эксплозивного брекчирования. Наряду с $F-O-F$ комплексами в апатитах Жирекенского месторождения регистрируются слабые спектры комплексов $F-O-Cl$.

Среди апатитов Шахтаминского месторождения (Восточное Забайкалье) наименьшие и при этом близкие значения N_x характерны для апатитов из граупоритов Шахтаминского массива (обр. 16, 17), а также апатитов из пород многоактной «сложной» дайки (обр. 21, 22). В то же время в апатитах из других дайковых пород (обр. 19, 20 и 23), как и в апатите из гранодпоритов экзоконтактной зоны «сложной» дайки (обр. 18), регистрируются заметно большие значения N_x . Повышенное значение величины N_x свойственно и апатиту эксплозивной брекчии (обр. 24). Апатиты с повышенными значениями N_x иногда характеризуются возрастанием дефицита фтора (в ряде случаев в них увеличивается содержание хлора). Для порфировых пород намечается некоторая корреляция между величиной N_x в апатитах и степенью окисления биотита. Высокие значения этих параметров чаще характерны для минералов из относительно маломощных порфировых даек одноактного внедрения, локализующихся в хорошо проработанных структурах.

В целом в апатитах Шахтаминского месторождения величины N_x несколько выше, чем в апатитах Жирекена, хотя по содержанию фтора эти апатиты близки. Интенсивнее в апатитах Шахтмы и спектры комплексов $F-O-Cl$, что находится в соответствии с более высокими содержаниями в них хлора. Апатиты Цаган-Субургинского месторождения (Южная Монголия) по сравнению с апатитами Жирекена и Шахтмы в большинстве случаев характеризуются повышенными содержаниями фтора (при очень низких значениях хлора). То же можно сказать и о темноватых минералах интрузивных пород Цаган-Субурги. Минералы этого месторождения в целом имеют высокие F/Cl отношения.

Апатиты из мелкозернистых лейкократовых гранитов штокообразного тела (обр. 34) и вмещающих их граносиенитов Цаган-Субургинского массива (обр. 29—31) характеризуются минимальными для месторождения значениями N_x . В то же время для апатита (обр. 32) из гранодпоритов контактной зоны массива с эффузивно-осадочной толщей (контакт текто-

нический) зафиксирована значительно большая величина N_x . В пределах этой зоны широко развиты эксплозивные брекчии. Учитывая, что апатитам из брекчиевых тел Цаган-Субурги часто свойственна относительно повышенная величина N_x , можно, очевидно, предполагать и в последнем случае влияние процесса эксплозивного брекчирования.

Апатиты из зон эксплозивных брекчий Цаган-Субургинского месторождения по значениям величины N_x могут быть разделены на две группы. Первую группу (обр. 35—42) составляют апатиты с относительно низкими значениями N_x (аналогичные в этом отношении апатитам мелкозернистых гранитов и граносенитов) из слабо брекчированных зон, а также из брекчий с магматическим цементом. Здесь преобладают апатиты, по температурам образования (300—400°C) близкие к аксессуарным апатитам гранитоидов. Во вторую группу (обр. 43—53) входят апатиты из хорошо проработанных брекчиевых зон, в которых обычно цементирующая масса заметно преобладает над обломками. Они имеют более высокие значения N_x . В этой группе наблюдаются относительно низкотемпературные (100—250°C) апатиты. Это особенно характерно для обр. 51, в основном представленного апатитом, содержащим газово-жидкие включения, гомогенизирующиеся при 100—150°C. В данном апатите постоянно встречаются однофазовые жидкие включения [Никитина и др., 1973]. Именно обр. 51 среди всех исследованных апатитов Цаган-Субургинского месторождения характеризуется максимальным значением N_x .

Другие месторождения представлены небольшим количеством исследованных проб апатита, поэтому ниже рассматриваются самые общие особенности проявления спектра ЭПР комплексов F—O—F⁻. Максимальные значения N_x (заметно превосходят в этом отношении практически апатиты всех рассмотренных выше месторождений) имеют апатиты из пород рудопроявлений Нарап-Булак и Хух-Энгэр (Северная Монголия). И здесь по максимуму N_x выделяется апатит из эксплозивной брекчии Нарап-Булака. Приближается к нему апатит из осветленных мелкозернистых гранитов штокообразного тела рудопроявления Хух-Энгэр. Незначительно снижается величина N_x при переходе к апатитам гидротермально измененных гранитоидов, вмещающих малые пилузивные тела рудоносных магматических комплексов и сопровождающую их рудную гиперализацию. Следует отметить, что указанные вмещающие гранитоиды, являющиеся относительно древними образованиями (особенно в случае рудопроявления Хух-Энгэр), были подвержены многократному воздействию последующих геологических процессов.

Величина N_x в апатите (обр. 55) из дацитового штока месторождения Эрдэнитуин-Обо (Северная Монголия) соизмерима с таковой в апатите гранит-порфиров Ипрекена (обр. 15). В апатите из калишпатизированных гранитов Эрдэнитуин-Обо (обр. 54) спектр комплексов F—O—F⁻ затухает интенсивными линиями спектра Mn²⁺. Подобный эффект отмечается и в апатите из калишпатизированных граиодiorитов Царатанского рудопроявления (Северная Монголия).

Характерную группу, хотя и немногочисленную, представляют апатиты из вмещающих монцититов Каджаранского месторождения (Кавказ). Близкие по содержанию фтора (т. е. и по величине дефицита галогена) обр. 25—28 этой группы характеризуются практически одинаковыми значениями N_x . Отмечается небольшое возрастание N_x в апатитах из серицитизированных разностей монцититов (обр. 26—28). Кроме комплексов F—O—F⁻ в них регистрируются слабые комплексы F—O—Cl⁻.

Суммируя полученные данные, можно отметить зависимость проявления спектра ЭПР комплексов F—O—F⁻ в исследованных апатитах от ряда факторов. На данном этапе исследования выделить влияние каждого из них затруднительно (из-за одновременного влияния многих факторов). По имеющимся материалам можно высказать предположение о влиянии общей активности фтора в эндогенном процессе (при высокой

активности фтора интенсивность спектров парамагнитного кислорода резко снижается), а также структурной обстановки, способствующей развитию окислительных процессов, преобразованности апатита при наложенных геологических процессах (в двух последних случаях интенсивность спектра ЭПР комплексов $F^{\cdot-}-O-F^{\cdot-}$ в апатитах возрастает). В целом характер проявления рассматриваемого спектра в апатитах может стать хорошим типоморфным признаком, однако здесь требуется дальнейшее накопление фактических данных.

ЛИТЕРАТУРА

- Гилинская Л. Г. ЭПР в изучении фосфатов кальция.— В кн.: Исследование фосфатов кальция физическими методами. Новосибирск: Наука, 1979, с. 39—48.
- Гилинская Л. Г., Щербакова М. Я. Изоморфные замещения и структурные нарушения в апатите по данным ЭПР.— В кн.: Физика апатита. Новосибирск: Наука, 1975, с. 7—63.
- Никитина Е. И., Сотников В. И., Проскураков А. А., Вологдин И. Ф., Королюк В. И. О составе и некоторых физических особенностях апатитов из эксплозивных брекчий Цаган-Субургинского медно-молибденового месторождения.— Геол. и геофиз., 1973, № 11, с. 28—36.
- Скуридин В. А., Сотников В. И. Биотиты из интрузивных образований рудных полей медно-молибденовых месторождений Восточного Забайкалья.— В кн.: Геология и генезис редкометалльных и полиметаллических месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 117—136.
- Сотников В. И., Никитина Е. И., Архипенко Д. К., Гилинская Л. Г., Щербакова М. Я. Об использовании типоморфных особенностей апатита при формационном анализе эндогенных образований (по данным ЭПР и ИК-спектров) — Изв. АН СССР. Серия геол., 1973, № 12, с. 32—40.
- Сотников В. И., Никитина Е. И., Лаврентьев Ю. Г., Семенов В. И. Некоторые особенности акцессорного апатита зоны эксплозивных брекчий Жирекенского месторождения (Восточное Забайкалье).— Докл. АН СССР, 1971, т.200, № 1, с.193—196.

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ
СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В. И. Биндарович, И. М. Табацкий

**К ВОПРОСУ О ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ВОЗМОЖНОСТЯХ
ВЫЯВЛЕНИЯ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД НА ТЕРРИТОРИИ
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

В процессе анализа возможных перспектив северо-западной окраины Сибирской платформы на сульфидное медно-никелевое оруденение был использован метод интегрального количественного прогнозирования, предложенный А. С. Аладышкиным (1973). Выбранный метод отличается простотой исполнения и достаточной степенью надежности.

Он основан на определении «весов», выбранных для анализа признаков, по двум показателям — «связи признака с рудой» (K_1), количественно выражавшейся формулой

$$K_1 = a : n \quad (1)$$

и «связи руды с признаком» (K_2), которая характеризуется отношением

$$K_2 = a : m, \quad (2)$$

где a — число сочетаний руда — признак, n — все множество данного признака, m — общее число рудных объектов изучаемой формации. Основная формула веса признака имеет вид

$$K = K_1 \cdot K_2 = \frac{a^2}{n \cdot m}. \quad (3)$$

Возможности метода допускают использование его как при определении перспектив относительно хорошо изученных площадей, так и новых объектов с ограниченными данными по рудной минерализации, при условии общности геологического строения, истории развития исследуемой территории и районов с эталонными рудными объектами.

Размер и форма элементарной расчетной ячейки выбраны с условием обеспечения набора совокупности признаков, характерных для эталонных объектов данного района. Принятым условием в нашем случае удовлетворяет квадрат, соответствующий площади крупномасштабного планшета.

Для прогнозного анализа использованы материалы, обеспечивающие по всей площади однородную информацию о каждом из признаков. К их числу относятся: среднемасштабная геологическая карта, материалы региональных гравиметрических и аэромагнитных съемок, среднемасштабные «Карта глубинных дизъюнктивных дислокаций приенисейской части Сибирской платформы», составленная Э. Л. Варандом в 1974 г., и «Карта мезозойско-кайнозойской тектоники приенисейской части Сибирской платформы», составленная нами. В общей сложности указанные документы позволили использовать в анализе 271 признак. Для каждого из них

по формулам (1)—(3) рассчитывался вес по трем вариантам: число m равно количеству месторождений, n равно количеству месторождений и проявлений, k равно общему числу всех известных объектов минерализации. Ведущими оказались 11 критериев, каждый из которых обнаруживает максимальный вес при числе m , равном количеству месторождений. По содержанию признаки распределились следующим образом: магматических—3 (наличие и состав дифференцированных интрузий); геофизических—6 (наличие зон линейных магнитных аномалий, характеристика значений магнитных и гравитационных полей); структурных—2 (наличие зон трансформальных геонапряжений и зон разломов, активизированных при заложении в мезозойско-кайнозойское время).

Выделение перспективных площадей проводилось в два этапа. Во время первого этапа на поле каждой из расчетных ячеек регистрировалось наличие признака и его вес, затем подсчитывалась сумма весов, присутствующих в ней признаков. Анализ расчетных данных позволил выделить четыре категории ячеек: эталонные с известными рудными объектами, с набором признаков, подобным известным рудным объектам; с суммарным весом признаков, равным эталонному, с суммарным весом признаков, близким к эталонному.

На втором этапе прогнозирования ячейки по территориальным группировкам и структурным признакам объединялись в районы, относительная перспективность которых определялась с учетом региональных геологических критериев и поисковых признаков, ранее не включавшихся в статистический подсчет. К ним относятся региональные рудоконтролирующие критерии, разработанные А. М. Виленским в 1975 г. (степень основности дифференцированных лав 2-й тектоно-магматической фазы, коэффициент эксплозивной деятельности палеовулканов) и Н. С. Маличем, В. Е. Тугановой, М. Л. Шерманом в 1974 г. (глубина залегания поверхности Мохоровичича, наличие высококонтрастных иликативных и дисъюнктивных структур и др.)

В результате выделено пять районов, благоприятных для обнаружения сульфидных медно-никелевых руд — Норильский, Имангдинский, Курейский, Нижне-Тунгусский и Бахтинский (см. рисунок). Согласно результатам анализа по сочетанию всех рудоконтролирующих критериев и поисковых признаков наибольший интерес на данном этапе изученности представляют Норильский и Имангдинский районы (см. рисунок). Перспективы их не вызывают сомнения у большинства исследователей [Годлевский, 1967; Кавардин, Павлов, 1971; Малич и др., 1974; Впленский, 1975].

Принятый нами набор критериев и поисковых признаков указывает на то, что в Курейском районе вероятность обнаружения дифференцированных интрузий с богатым оруденением выше, чем в ранее описанных. К аналогичным выводам приходит и А. М. Виленский (1975). В то же время Э. Л. Варанд (1974) выдвигает район в число перспективных на обнаружение значительных концентраций медно-никелевых руд. Эту точку зрения поддерживают и Н. С. Малич и др. (1974).

Кроме указанных ранее известных рудных провинций выделены Нижне-Тунгусский и Бахтинский районы, впервые рассматривающиеся как благоприятные для обнаружения медно-никелевого оруденения. Оба района входят в состав Катангской структурно-формационной зоны, особенности проявления вулканизма и эффузивного магматизма которой по сравнению с северо-западной окраиной региона изучены недостаточно.

По данным пространственно-статистического анализа на территории Нижне-Тунгусского района выделяется 5 прогнозных участков, которые делятся на две группы. К первой относятся участки 22, 24, 25 (см. рисунок), характеризующиеся набором в суммой весов признаков, подобными эталонным объектам. Вторую группу составляют участки 23 и 26 (см. рисунок), которые выделены только по сумме весов признаков, близкой к

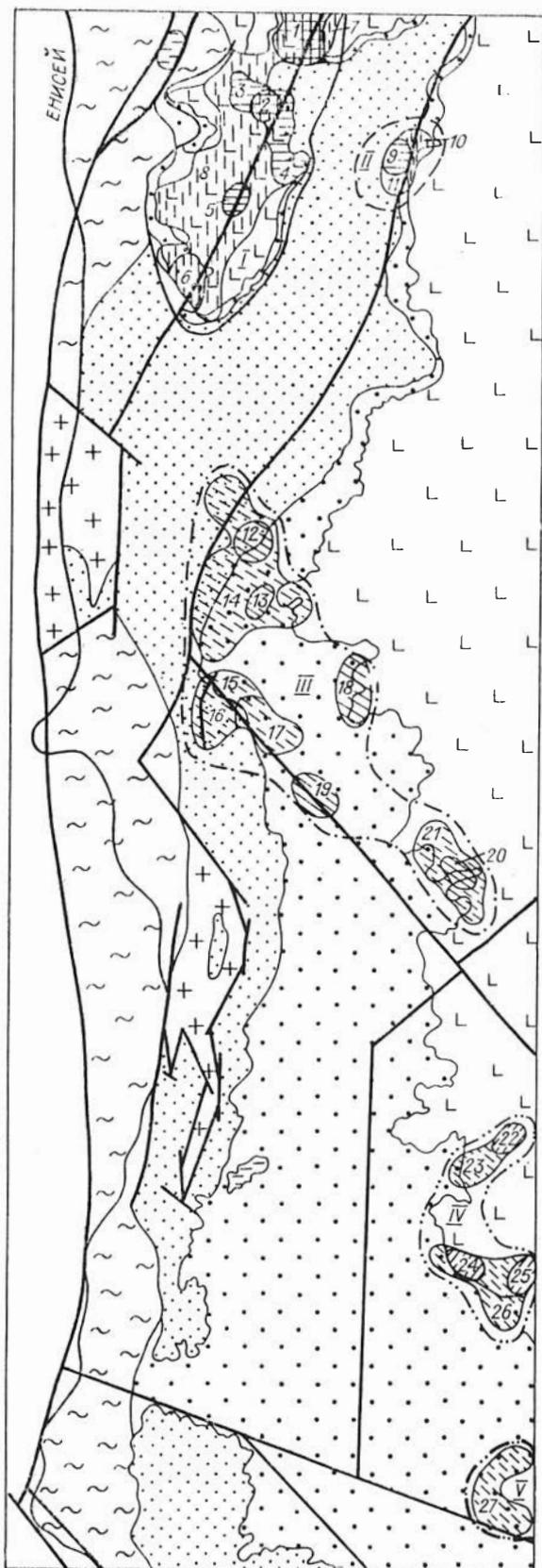


Схема размещения площадей северо-западной окраины Сибирской платформы, благоприятных для поисков сульфидных медно-никелевых руд.

Структурные этажи: 1 — конец плиоцена — четвертичный век; 2 — юра — поздний мез; 3 — средний карбон — триас; структурные ярусы: а — триас, б — средний карбон — пермь; 4 — начало раннего кембрия — ранний карбон; 5 — вторая половина раннего протерозоя — поздний протерозой.

Площади, благоприятные для поисков сульфидных медно-никелевых руд.

Районы: 6 — Норильский наиболее благоприятный. Петрохимические особенности траппового магматизма (коэффициент эксплозивности 16, степень основности дифференцированных лав 2-й тектоно-магматической фазы 1,34) указывают на максимальную вероятность обнаружения дифференцированных интрузий с богатым оруденением. Присутствуют основные эталонные объекты; 7 — Имангдинский весьма благоприятный. Петрохимические особенности траппового магматизма (коэффициент эксплозивности 21, степень основности дифференцированных лав 2-й тектоно-магматической фазы 1,30) указывают на достаточно высокую вероятность обнаружения дифференцированных интрузий с богатым оруденением. Присутствуют эталонные объекты; 8 — Курейский благоприятный. Петрохимические особенности траппового магматизма (коэффициент эксплозивности 47, степень основности дифференцированных лав 2-й тектоно-магматической фазы 1,10) указывают на меньшую вероятность обнаружения дифференцированных интрузий с богатым оруденением. Известны проявления минерализации; 9 — Нижне-Тунгусский. Степень благоприятности неясна. Петрохимические особенности траппового магматизма изучены недостаточно. Известны проявления минерализации; 10 — Бахтинский. Степень благоприятности неясна. Петрохимические особенности траппового магматизма изучены недостаточно.

Проявления минерализации неизвестны.

Участки Норильского (I), Имангдинского (II) районов: 11 — наиболее благоприятные. Присутствуют эталонные объекты. Набор и сумма «весов» региональных рудоконтролирующих критериев эталонные. Можно ожидать открытия новых дифференцированных интрузий с богатым оруденением; 12 — весьма благоприятные. Присутствуют эталонные объекты и рудопроявления. Набор и сумма «весов» региональных рудоконтролирующих критериев подобны эталонным. Возможно обнару-

жение дифференцированных интрузий с богатым орудением; 13 — благоприятные. Известны проявления минерализации. Сумма «весов» региональных рудоконтролирующих критериев подобна эталонной; 14 — степень благоприятности неясна. Сумма «весов» региональных рудоконтролирующих критериев подобна или близка к эталонной; *Участки Нурейского (III), Нижне-Тунгусского (IV) и Бахтинского (V) районов: 15 — благоприятные. Известны проявления минерализации. Сумма «весов» региональных рудоконтролирующих критериев подобна эталонной. Степень благоприятности неясна; 16 — набор и сумма «весов» региональных рудоконтролирующих критериев подобны эталонным; 17 — сумма «весов» региональных рудоконтролирующих критериев близка к эталонной; 18 — границы структурно-формационных зон; 19 — основные зоны дисъюнктивных дислокаций; 20 — номера благоприятных участков.*

эталонной. Бахтинский район (см. рисунок, уч. 27) выделяется по расчетным ячейкам, суммарный вес признаков в которых близок к эталонным объектам. Кроме того, перспективность выделенных районов подтверждается структурной позицией их на окраине Тунгусской синеклизы и некоторыми косвенными данными.

Так, по материалам С. С. Сухоруковой и В. В. Золотухина (1976) в составе валунов самаровской и тазовской морен в устье р. Бахта установлены оливиновые, троктолитовые и пикритовые габбро-долериты и долериты, а также оливиновые базальты. Отсутствие вблизи известных выходов этих пород и данные о насыщенности валунами такого состава ледниковых отложений правобережья р. Енисей позволили предположить наличие коренных выходов под четвертичными образованиями. Авторы указывают, что обнаружение их позволит открыть здесь новый район магнезиальных траппов на Сибирской платформе, что значительно увеличивает перспективы открытия дифференцированных интрузий норильского типа с сульфидным медно-никелевым орудением. Имеющиеся данные о преобладающем в районе направлении движения ледников с северо-востока на юго-запад [Табакский, 1967] не исключают предположения, что обнаруженные в Бахтинском яру валуны потенциально рудоносных дифференциатов трапповой магмы могли быть занесены сюда из Нижне-Тунгусского и Бахтинского районов, расположенных к северо-востоку от устья р. Бахта.

ЛИТЕРАТУРА

- Аладышкин А. С. Метод интегрального количественного прогнозирования полезных ископаемых. — В кн.: Применение математических методов при геологических исследованиях в Средней Сибири. Красноярск, 1973, с. 221—231.
- Варанд Э. Л. Основные результаты металлогенического анализа южной части Нижне-енисейской металлогенической зоны. — В кн.: Тезисы докладов третьего Всесоюзного совещания по траппам. Красноярск, 1974, с. 58—60.
- Виленикий А. М. Геологические и петрологические признаки никеленосности интрузий Норильского района. — Геол. и геофиз., 1975, № 3, с. 30—40.
- Годлевский М. И. Никеленосные провинции СССР. — Труды ЦНИГРИ, 1967, вып. 75, с. 178—199.
- Кавардин Г. И., Павлов Л. Г. Принципы металлогенического районирования и прогнозная оценка севера Сибирской платформы. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Норильского района. Норильск, 1971, с. 109—112.
- Малич Н. С., Туганова Е. В., Шерман М. Л. Состояние и направление исследований по металлогении траппов Сибирской платформы. — В кн.: Состояние и направление исследований по металлогении траппов. Красноярск, 1974, с. 5—8.
- Сухорукова С. С., Золотухин В. В. Состав ледниковых валунов в среднем течении Енисей и источники поступления обломков магнезиальных траппов. — Геол. и геофиз., 1976, № 12, с. 25—34.
- Табакский И. М. Новейшие тектонические структуры и некоторые вопросы бокситоносности юго-западной части Сибирской платформы. — В кн.: Коры выветривания и бокситы Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1967, с. 58—65.

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ
СГЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Б. Л. Бальтер, В. И. Чурилов

О ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛАХ
ОКОЛОРУДНО ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД
РУБЦОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА РУДНОМ АЛТАЕ

В последние годы на Рубцовском полиметаллическом месторождении в Рудном Алтае было установлено проявление околорудного глинистого метасоматоза. В связи с этим было проведено детальное изучение глинистых минералов, входящих в состав околорудно измененных пород.

Проведенные исследования показали сложное строение метасоматической колонки. В нижней ее части широко проявлена зона слабого до-рудного серицит-кварцевого изменения по субвулканическим порфирам и их лавобрекчиям раннефранского возраста — D_3fr_1 , в верхней части колонки развита зона интенсивного изменения по вулканогенно-осадочным породам давидовской свиты D_{2-3} , имеющая неоднородное строение и сформировавшаяся в условиях меняющегося режима кислотности—щелочности растворов. В зависимости от характера глиноземсодержащего минерала в ней выделяются следующие разновидности метасоматитов (снизу вверх).

1. Хлоритовые: гидрослюдисто-хлоритовые, серицит-хлоритовые, карбонатно-хлоритовые.

2. Серицитовые: хлорит-серицитовые, гидрослюдисто-серицитовые, кварц-серицитовые.

3. Аргиллизиты: гидрослюдисто-галлуазит-каолинит-кварцевые.

Аргиллизиты отмечаются в верхней части метасоматической колонки в западной и центральной частях месторождения и имеют мощность от 2 до 20 м.

Изучение состава глинистых минералов аргиллизированных пород представляет известные трудности, поэтому для их диагностики были применены различные методы: минералого-петрографический, термический, химический, рентгеноструктурный, электронно-микроскопический.

Аргиллизированные породы макроскопически белого цвета, легко разрушаются. Микроскопическое изучение показало, что процессы аргиллизации развиты по радиоляриевым аргиллитам, туфоаргиллитам, песчанкам, милонитам. В измененных кремнистых аргиллитах отмечаются реликты радиолярий округлой формы, замещенных кварцем, каолинитом, и пелитовая каолинит-гидрослюдисто-кремнистая цементующая масса. Измененные песчанки состоят из обломков (15—20%) каолинизированных полевых шпатов, кремнистых пород и кварца. Цемент песчанков — каолинит-гидрослюдисто-кремнистый, криптокристаллического строения. Милониты представлены обломками аргиллитов, кварца, табличками полевого шпата, нацело замещенного галлуази-

том от крипто- до мелкочешуйчатого строения. Вся порода интенсивно пересечена сетью жлоков, выполненных волокнистым галлуазитом. Порода интенсивно пиритизирована.

Показатель преломления галлуазита $N = 1,546$. Из табл. 1, где приведен химический (вес. %) и нормативный состав аргиллизитов, видно, что для пород характерно повышенное содержание кремния, алюминия и воды (потери). Из щелочей отмечается калий и почти полностью отсутствует натрий. Минеральный состав представлен каолинитом или галлуазитом (7—58%), гидрослюдой, мусковитом (27—50%), кварцем (12—50%).

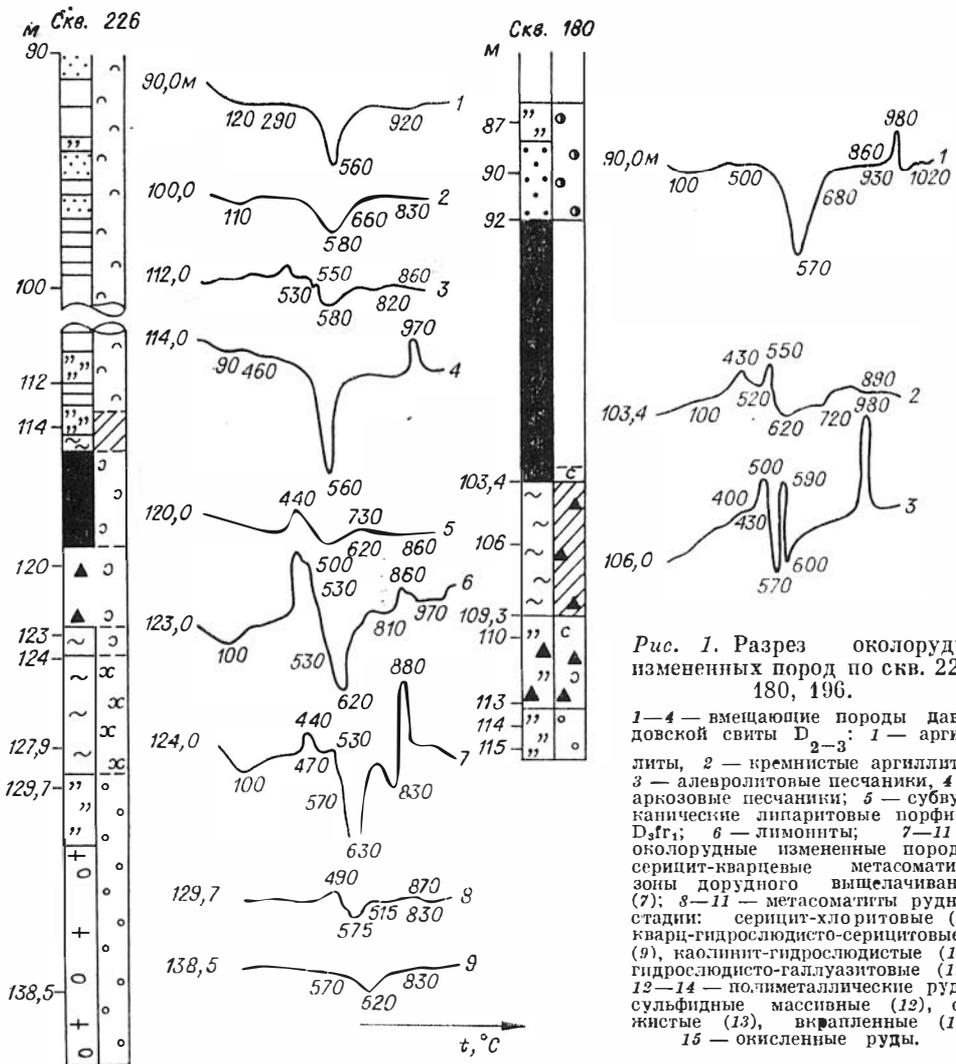
Термические анализы выполнены старшим инженером М. И. Кротовой на автоматической термической установке, сконструированной в Западно-Сибирском геологическом управлении. На рис. 1 приводятся данные термического анализа по всей метасоматической колонке (скв. 226). Так, верхняя часть колонки, представленная аргиллизированными породами, характеризуется кривыми нагревания (1—4) с эндотермическими остановками 560—580° и экзотермическим эффектом 970° (4), что соответствует каолиниту; эндотермические эффекты 110—120, 830—920° соответствуют гидрослюде; в средней части метасоматической колонки наблюдаются кривые нагревания (5—7) с эндотермическими эффектами 620—630° и экзотермическими 730—880°, которые отвечают магнезиальному хлориту; нижняя часть колонки характеризуется кривыми нагревания с эндотермическими остановками 620, 830°, которые соответствуют мусковиту.

В скв. 180 и 196 аргиллизированные породы характеризуются кривыми нагревания с теми же температурными эффектами, что в верхней части метасоматической колонки скв. 226. Причем, как хорошо видно из характера кривых, экзотермический эффект каолинита имеет разную величину пика и на отдельных кривых полностью исчезает. Экзотермические эффекты 430—590° соответствуют сульфидам.

Электронно-микроскопические исследования глинистых минералов выполнены на электронном микроскопе УЭМВ-100К. Для изучения была взята навеска воздушно-сухого вещества (1—3 г), размоченная в дистиллированной воде в фарфоровой чашке. После растворения и размешивания вещества резиновой пробкой отбирается необходимое количество суспензии в пробирку, разбавляется дистиллированной водой и отстаивается 24 ч. Через сутки верхняя часть сливается, часто вместе с электролитом. Оставшиеся 2-миллиметровые частицы диспергируются на УЗДН-1, разбавляются дистиллированной водой и отстаиваются 1—24 ч — в зависимости от устойчивости суспензии. В течение этого времени отбирается необходимое количество пробы с различной глубины пробирки и разбавляется дистиллированной водой. Капля суспензии вещества наносится на сетку, покрытую коллоидной пленкой, укрепленную в объектодержателе, и высушивается в термостате при 30—40°. Качество препарата контролируется путем просмотра под микроскопом, с тем чтобы убедиться, что препарат пригоден. Высушенный, удовлетворительно приготовленный препарат исследуется на электронном микроскопе. После создания вакуума рассматривается изображение предмета на флуоресцирующем экране и фотографируются характерные участки препарата.

Для получения дифракционных картин препарат наносится на шайбочку, покрытую пленко-подложкой. Шайбочка с высушенным, удовлетворительно приготовленным препаратом укрепляется в объектодержателе ДО-2а (усовершенствованный объектодержатель ДО-2 Сумского завода) и просматривается на электронном микроскопе УЭМВ-100К. После получения дифракционной картины под углом θ и 55° препарат извлекается из микроскопа.

Повторно препарат просматривается после нанесения эталонного вещества под углом $\varphi = 0$ и 55°. В качестве эталона выбран NaCl, 0,5%-ный раствор которого в дистиллированной воде наносится на шайбочку с исследуемой пробой.

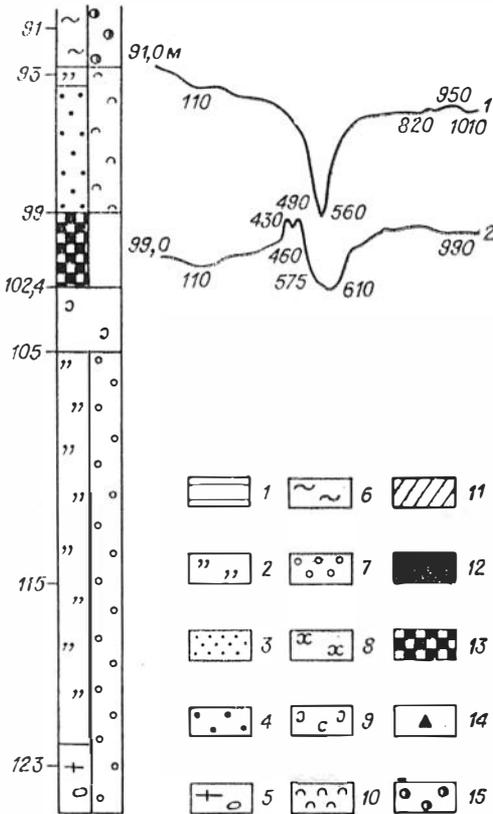


Проведенное электронно-микроскопическое исследование глинистых минералов позволило выяснить следующие их особенности по морфологии частиц и кристаллохимическому составу. По морфологическим особенностям выделяются галлуазит (рис. 2, 3) трубчатой формы, часто со ступенчатым изменением диаметра по краям, и изометрично пластинчатые частицы и агрегаты, которые на микрофотографиях можно диагностировать как слюдисто-каолинитовую ассоциацию.

Как было указано выше, при исследовании глинистых минералов термическим анализом были получены кривые с четко выраженными эндотермическим (560—580°) и экзотермическим (970—980°) эффектом, которые соответствуют каолиниту, и кривые нагревания, где экзотермический эффект отсутствует.

Электронно-микроскопические исследования этих образцов показали, что глинистые фракции как тех, так и других представлены в основном полупрозрачными частицами гидрослюды пластинчатой и удлинённой форм с четкими контурами (рис. 4), среди которых встречаются непрозрачные обломки частиц псевдогексагональной формы, которые похожи на каолинит. Кристаллохимический состав этих проб был определен методом дифракции. Расчет электронограмм показал, что мы имеем ассоциацию каолинита с моноклинной ячейкой и слюды модификации 2M₁. Данные

М Сква. 196



Компонент	Пробы			
	196/91	226/90	226/112	226/114
SiO ₂	56,00	73,24	71,04	51,34
Al ₂ O ₃	21,69	15,96	15,06	30,66
FeO	0,25	0,22	0,66	1,50
Fe ₂ O ₃	7,33	2,29	1,49	1,00
CaO	0,72	0,44	0,39	0,44
MgO	2,28	1,36	4,00	1,68
H ₂ O	6,40	3,80	3,80	10,50
K ₂ O	4,31	3,23	3,23	2,19
Na ₂ O	0,50	0,39	0,33	0,17
S	0,09	0,02	0,48	1,40
Гидрослюда	50	34	—	27
Мусковит	—	—	28	—
Каолинит	18	14	7	—
Галлуазит	—	—	—	58
Кварц	25	50	50	12
Mg-хлорит	—	—	13	—
Гематит	7	2	—	—
Пирит	—	—	1	3

расчета приведены в табл. 2. Причем на величину экзотермического эффекта каолинита влияет соотношение каолинита и гидрослюда; при увеличении количества последней каолинитовый экзоэффект полностью исчезает.

Электрограмма смеси каолинита и гидрослюда приведена на рис. 5,б. Рентгенометрическим анализом среди глинистых минералов также были установлены каолинит и гидромусковит, причем в тех пробах, где характер термической кривой каолинита имел нормальный вид, каолинит преобладал над гидрослюдой, в других наоборот.

Проведенное детальное минералогическое изучение глинистых минералов околорудно измененных пород Рубцовского месторождения показало, что они представлены гидрослюдой, каолинитом, галлуазитом. Гидрослюда и каолинит имеют более широкое распространение, а галлуазит отмечен непосредственно в рудных телах в зонах дробления.

Для диагностики глинистых минералов необходимо применять комплекс методов. Так, минералого-петрографическим анализом устанавливаются реликтовые структуры в породах, которые были подвергнуты околорудному изменению. Термическим анализом хорошо отделяется зона с магнезиальным хлоритом и гидрослюдой от каолинит-гидрослюдистой. Электроно-микроскопическим анализом проведено уточнение состава

Таблица 2

Минерал	a	b	c	d	β
Каолинит	5,13—5,14	8,91—8,9г	7,5 Å	92,0°	104,5°
Слюда модиф. 2M ₁	5,18—5,18	8,92—9,00	9,89 Å		99,5°

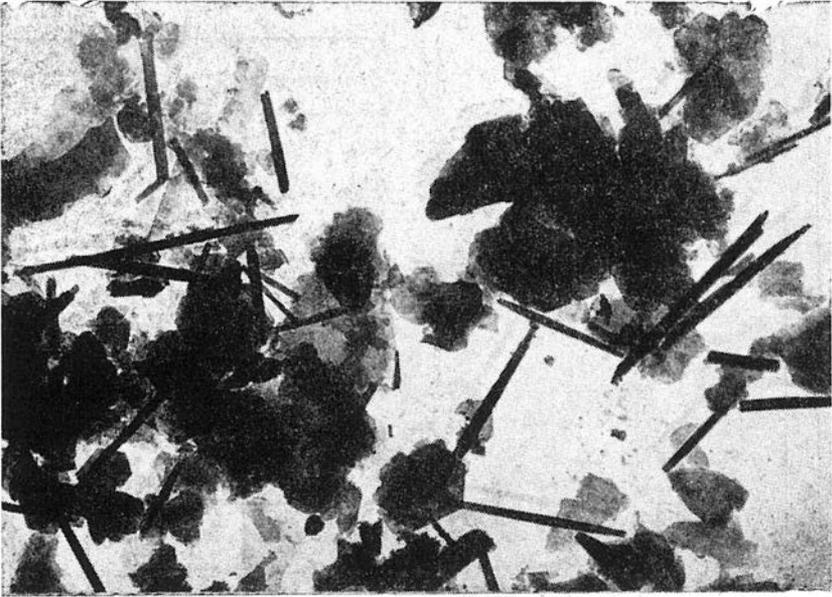


Рис. 2. Трубочные кристаллы галуазита. Увел. 8550; скв. 226, гл. 114,0 м.

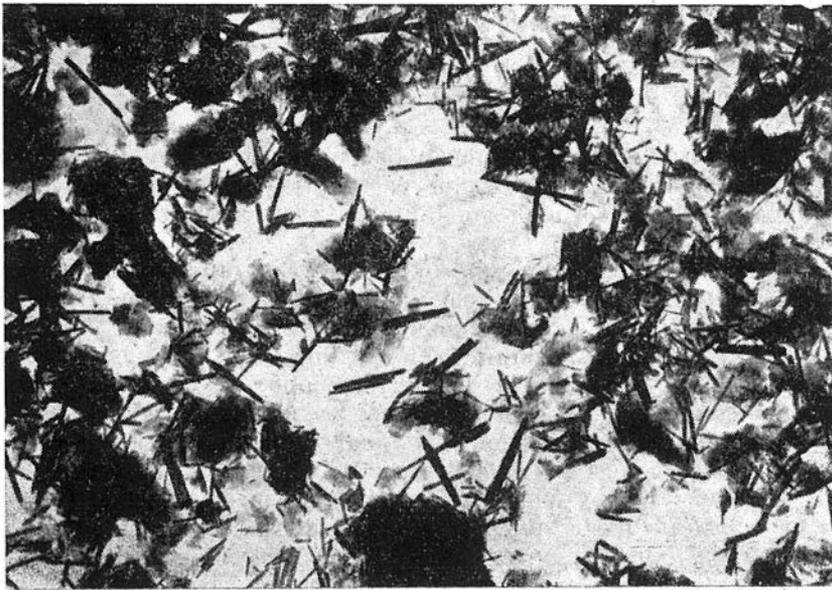


Рис. 3. Игольчатые кристаллы галуазита. Увел. 5700; скв. 180, гл. 106,0 м.

глинистых минералов, выделение галуазита, а также показано, что в смеси каолинит — гидрослюда при резком преобладании последней характер кривой каолинита меняется: сохраняется эндотермический эффект и уменьшается экзотермический до полного исчезновения.



Рис. 4. Смесь гидрослюды с каолинитом.
Увел. 16 200; скв. 226, гл. 100,0 м.

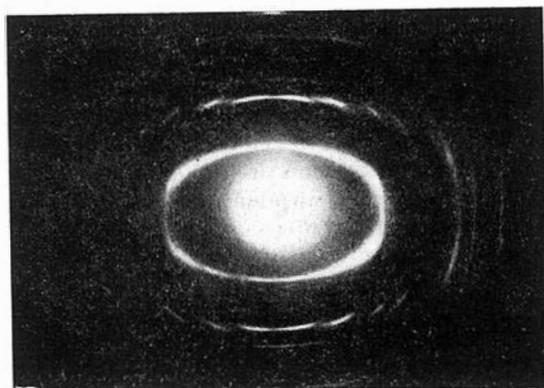


Рис. 5. Электронограмма смеси каолинита и гидрослюды под углом $\varphi = 55^\circ$.

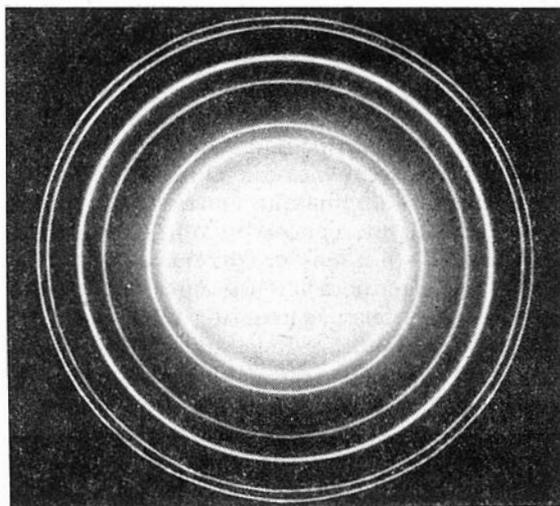


Рис. 6. Электронограмма смеси каолинита и гидрослюды под углом $\varphi = 0^\circ$.

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ
СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

К. Р. Ковалев, К. В. Кочеткова, Т. А. Корнева, И. В. Гаскков

**ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ МЕТАМОРФОГЕННОГО
МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ ХОЛОДИННСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ**

В настоящее время для определения палеотемператур образования пород и руд, претерпевших существенный метаморфизм, наряду с известным методом гомогенизации газовой-жидких включений широкое распространение получают методы минералогической термометрии (изменение состава минералов, строения кристаллической решетки и ряда физических свойств), позволяющих судить приблизительно, а иногда и довольно точно о температурных условиях формирования определенных минеральных парагенезисов. Интересные данные имеются и по графитовому геотермометру, который все большее применение находит в черпосланцевых толщах.

Попытка всесторонней оценки температур минералообразования с помощью различных методов геотермометрии была предпринята нами на метаморфизованных толщах верхнепротерозойского возраста в районе Холодинского колчеданно-полиметаллического месторождения, геологические особенности которого освещены в ряде работ [Ручкин и др., 1975; Дистанов и др., 1977]. Месторождение располагается в узкой 2-километровой зоне высокометаморфизованных пород ондокской свиты, ограниченной Холодинским и Тыйским разломами, в пределах которой широко развиты изоклиальная складчатость и метаморфогенно-метасоматические процессы. К северу и северо-западу от Тыйского разлома (Тыйская полоса, разрез по р. Ондоко) породы той же ондокской свиты и прорывающие их интрузивные образования метаморфизованы значительно слабее. Нами изучались преимущественно породы района рудного поля, а для сопоставления степени метаморфических преобразований рассматривались толщи ондокской свиты из различных участков Олоkitского синклиория.

В пределах рудного поля ондокская свита представлена черносланцевыми графит-кварц-слюдистыми, графит-кварц-карбонат-слюдистыми разновидностями первично пелитовых и алевропелитовых пород. Кроме них в районе рудного поля широко распространены метаморфогенно-метасоматические порфиробластические безграфитовые грапат-биотитовые, грапат-биотит-амфиболовые образования, имеющие общую стратификацию с вмещающими черносланцевыми породами и кремнисто-сульфидными рудами или располагающиеся в зонах разломов и сложнослоистых участках. Процессы более позднего высокотемпературного щелочного метасоматоза привели к развитию в отдельных зонах мусковитовых метасоматитов с порфиробластами граната, плагноклаза, цоизита. К этим же породам чаще всего приурочены скопления цинксодержащего ставролита и цинковой шпинели — ганита. Магматические породы в рудном поле представле-

ны силлообразными и дайковыми телами ортоамфиболитов, сложенными амфиболом, кварцем, плагиоклазом.

За пределами зоны породы ондокской свиты представлены переслаиванием филлитовидных сланцев, известняков, кварцитов, графитисто-известковистых сланцев и безграфитистых пород песчанистого и алевропелитового строения. В них заключены тела метадиабазов и метагаббро-диабазов.

По анализам текстурных и структурных особенностей, минеральных парагенезисов пород этих двух групп можно судить о различных условиях метаморфического преобразования их. В породах рудного поля отмечаются следы сложнодислоцированного строения, будинажа, развития порфиробластеза. Из минеральных парагенезисов в метабазах следует отметить кварц, плагиоклаз, роговую обманку, гранат, биотит, в метапелитах — мусковит, кварц, биотит, реже хлоритоид, а в наиболее дислоцированных участках эту ассоциацию дополняют дистен, ставролит, гранат. В карбонатсодержащих черпосланцевых слоистых породах среди кварц-мусковит-биотит-карбонатной массы бластоалевропелитовой и гранолепидобластовой структур повсеместно распространены порфиробласты плагиоклаза и цоизита. По характеру минеральных парагенезисов и составу отдельных минералов (альмандиновые гранаты, плагиоклазы не выше анортита) можно говорить об условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, а конкретнее о ее более низкотемпературной мусковит-ставролитовой субформации, выделяемой на основе анализа минеральных ассоциаций в метапелитах (Добрецов и др., 1972).

Структурные и текстурные особенности пород Тыйской полосы позволяют восстановить их первичное строение и состав. Породы имеют алевропелитовые и бластоалевропелитовые структуры, и лишь в отдельных участках отмечается рост мелких порфиробласт или стяжений карбоната, пирита, биотита и мелких зерен граната. Основная масса пород метапелитового строения сложена кварцем, мусковитом, серицитом, реже биотитом. Встречаются хлорит-талк-карбонатные сланцы. В метадиабазах расположены актинолит, хлорит, эпидот, кварц, карбонат, плагиоклаз. По характеру этих парагенезисов можно говорить о невысоких температурах и давлениях, не превышающих параметров зелепосланцевой фации метаморфизма [Мануйлова и др., 1964].

Углистое вещество в различных условиях метаморфизма закономерно изменяет свои термографические характеристики за счет изменения агрегатного состояния графита и может служить индикатором температурных преобразований пород. Существуют обширные исследования в этой области, подкрепленные рядом экспериментальных данных [Петров и др., 1973; Блюман и др., 1974; Кейльмап, Паняк, 1974; Копылов, 1975; Grew, 1974].

В этом плане нами были рассмотрены и проанализированы черносланцевые породы ондокской свиты по разрезу р. Ондоко и Тыйской полосы (скв. 87) и графитсодержащие породы и руды рудного поля. Термические анализы графитов проводились на дериватографе системы F. Paulik, J. Paulik, L. Erdau (Венгрия). Анализировались образцы пирит- и пирротинсодержащих графит-карбонатных и графит-кварц-слюдистых пород с содержанием C_{org} до 5 вес. %. Графит в них представлен тонкодисперсными агрегатами, микроскопически имеющими глобулярные скорлуповатые выделения размером до 0,02 мм. В более метаморфизованных породах за счет перекристаллизации их основной массы графит обособляется в тонкие прослой, перемежающиеся с более светлыми кварц-карбонат-слюдистыми агрегатами. Кроме того, были проанализированы мономинеральные разности графитов из гнезд и прожилков в кварцево-сульфидных рудах. Этот графит был образован при перекристаллизации слоистых гидротермально-осадочных графит-кремнисто-сульфидных руд. Он имеет форму сферических стяжений размером 2—4 мм. Температура гомогени-

Результаты термического анализа графитов и графитсодержащих пород ондокской свиты

Место взятия пробы	Порода	Номер пробы	Температура экзотермического эффекта, °С	
			начало	максимум
Разрез по р. Ондоко Тыйская полоса, скв. 87	Графит-карбонат-кварц-слоистая	XO-77-34	520	580
		XO-77-27	560	600
		XO-77-25	600	620
		X-87-15	600	650
		X-87-45	600	650
		X-87-113	570	630
		X-87-156	600	650
		X-87-188	580	640
		X-87-219	590	650
X-87-252	560	630		
Холоднинское рудное поле	Графит-кварц-слоистая надрудной начки	XII-85-29	600	680
		XIII-503	650	700
		XII-69-67	600	690
		XII-69-71	600	680
		X-120-179	600	680
		XIII-327	640	720
		Графит-карбонат-кварц-слоистая рудовмещающей начки	XII-69-42	650
	X-122-65		610	680
	X-122-107		610	690
	X-120-138		610	680
	X-120-284		630	680
	XIII-503		650	700
	X-168-224		620	700
	X-168-396		630	660
	X-112-352,5		560	620
	X-192-147		600	650
	Графит из перекристаллизованных кварц-сульфидных руд		X-168-477	600
		X-185-429	540	650
		X-186-677	580	700
		X-186-683	570	690
		X-112-361	580	700
		X-112-522	620	660
		X-159-276	610	720

зации газовой-жидких включений в кварце из таких перекристаллизованных руд колеблется в интервале 420—585° [Джистанов и др., 1977].

Термические кривые проанализированных групп графитов представлены на рисунках, а цифровые характеристики начала и максимума экзотермических эффектов сведены в табл. 1. На рис. 1 приведены термограммы относительно слабометаморфизованных графитсодержащих пород ондоксской свиты с максимумами экзотермических эффектов от 580 до 650°. Породы блока рудного поля характеризуются максимумами экзотермических эффектов от 620 до 720° (рис. 2). На рис. 3 сгруппированы кривые термического анализа чистых разностей графитов, которые снимались в 10%-ной смеси. Все они имеют однородное строение, ярко выраженные экзотермические эффекты и довольно узкие пределы колебаний температурных максимумов в интервале 650—720°. Анализ кривых всех трех групп по этим максимумам позволяет провести относительную оценку температурных условий их образования. Намечается более низкотемпературная группа графитов из пород ондоксской свиты за пределами тектонической зоны и более высокотемпературные графиты рудовмещающих пород и приближенные к последней группе графиты метасоматически перекристаллизованных руд рудного поля.

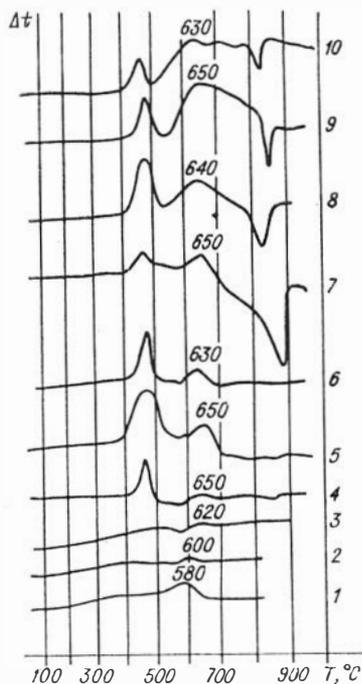


Рис. 1. Термограммы графит-содержащих пород ондокской свиты Тыйской полосы (скв. 87) и разреза по р. Ондоко.

Графит-кварц-слюдистые породы: 1 — ХО-77-34, 2 — ХО-77-27, 3 — ХО-77-25, 4 — Х-87-15, 5 — Х-87-45, 6 — О-87-113; графит-карбонат-кварц-слюдистые породы: 7 — Х-87-156, 8 — Х-87-188, 9 — Х-87-219, 10 — Х-87-252. Условные обозначения (даны для рис. 1-3): ХО — профиль по р. Ондоко; ХП — 69-42 — профиль Холоднинского рудного поля и номер образца; ХШ — штотльин № 1 Холоднинского месторождения, X — 168-396 — скважина и глубина в метрах.

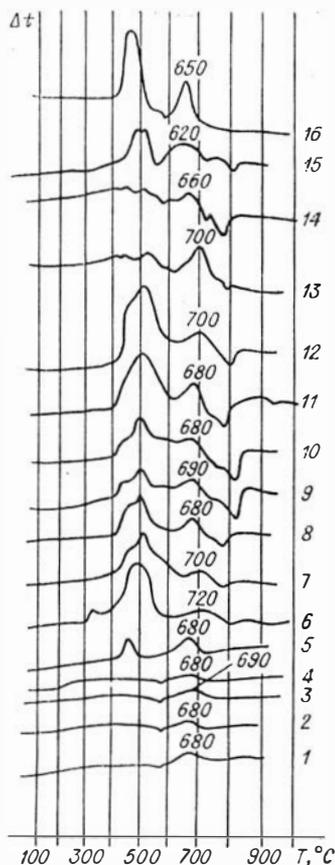


Рис. 2. Термограммы графит-содержащих пород ондокской свиты Холоднинского рудного поля.

Графит-кварц-слюдистые породы: 1 — ХП-85-29, 2 — ХП-85-32, 3 — ХП-69-67, 4 — ХП-69-71, 5 — Х-120-179, 6 — Х-192-147; графит-карбонат-слюдистые породы: 7 — ХП-69-42, 8 — Х-122-65, 9 — Х-122-107, 10 — Х-120-138, 11 — Х-120-284, 12 — ХШ-503, 13 — X-168-224, 14 — X-168-396, 15 — X-112-352,5.

Если рассматривать температуры выгорания графитов не по максимумам, а по началу экзоэффекта, как это предлагается в работе Т. Н. Красавиной (1978), то для первой группы они колеблются в пределах 520—600°, второй — 560—650° и третьей — 540—610°. Разница температур для первой и второй групп в целом соответствует температурному штервалу, разделяющему верхнюю ступень зеленосланцевой фации на уровне биотитовой изограды от эпидот-амфиболитовой. По приводимой в этой работе классификации для углеродсодержащих терригенно-кремнистых отложений штервал температур 440—550° соответствует зоне мусковита — хлорита, 550—650° — биотита — хлорита и до 740° — андалузита — ставролита. По максимумам температур выгорания графитов пород и руд Холоднинского рудного поля метаморфические преобразования их происходили на уровне зоны андалузита — ставролита. Таким образом, данные графитового геотермометра показывают более высокие температуры выгорания графита для пород и руд рудного поля и более низкие для пород этой же свиты, но за пределами его.

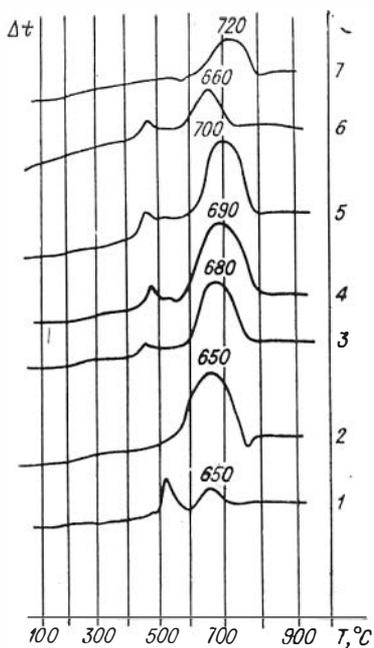


Рис. 3. Термограммы гранатов из перекристаллизованных кварц-сульфидных руд.

1 — X—168—477; 2 — X—185—429; 3 — X—186—677; 4 — X—186—683; 5 — X—112—361; 6 — X—112—522; 7 — X—159—276.

с увеличением температурных условий метаморфизма. В паре амфибол—биотит при возрастании температуры магнетизальность амфибола возрастает за счет биотита.

С целью использования возможностей этих геотермометров были проанализированы на основные компоненты пары сосуществующих минералов: биотит — мусковит, гранат — биотит, гранат — ставролит, гранат — амфибол, амфибол — биотит из следующих типов пород: 1) деформированных графит-карбонат-кварц-слюдистых сланцев с допитом, плагиоклазом, биотитом (карбонатные разности) и ставролитом, биотитом, дистеном, гранатом, мусковитом (метапелиты); 2) ортоамфиболитов, образованных за счет силловых и дайковых тел основного состава; 3) порфиробластических гранат-биотит-амфиболовых пород; 4) порфиробластических гранат-биотитовых (карбонатсодержащих и бескарбонатных) пород; 5) осветленных мусковитизированных гранат-биотитовых, кварц-двуслюдяных сланцев с регенерированным оруденением и из осветленных хлоритизированных и карбонатизированных ортоамфиболитов.

Химические составы мусковитов, биотитов, гранатов, ставролитов и амфиболов изучались на рентгеновском микроанализаторе JXA-5 (Япония). Результаты их приведены в табл. 2—5. На основе их вычислены коэффициенты железистости, магнетизальности и натровости сосуществующих минералов. Температурные условия определялись как по парам минералов, так и по анализу общих составов метаморфических минералов, которые также характеризуют определенные температурные ступени их образования [Перчук, 1970]. В табл. 6 сведены данные температур по геотермометрам, которые были получены при нанесении коэффициентов на диаграммы Л. Л. Перчука, и приведены минеральные парагенезисы анализируемых типов пород.

Графитистые и безграфитистые кварц-слюдистые сланцы по данным Бп-Му, Гр-Бп и Гр-Ст геотермометров характеризуются довольно реаль-

Температурные условия метаморфического преобразования пород рудного поля оценивались также по составам сосуществующих минералов-термометров [Перчук, 1970]. Нами было использовано пять вариантов геотермометров, суть которых заключается в изменении железистости, натровости, магнетизальности в сосуществующих минералах. В породах гранат-биотитового состава при изменении температурных условий происходит перераспределение магния и железа, причем с ростом температуры увеличивается шпроповая составляющая альмандинов и железистость биотитов. Мусковит-биотитовый геотермометр основан на перераспределении натрового компонента, величина которого растет в мусковите и уменьшается в биотите при возрастании температур. В равновесных амфибол-гранатовых ассоциациях (ортоамфиболиты) закономерность выражается в увеличении магнетизальности граната при постоянстве состава роговой обманки в условиях повышения температур. Старолит-гранатовый геотермометр, позволяющий оценить широко распространенные на месторождении гранат-ставролит-кварц-слюдистые породы, основан на закономерном увеличении магнетизальности граната и уменьшении ее в ставролите

ными температурами образования в пределах 465—575°. Явно заниженные величины получены по Гр-Би геотермометру для двух образцов. В группе метабазитов (амфибол-кварц-плагноклазовые, биотит-амфиболовые породы) по трем геотермометрам получены температуры 475—630°. Эти породы были метаморфизованы наряду с вмещающими чернослапцевыми толщами на этапе общего регионального метаморфизма.

Группа порфиробластических гранат-биотит-амфиболовых, гранат-биотитовых пород, представляющих метаморфогенно-метасоматические образования, по Гр-Би, Гр-Амф, Амф-Би геотермометрам характеризуются значительными колебаниями (375—515°) и несколько заниженными величинами температур. Основная масса определений здесь проведена по Гр-Би геотермометру.

Осветленные мусковитизированные и хлоритизированные типы метapelитовых и метабазитовых пород характеризуются полиминеральными парагенезисами, и температуры в них определялись по различным парам минералов. Причем по большинству геотермометров отмечаются близкие температурные интервалы. По Гр-Би геотермометру температуры составляют 400—560°, по Гр-Ст — 460—595, по Гр-Амф — 400, по Ам-Би — 460°. Как и в остальных группах пород, большие дисперсии и заниженные результаты получены по Гр-Би геотермометру. Из анализа величин температур этой группы можно заключить, что процессы мусковитизации протекали при несколько заниженных, но довольно высокотемпературных условиях и, скорее всего, относятся к высокотемпературной регрессивной стадии эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. На близость температурных условий образования ранних мусковитов из сланцев прогрессивного этапа метаморфизма и более поздних мусковитов из зон осветления указывает их структурный тип $2M_1$ и пониженная фенгитовость, что отмечалось ранее Н. А. Пирижняк (1976) и подтверждается нашими исследованиями.

Температуры, полученные по парам равновесных минералов, хорошо согласуются с температурными ступенями, определяемыми по составам отдельных минералов. Анализируя магнезиальность большой группы гранатов (30 анализов) из различных типов пород, можно сказать, что в целом по месторождению они колеблются от сильно железистых до магнезиально-железистых разностей (X_{Mg} — 0,046 до 0,215). По данным Л. Л. Перчука, такие характеристики магнезиальности свойственны температурному интервалу 620—500°. Анализы 27 образцов биотитов, отобранных по площади рудного поля, показывают, что магнезиальность их также колеблется в больших пределах (от 0,370 до 0,959), причем без каких-либо четких закономерностей зависимости их состава от типов пород. При петрографическом изучении было установлено, что более магнезиальные (до флогопитов) разности биотитов встречаются в регионально метаморфизованных графит-кварц-карбонатно-слюдистых породах и в зонах поздней доломитовой проработки. Наиболее железистые разности отмечаются в сланцах из зон смятия, в экзо- и эндоконтактовых зонах ортоамфиболитов и гранат-биотитовых порфиробластических породах. Наиболее широко распространены на месторождении биотиты с коэффициентами магнезиальности не выше 0,600 и не ниже 0,450. Биотиты этой магнезиальности образуются преимущественно при температурах 550—500° [Перчук, 1970].

Магнезиальность ставролитов из метapelитовых разностей, из ортоамфиболитов и из более поздних мусковитизированных гранат-биотитовых пород и кварц-мусковитовых жил с регеперированным оруденением колеблется от 0,110 до 0,241. Различий в магнезиальности ставролитов из измененных и ранних неизмененных разностей не отмечается. Повышенные магнезиальности характерны для ставролитов из амфиболовых пород. Ставролиты с отмеченными величинами магнезиальности образуются при температурах 550—500°.

Компонент	Кварц-слюдистые сланцы						
	карбонатсодержащие		бескарбонатные				
	159/278**	122/448	38/64	38/39	38/14	77/160	77/165
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	39,4	38,2	37,4	38,2	38,0	38,5	38,3
TiO ₂	0,1	0,1	Не опр.	Не опр.	0,1	0,1	0,1
Al ₂ O ₃	20,7	21,1	20,4	20,8	21,1	20,6	21,2
FeO	29,4	31,1	35,1	27,8	29,0	28,8	36,4
MnO	3,8	1,0	Не опр.	7,3	2,9	5,7	0,2
MgO	1,4	1,8	3,0	1,0	1,6	1,2	3,1
CaO	5,7	6,7	1,8	6,3	7,1	5,8	2,3
Сумма . . .	100,5	100,0	97,7	101,4	99,8	100,7	101,6
X_{Mg}^*	0,070	0,092	0,132	0,046	0,082	0,059	0,131

Компонент	Гидротермально измененные							
	мусковитизированные и карбонатизированные							
	38/112	24/171	2/11	16/94,5	104/59,5	113/342	55/106	58/158
	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	38,1	37,6	44,0	36,7	38,0	38,9	38,5	38,3
TiO ₂	0,1	0,1	0,4	0,1	0,1	0,1	0,04	0,1
Al ₂ O ₃	21,3	21,0	18,1	20,6	20,9	20,9	21,0	21,1
FeO	31,4	30,9	27,5	29,8	34,6	30,7	21,5	30,1
MnO	2,9	1,5	1,6	2,6	1,8	2,1	7,2	0,8
MgO	1,6	2,2	2,1	1,3	2,2	1,6	2,5	2,3
CaO	6,1	5,3	5,7	7,2	3,3	6,2	7,0	7,1
Сумма . . .	101,5	98,6	99,4	98,3	100,9	100,5	97,75	99,8
X_{Mg}^*	0,078	0,109	0,046	0,067	0,096	0,081	0,136	0,119

$$* X_{Mg} = \frac{Mg}{Mg + Fe + Mn}$$

** В числителе номер скважины, в знаменателе глубина (м).

Анализы выполнены на микроанализаторе JXA-5 (Япония), аналитик В. Н. Королук.

состав граната, вес. %

Ортоамфиболит	Порфиробластическая гранат-биотит-амфиболовая порода		Порфиробластическая гранат-биотитовая порода		
			карбонатсодержащая		бескарбонатная
	175/577	113/263	39/39	130/18	183/92
8	9	10	11	12	13
38,2	39,3	38,4	38,1	37,2	37,9
Не обн.	0,1	0,3	0,1	Не обн.	Не обн.
21,4	21,5	20,9	20,7	20,5	20,9
30,6	29,8	29,3	29,8	33,6	27,4
1,8	1,7	1,9	1,9	3,7	3,9
4,6	2,3	1,3	1,6	1,2	1,4
4,8	6,8	7,1	7,0	4,8	9,4
101,4	101,5	99,2	99,2	101,0	100,9
0,201	0,115	0,67	0,081	0,055	0,072

Окончание табл. 2

гранат-биотитовые						хлоритизированные ортоамфиболиты		
89/109	33/41	33/99	182/77,7	192/113	222/22	58/148	24/381	24/384
22	23	24	25	26	27	28	29	30
37,9	38,2	38,4	38,3	38,4	38,0	36,9	39,0	38,6
0,1	0,1	0,1	0,3	0,1	0,1	0,1	Не обн.	0,2
21,2	21,0	21,2	20,8	21,3	21,2	20,8	21,1	21,4
31,7	30,4	32,3	29,2	29,0	29,9	31,3	31,2	26,1
2,2	2,0	1,3	1,9	2,0	5,3	3,8	1,2	4,6
1,1	1,3	3,0	1,4	2,0	1,3	1,7	5,0	4,1
5,9	7,8	4,4	6,7	6,8	4,8	4,7	3,6	5,0
100,1	100,8	100,7	98,5	99,6	100,6	99,3	101,1	100,0
0,054	0,064	0,139	0,075	0,104	0,063	0,080	0,215	0,193

Химический состав биотита, вес. %

Компонент	Кварц-слюдистые сланцы (металлы)						Ортоамфиболиты (металлы)						Гранат-биотитовые биотитос-ланцы породы			
	77/160	77/165	77/165	38/39	38/73	38/95	ХШ-445**	143/263	39/39	130/18	183/92	38/178	15/21			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13			
SiO ₂	36,9	37,9	37,7	37,0	40,4	36,6	38,6	39,3	35,3	37,4	35,5	37,4	36,5			
TiO ₂	1,4	1,8	1,5	1,6	1,5	1,5	1,2	1,5	1,5	2,4	2,8	2,0	1,8			
Al ₂ O ₃	18,9	18,5	18,0	17,6	18,0	17,3	17,8	16,0	17,8	17,6	18,1	16,7	17,8			
FeO	17,1	17,4	19,9	16,1	14,5	15,7	12,2	12,1	21,5	17,2	20,5	18,3	15,6			
MnO	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,05	0,4	0,06	0,2	0,1	0,2	0,2			
MgO	12,2	10,3	9,9	12,0	12,8	12,4	16,6	15,8	9,6	10,8	8,9	10,8	12,6			
CaO	Не обн.	Не обн.	0,03	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,01	0,04	0,01	Не обн.	0,03	Не обн.	0,1			
Na ₂ O	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1	0,3	0,07	0,2	0,2	0,2	0,2	0,04			
K ₂ O	9,4	9,1	7,9	8,7	8,9	9,0	9,2	7,5	9,4	9,7	9,8	9,3	9,1			
ZnO	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02	0,04	Не обн.	0,04	Не обн.	0,1	Не обн.	0,1	Не обн.			
BaO	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,08	»	0,2	»	0,1	»	0,2	»			
H ₂ O (теор.)	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5			
Сумма	100,72	99,92	99,95	97,94	101,12	97,02	100,46	97,15	99,87	100,2	100,43	99,7	98,24			
X _{Mg}	0,558	0,511	0,468	0,567	0,611	0,581	0,707	0,697	0,444	0,526	0,436	0,510	0,555			
X _{Fe}	0,439	0,486	0,524	0,429	0,386	0,418	0,292	0,300	0,555	0,469	0,562	0,486	0,408			
X _{Na}	0,021	0,028	0,018	0,016	0,038	0,022	0,047	0,014	0,025	0,037	0,027	0,026	0,006			

Компонент	Гидротермально измененные породы											хлоритизированные ортоамфиболиты		
	мусковитизированные и карбонатизированные блочитовые и гранат-блочитовые породы													
	38/100	38/102	38/106	55/106	2/11	2/10	33/41	16/94,5	192/113	89/100	89/109	58/148	24/384	193/186
14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	
SiO ₂	39,0	39,5	39,6	33,4	35,5	36,3	38,0	36,0	37,1	41,2	42,4	37,1	36,9	38,6
TiO ₂	1,3	0,8	0,6	2,4	0,9	3,5	2,7	2,3	3,4	0,4	0,6	1,6	1,3	1,2
Al ₂ O ₃	17,3	17,4	17,2	16,6	18,3	15,6	17,3	16,5	16,5	15,6	16,7	17,1	17,1	17,6
FeO	14,3	10,6	12,8	15,4	17,1	22,5	19,2	19,2	16,4	1,7	3,4	17,8	15,5	9,2
MnO	0,1	0,1	0,1	0,4	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,02
MgO	14,3	16,2	14,9	11,4	12,3	7,4	9,8	10,7	10,9	24,1	22,0	10,7	12,0	18,9
CaO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,05	Не обн.	Не обн.	0,03	0,03	Не обн.	Не обн.	0,03	Не обн.	●,01
Na ₂ O	0,4	0,5	0,05	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,4	0,5	0,3	0,4
K ₂ O	8,5	8,6	9,0	9,1	7,8	9,2	9,6	9,5	9,3	10,1	9,4	8,2	8,6	9,0
ZnO	0,1	0,1	0,1	0,1	Не обн.	0,1	0,1	0,2	Не обн.	0,02	0,04	0,1	0,02	Не обн.
BaO	0,1	0,1	0,1	0,04	0,1	0,2	0,1	0,1	»	0,2	0,06	0,2	0,08	»
H ₂ O (теор.)	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5	4,5
Сумма	99,9	98,4	98,95	97,74	96,85	99,7	101,7	99,43	98,4	98,42	99,6	97,93	96,5	99,43
X* _{Mg}	0,638	0,727	0,671	0,565	0,560	0,370	0,476	0,996	0,541	0,959	0,919	0,515	0,579	0,785
X* _{Fe}	0,359	0,269	0,325	0,431	0,436	0,625	0,520	0,498	0,457	0,038	0,078	0,482	0,416	0,214
X* _{Na}	0,069	0,084	0,008	0,027	0,041	0,033	0,039	0,036	0,027	0,033	0,002	0,092	0,048	0,065

$$X_{Mg} = \frac{Mg}{Mg + Fe + Mn}, X_{Fe} = \frac{Fe}{Fe + Mg + Mn}, X_{Na} = \frac{Na}{Na + K}$$

* * * Обозначения пород по штольке.

Анализ выполнен на микроанализаторе JXA-5 (Япоши), анализик Л. В. Усова.

Химический состав ставролита, вес. %

Компонент	Кварц-слюдистые сланцы (метанелиты)			Ортоамфиболиты (метабазиты)		Кварц-мусковитовые		
	71/174	77/160	77/165	175/577	XIII-445	192/113	192/113 ₁	182/77,7
SiO ₂	29,2	29,1	28,9	28,50	28,8	28,5	28,30	28,50
TiO ₂	0,6	0,8	0,6	0,54	0,5	0,5	0,5	0,8
Al ₂ O ₃	53,2	53,2	52,8	52,1	55,0	53,0	54,3	54,4
FeO	12,8	12,9	13,2	12,8	10,6	8,4	9,2	12,1
MnO	0,03	0,04	Не обн.	0,1	0,2	0,3	0,02	0,1
MgO	1,4	1,0	1,4	2,0	1,9	1,9	1,0	1,4
CaO	0,01	0,02	0,01	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,01	0,006
ZnO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	1,22	1,5	6,4	6,5	1,9
Na ₂ O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,01	Не обн.	0,07	0,07	0,02
H ₂ O (теор.)	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0
Сумма	99,24	99,06	98,91	99,21	100,50	101,07	101,90	101,27
X _{Mg} *	0,163	0,121	0,159	0,201	0,218	0,191	0,112	0,147

Окончание табл. 4

Компонент	метасоматиты с регенерированными сульфидами					Хлоритизированные амфиболосые породы		
	182,77,7	33/41	130/123	128/74	52/338	193/186	39/231	24/384
SiO ₂	28,0	28,6	28,4	27,8	28,3	28,9	29,0	28,6
TiO ₂	0,3	0,6	0,4	0,5	0,3	0,6	0,5	0,4
Al ₂ O ₃	51,9	52,8	53,7	51,5	51,2	52,8	52,5	52,3
FeO	8,6	10,2	13,6	8,5	10,8	11,7	12,8	9,5
MnO	0,3	0,1	0,03	0,4	0,07	0,1	0,1	0,2
MgO	1,5	1,2	1,00	1,1	1,9	1,9	2,3	2,3
CaO	0,02	0,01	Не обн.	0,003	0,01	Не обн.	Не обн.	Не обн.
ZnO	7,4	4,7	1,5	6,9	5,5	»	»	3,7
Na ₂ O	0,02	0,06	Не обн.	0,001	0,09	Не обн.	Не обн.	0,05
H ₂ O (теор.)	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0
Сумма	100,04	100,27	100,63	98,704	100,17	98,0	99,2	99,05
X _{Mg} *	0,148	0,126	0,110	0,116	0,178	0,223	0,241	0,242

$$X_{Mg}^* = \frac{Mg}{Mg+Fe+Mn+Zn}$$

Анализы выполнены на микроанализаторе JXA-5 (Япония), анализы В. Н. Королук и Н. А. Яковлева.

Сравнение полученных данных показывает, что наиболее близкие температуры к реальным в условиях эпидот-амфиболитовой фации были получены по гранат-ставролитовому геотермометру как из ранних продуктов общего регионального метаморфизма, так и из поздних мусковитовых метасоматитов из зон проявления высокотемпературного щелочного метасоматоза.

Таким образом, анализ минеральных парагенезисов, результаты ДТА графитов черносланцевых пород, данные геотермометров сосуществующих пар минералов, результаты гомогенизации газовой-жидких включений и общие составы главных породообразующих минералов однозначно показывают, что осадочно-терригенно-карбонатные породы, сингенетичные кремнисто-сульфидные руды и магматические породы рудного поля были метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации при температурах, в целом не превышающих 600°C. Причем на прогрессивной стадии

Химический состав амфибола и мусковита, вес. %

Компонент	А м ф и б о л ы						М у с к о в и т ы				
	ортоамфиболитов		осветленных амфиболитов пород				кварц-слюдистых сланцев		мусковитовых метасоматитов		
	175/577	ХШ-445	39/39	175/200	193/186	24/381	39/231	77/165	77/165а	2/11	192/113
SiO ₂	42,5	44,8	41,5	48,7	43,9	55,4	54,1	47,3	47,6	46,9	47,3
TiO ₂	0,4	0,4	0,5	0,3	0,4	0,1	0,1	0,5	0,2	0,3	0,3
Al ₂ O ₃	15,7	14,8	17,6	11,0	16,6	2,0	2,2	33,6	36,4	33,7	34,2
FeO	17,7	13,9	17,7	10,6	13,1	16,5	21,2	4,2	4,1	2,1	4,2
MnO	0,3	0,3	0,1	0,1	0,2	0,5	0,4	0,1	0,03	0,1	0,05
MgO	8,4	11,0	6,7	14,0	11,0	22,4	18,9	1,0	0,8	0,9	0,9
CaO	40,8	41,0	41,4	12,4	10,4	0,3	0,6	0,03	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Na ₂ O	1,0	1,2	1,1	0,05	1,7	0,1	0,05	0,4	0,3	0,3	0,5
K ₂ O	0,2	0,3	0,6	0,03	0,2	0,02	0,03	9,7	9,0	10,3	10,3
H ₂ O (теор.)	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	4,5	4,5	4,5	4,5
С у м м а . . .	100,0	99,7	98,9	99,18	99,5	99,32	99,58	98,3	99,03	99,1	99,25
X* Mg	0,320	0,409	0,272	0,184	0,424	0,697	0,602	—	—	—	—
X* Ca	0,296	0,295	0,323	0,308	0,288	0,006	0,013	—	—	—	—
X* Na	—	—	—	—	—	—	—	0,060	0,048	0,045	0,069

$$X^* \text{Mg} = \frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}}, \quad X^* \text{Ca} = \frac{\text{Ca}}{\text{Ca} + \text{Fe} + \text{Mn} + \text{Mg}}, \quad X^* \text{Na} = \frac{\text{Na}}{\text{Na} + \text{Ca} + \text{K}}$$

Анализы выполнены на микроанализаторе ЖХА-5 (Япония), аналитики Л. П. Посипелова и Л. В. Усова.

Температуры равновесий (°С) и парагенезисы минералов пород Холодинского рудного поля

Породы	Номер образ-ца	Геотермодиагносты						Минеральные парагенезисы
		Бил-Му	Гр-Бил	Гр-Ст	Гр-Амф	Амф-Бил		
Кварц-слюдистые сланцы (метатежиты)	77/165	470	525—530	570—575			Кв, Му, Бил, Гр, Ст, Грф, Хл	
	38/64	470	500—505				Му, Бил, Гр, Ст, Дие, Кв	
	77/165а		330—340				Кв, Му, Бил, Гр, Ст, Грф, Хл	
	38/39		330—340	465—470			Гр, Бил, Му, Ст, Кв, Ту, Грф	
	77/180		330—340				Кв, Му, Бил, Гр, Ст, Хл	
Ортоамфиболиты (метабазиты)	175/577			610—615	625—630	475	Амф, Кв, Гр, Эп, Ст, Кц, Хл, Дие	
	XIII—445						Амф, Бил, Ст, Кв, Хл	
Порфириобластические гранат-биотит-амфиболовые	39/39		430—435		390	480	Амф, Бил, Гр, Кв, Ка, Хл	
	113/263		375				Амф, Бил, Ст, Гр, Кв, Ка, Кц, Дие	
Порфириобластические гранат-биотитовые	130/18		425—430				Кв, Ка, Бил, Му, Гр, Амф, Кц, Пл	
	183/92		400				Гр, Бил, Му, Кв, Пл, Ка, Сер	
	15/21		370—375				Гр, Бил, Кв, Пл	
Осветленные мусковитизированные гранат-биотитовые	55/106	475	510—515	590—595			Гр, Му, Ка, Эп, Пл, Кв, Бил	
	192/113	475	450	490—495			Гр, Ст, Бил, Кв, Му, Ка, Пл, Га	
	192/113 ₁		450	475—480			Гр, Ст, Бил, Кв, Му, Ка, Пл, Га, Ст	
	33/41		400—410	465—470			Гр, Кв, Ка, Бил, Пл, Му, Га, Ст	
	182/77,7			460—465			Ст, Бил, Му, Кв, Гр, Дие	
	182/77,7 ₁		400—405				Ст, Бил, Му, Кв, Гр, Дие	
	16/94,5	410	330—340				Кв, Му, Гр, Ка, Бил, Пл, Ст	
	2/11						Му, Гр, Ка, Бил, Кв	
Осветленные хлоритизированные ортоамфиболиты	58/148		425—430			460	Кв, Хл, Бил, Ст, Га, Гр	
	193/186		550—560	565—570	400		Амф, Бил, Ст, Дие, Хл, Ка, Кв	
	24/384				415—420		Амф, Кв, Ст, Дие, Бил, Пл	
	24/381						Амф, Хл, Ст, Пл, Кв, Му, Гр	

Примечание. Кв — кварц, Му — мусковит, Бил — биотит, Гр — гранат, Грф — графит, Хл — хлоритопид, Пл — плаггиоклаз, Амф — амфибол, Ст — ставролит, Га — гашит, Дие — диастен, Ка — карбонат, Хл — хлорит, Кц — кшиноцелит, Эп — эпидот, Ту — турмалин, Сер — серпичит.

регионального метаморфизма в зонах повышенной проницаемости в пределах рудного поля были образованы порфиробластические породы гранат-биотит-амфиболового и гранат-биотитового состава, а на ранней высокотемпературной стадии регрессивного метаморфизма, протекавшего вдоль локальных зон, образовались кварц-мусковитовые, гранат-мусковитовые с плагиоклазом и цоизитом метасоматиты. Температурные условия образования последних существенно не отличались от температурных условий преобразования пород при общем региональном метаморфизме на регрессивной стадии. Этим же объясняется и сходство минеральных парагенезисов в черносланцевых толщах и мусковитовых метасоматитах (гранат, биотит, мусковит, дистен, ставролит, цоизит, плагиоклаз). Преимущественно кварц-мусковитовый состав метасоматитов объясняется не столько разницей в температурных условиях образования, сколько химизмом гидротермальных растворов. Присутствие в зонах кварц-мусковитовых метасоматитов высокоцинковых ставролитов и цинксодержащих пиннелей объясняется участием в метаморфизирующих растворах рудных компонентов.

Аномально высокие температурные условия метаморфизма пород ондокской свиты отмечаются только в пределах рассматриваемого блока и не характерны в целом для пород ондокской свиты района Олоkitского синклизория, метаморфизованных на уровне зеленосланцевой фации.

ЛИТЕРАТУРА

- Блюман Б. А., Дьяконов Ю. С., Красавина Т. И., Павлов М. Г. Использование термических и рентгенографических характеристик графита для определения уровня и типа метаморфизма. — Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, 1974, т. 103, № 1, с. 95—103.
- Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р., Шобогоров П. Ч., Бушуев В. П., Цыренов Д. П., Бусленко А. И. Особенности формирования метаморфизованных гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд Холодинского месторождения. — В кн.: Вопросы генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири, Новосибирск: Наука, 1977, с. 5—43.
- Добрецов И. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М.: Недра, 1972. 283 с.
- Ксильман Г. А., Папик С. Г. Графит — индикатор температурных условий регионального метаморфизма. — Труды Свердл. горн. ин-та, 1974, вып. 108, с. 55—58.
- Копылов И. А. Графитоносные метаморфические породы Алданского щита и условия их образования. — Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1975, т. 50, № 1. 152 с.
- Красавина Т. И. Термографическое исследование концентрированных и рассеянных форм разных типов природных органических веществ и графитов. Автореф. канд. дис. Л.: ВСЕГЕИ, 1978.
- Мануйлова М. М., Васильковский Д. П., Гурулев С. А. Геология докембрия Северного Прибайкалья. М.—Л.: Наука, 1964. 225 с.
- Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 391 с.
- Петров Б. В., Бельх Л. А., Лаиндес И. Л., Развозжаева Э. Р. Углерод в метаморфических породах Патомского нагорья. — Докл. АН СССР, 1973, т. 213, № 1, с. 190—193.
- Пиривляк Н. А. Соотношение сульфидных руд с продуктами регионального метаморфизма и метасоматоза вмещающих пород на Холодинском колчеданно-полиметаллическом месторождении. — Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 2, с. 145—147.
- Ручкин Г. В., Бушуев В. П., Варламов В. А., Кошкин В. Д., Кузнецова Т. П., Пиривляк Н. А. Холодинское месторождение — представитель докембрийских колчеданно-полиметаллических месторождений. — Геол. рудных месторождений, 1975, № 5, с. 3—17.
- Grew E. S. Carbonaceous material in some metamorphic rocks of New England and other areas. — J. Geol., 1974, v. 82, N 1, p. 50—73.

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ
СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

К. В. Кочеткова

СОСТАВ И СВОЙСТВА ГАНИТА
ХОЛОДНИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
(Северное Прибайкалье)

Цинковая шпинель — ганит — в природе встречается довольно редко и в незначительных количествах, образуясь в условиях высоких температур и давлений. В настоящее время ганит известен в высокотемпературных (контактово-метасоматических, метаморфических) месторождениях, пегматитах, кристаллических сланцах [Минералы, 1967]. Отмечается типоморфизм ганита для рудовмещающих пород метаморфизованных стратиформных колчеданно-полиметаллических месторождений [Щеглов, 1978]. В существенных количествах ганит наблюдался в месторождении Франклин в Нью-Джерси (США) в ассоциации с цинковыми и марганцевыми минералами. В СССР он обнаружен во многих районах, в том числе в Восточной Сибири в редкометальных пегматитах [Тарновский, Шляева, 1977] и в лейкократовых гранитах магнетитового месторождения Солонго [Исичин и др., 1974]. Присутствие ганита в метаморфизованных рудовмещающих толщах вызывает большой интерес, как показатель наличия повышенных концентраций цинка в исходных породах и сингенетичных рудных залежах, а также как ценный поисковый критерий при минералого-петрографическом изучении перспективных территорий и штиховых поисков древних метаморфизованных месторождений [Принципы..., 1978]. Нами ганит наблюдался на Холоднинском колчеданно-полиметаллическом месторождении в Бурятии.

Месторождение это приурочено к древним протерозойским черносланцевым толщам в структуре Оловитского синклинория в Северобайкальском районе Бурятской АССР. Генетические особенности его освещены в ряде работ [Дистанов и др., 1977; Ручкин и др., 1975]. Гидротермально-осадочные руды существенно графит-кремнисто-сульфидного состава метаморфизованы вместе с вмещающими черносланцевыми карбонатно-алюмосиликатными породами на уровне эвидот-амфиболитовой фации. Широко распространены на месторождении метаморфогению-метасоматические порфиробластические породы амфибол-биотитового, гранат-биотитового, плагиоклаз-биотитового и гранат-амфибол-биотитового состава, залегающие согласно с вмещающими черносланцевыми породами и рудами. Здесь выделяется группа дайковых и силловых амфиболовых и кварц-плагиоклаз-амфиболовых ортопород, нередко ассоциирующих с порфиробластическими и образующих с ними сложные взаимоотношения вплоть до постепенного перехода одних в другие. По составу они отвечают габброидритам, габбро-диабазам и диабазам.

Процессы регионального метаморфизма сопровождались выщелачиванием, биметасоматозом, особенно широко развитыми в зонах интенсив-

ного расслаивания, вдоль контактов порфиробластических пород, рудных залежей и на их выклинивании. В результате были образованы кварц-мусковитовые, кварц-плагноклаз-цонзит-мусковитовые и гранат-мусковитовые метасоматиты с регенерированной галенит-сфалеритовой минерализацией.

Проявление ганита на Холоднинском месторождении генетически и пространственно связано с регенерированной прожилковой кварц-сульфидной минерализацией в локальных зонах смятия и интенсивной гидротермальной проработки. Ганит приурочен к сульфидным прожилкам, секущим кварц-слюдистые сланцы, а также наблюдается в жильной гранат-плагноклаз-ставролитовой массе, цементирующей обломки вмещающих пород.

В микрополосчатых кварц-слюдистых (кварц-мусковитовых и кварц-хлоритовых) и мусковитовых сланцах ганит часто вместе с гранатом приурочен к участкам породы, прилегающим к сульфидным жилкам. Здесь он образует неравномерно рассеянную вкрапленность агрегатов или одиночных идиоморфных зерен с ровными краями. Причем последние у зерен наблюдаются лишь в микрополосках мусковита, в пределах же кварцевых полосок ганит приобретает извилистые края и лапчатую форму за счет захвата зерен кварца с образованием пойкилобластовой структуры. Нередко зерна ганита имеют недоразвитую скелетную форму. В породах гранат-хлоритового состава неравномерно рассеянная вкрапленность ганита обособляется в виде пятен или цепочек, а зерна ганита обладают ярко выраженной идиоморфной формой.

Весьма интересна приуроченность ганита к жильным образованиям из цинксодержащего ставролита, гранат-плагноклаза (№ 47 — андезит). Они цементируют обломки слюдисто-кварцевого сланца, гранат-биотитовой порфиробластической и карбонатной (доломит-анкеритового состава) пород и секутся более поздними кварц-мусковит-сульфидными жильными образованиями. Цементирующая обломки масса состоит из агрегатов идиоморфных зерен цинксодержащего ставролита, иногда друзовидной формы, полости в которых выполнены гранатом, плагноклазом или пирротитом. Ганит здесь образует густую цепочечную вкрапленность по микротрещинам слюдисто-кварцевого обломка и в виде одиночных зерен заключен в гранате, плагноклазе. Сам же ганит содержит включения идиоморфных зерен цинксодержащего ставролита без следов разведания. Зерна ставролита и ганита раздроблены, трещины в них залечены плагноклазом и гранатом и более поздним жильным мусковитом, биотитом и пирротитом со сфалеритом. Такие взаимоотношения свидетельствуют о раннем образовании ставролита и ганита в условиях открытых полостей и трещин дробления вмещающих пород. Отложению граната и плагноклаза и более поздних сульфидов предшествовало дробление ставролита и ганита в твердом состоянии. Отложение мусковита происходило позднее ставролита и ганита, о чем свидетельствует обрастание с краев ганита чешуйками мусковита.

Продукты замещения ганита, развивающиеся с периферии и по трещинам дробления зерен, представлены в одних случаях смесью крипточешуйчатых агрегатов мусковита и хлорита, сменяющихся к периферии ореолом чешуек мусковита, а по внешнему контуру зерен — прерывистой каемкой микрозернистого красно-бурого сфалерита.

Размер зерен ганита в отмеченных образованиях варьирует в широких пределах — от сотых долей до 5—7 мм. Наиболее крупные зерна его наблюдались в более перекристаллизованных разностях кварц-слюдистых сланцев с лепидогранобластовой структурой. Для ганита характерна преимущественно неправильная форма зерен, в дробленных же пробах встречались изометричные, хорошо ограниченные октаэдры, не осложненные другими гранями. В одиночных случаях отмечались двойники по шпинелевому закону. Минерал очень хрупкий. Микротвердость, измерен-

Химический состав ганита, вес. %

Компонент	26	27	28	29	30	1	4
	Пр-85-42	38/178	2/11	38/122	Пр-85-45	2/10	[Минералы, 1967]
Al ₂ O ₃	58,1	56,0	56,5	56,8	56,8	57,3	55,77
FeO	7,1	7,1	8,3	6,7	7,5	6,7	6,88
MnO	0,1	0,1	0,04	0,1	0,1	0,1	0,95
MgO	0,8	0,6	0,4	0,6	0,8	0,3	0,19
ZnO	33,6	35,2	34,3	35,2	34,4	35,8	35,93
Сумма . . .	99,7	99,0	99,54	99,4	99,6	100,2	99,76

Атомные количества

Al	2,034	2,003	2,007	2,013	2,008	2,016	
Fe	0,175	0,180	0,208	0,169	0,188	0,167	
Mn	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002	0,004	
Mg	0,036	0,026	0,018	0,029	0,037	0,015	
Zn	0,736	0,787	0,763	0,781	0,761	0,790	
Сумма . . .	2,983	2,998	2,997	2,994	2,996	2,992	

Кристаллохимические формулы

26	(Zn _{0,736} , Fe _{0,175} , Mn _{0,002} , Mg _{0,036}) _{0,949} Al _{2,034} O ₄
27	(Zn _{0,787} , Fe _{0,180} , Mn _{0,002} , Mg _{0,026}) _{0,995} Al _{2,003} O ₄
28	(Zn _{0,763} , Fe _{0,208} , Mn _{0,001} , Mg _{0,018}) _{0,990} Al _{2,007} O ₄
29	(Zn _{0,781} , Fe _{0,169} , Mn _{0,002} , Mg _{0,029}) _{0,981} Al _{2,013} O ₄
30	(Zn _{0,761} , Fe _{0,18} , Mn _{0,002} , Mg _{0,037}) _{0,988} Al _{2,008} O ₄
1	(Zn _{0,790} , Fe _{0,167} , Mn _{0,004} , Mg _{0,015}) _{0,976} Al _{2,016} O ₄

ная на микротвердометре, прилагаемом к микроскопу MeF фирмы Райхерт (Австрия), по 20 замерам и при нагрузке 100 г равна 1327,3 кг/мм² при $\delta = 3,2$. Такие значения близки величине микротвердости ганита по С. И. Лебедевой (1963). Вычисленная плотность равна 4,514.

Макроскопически ганит зеленый, с голубоватым оттенком разной интенсивности за счет многочисленных газовых включений, рутила, ильменита и по трещинам — сфалерита и пирротина. Блеск алмазный. В тонких сколах прозрачный. В проходящем свете ганит обладает едва заметной зеленовато-голубоватой окраской, в более толстых шлифах — отчетливо зеленый. Изотропен, $n = 1,778 \pm 0,02$.

Химический состав ганита (табл. 1) изучался на рентгеновском микроанализаторе JXA-5 (Япония) по методике, принятой в лаборатории микрозондового анализа в Институте геологии и геофизики СО АН СССР. В качестве эталона на цинк использован синтетический сфалерит. Из табл. 1 видно, что ганит Холодунского месторождения относится к маложелезистой разности с железистостью от 17,1 до 21%. Содержание примеси марганца и марганца в нем не превышает соответственно первые единицы сотых и тысячных долей формульной единицы. По своему составу изученный ганит близок образцу ганита из Юго-Западной Финляндии [ан. 3, Минералы, 1967].

Межплоскостные расстояния ганита изучались методом Дебая — Шерера. Для сравнения величины межплоскостных расстояний ганита (табл. 2) приведены значения величин образца ганита, принятого за стандарт из картотеки ASTM (1962). Его состав: Al₂O₃ — 58,02%, FeO — 14,53, ZnO — 25,37, MgO — 1,52%. Сравнение величин межплоскостных расстояний показывает, что они сравнительно близки. Наблюдающиеся различия можно объяснить условиями съемки и вариациями в составе минералов, главным образом железа. Величина ребра элементарной ячейки исследованного образца равна 8,100 Å.

Межплоскостные расстояния гашита

№ линии	2/10		[ASTM, 1962] карта 12-267		№ линии	2/10		[ASTM, 1962] карта 12-267	
	$\frac{d}{n} \alpha$, °, Å	J	d	J		$\frac{d}{n} \alpha$, °, Å	J	d	J
1	4,71	1	4,65	<10	13	—	—	1,2205	<10
2	2,86	9	2,863	90	14	—	—	1,1690	10
3	2,440	10	2,442	100	15	1,136	2	1,1340	10
4	—	—	2,326	<10	16	1,085	8ш	1,0825	20
5	2,022	5	2,021	20	17	1,058	9	1,055	30
6	1,862	5	1,856	20	18	1,015	8	1,0125	20
7	1,657	6	1,649	30	19	0,991	0,5	0,9885	<10
8	1,561	8	1,555	40	20	0,9572	6	—	—
9	1,435	8	1,431	50	21	0,9376	9	0,9360	30
10	—	—	1,369	<10	22	0,927	7	0,9290	<10
11	1,284	6	1,280	20	23	0,9072	1	0,9050	<10
12	1,238	5	1,235	30	a_0	8,100	—	8,104	—

П р и м е ч а н и е. Условия съемки: УРС — 50, $d_{\text{кам}} = 58,7$ мм, $d_{\text{обр}} = 0,025$ мм, $\text{Co}\alpha = 30$ нВ, 10 мА, экспозиция 4 ч. Внутренний стандарт — металлический кремний^{III}. Рассчитано автором.

Таким образом, состав гашита, его парагенезис с другими высокотемпературными минералами (Zn-содержащим ставролитом, гранатом, плагиоклазом), приуроченность к зонам смятия и дробления и интенсивность гидротермальной проработки показывают, что образование гашита в пределах Холодинского рудного поля протекало в условиях высоких температур и тектонических нарушений на заключительных стадиях регионального метаморфизма.

ЛИТЕРАТУРА

- Диетапов Э. Г., Ковалев К. Р., Шобогоров П. Ч., Бушуев В. П., Цыренов Д. Ц., Бусленко А. И. Особенности формирования метаморфизованных гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд Холодинского месторождения. — В кн.: Вопросы генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 5—43.
- Лебедева С. И. Определитель микротвердости минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 123 с.
- Лисицын А. Е., Юркина К. В. О находке гашита в лейкократовых гранитах. — Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, 1974, ч. 103, № 5, с. 641—643.
- Минералы. Справочник. Т. II, вып. III. М.: Наука, 1967, с. 33—39.
- Ручкин Г. В., Бушуев В. П., Варламов В. А., Кошкин В. Д., Кузнецова Т. П., Пирожник П. А. Холодинское месторождение — представитель докембрийских колчеданно-полиметаллических месторождений. — Геол. рудных месторождений, 1975, № 5, с. 3—17.
- Принципы прогнозирования свинцово-цинковых месторождений и методика составления прогнозных карт. М.: Недра, 1978. 192 с.
- Тарновский Г. И., Ширяева В. А. Гранит из редкометалльных пегматитов Восточной Сибири. — В кн.: Минералы и минеральные ассоциации Восточной Сибири. Иркутск, 1977, с. 193—198.
- Щеглов А. Д. Брокен-Хилл (полиметаллический гигант Австралии). — Геол. рудных месторождений, 1978, № 1, с. 17—29.
- ASTM. X-ray Powder data File. — Amer. Miner. for testing materials. Philadelphia, 1962.

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ
СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В. Б. Дергачев, В. Б. Булгаков

**ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ТЕРМОЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ
ДЛЯ ОПЕРАТИВНОЙ ОЦЕНКИ ЭНДОГЕННЫХ ОРЕОЛОВ
ГРЕЙЗЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

За последние годы метод термолюминесцентного анализа находит все более широкое применение при геологических исследованиях. В ряде случаев особенно эффективным он оказывается при поисках редкометалльных грейзеновых месторождений, характеризующихся повышенным содержанием флюорита [Гуляев и др., 1969]. Использование величины термолюминесценции (ТЛ) пород и минералов на участках эндогенной рудной минерализации и, в особенности, в первичных ореолах создает благоприятные предпосылки для их оперативной оценки в полевых условиях. Для этих целей использовалась установка ТЛ-анализа (прибор ТП-2) с регистрацией кривых термовысвечивания (ТВ) в единицах яркости (пит), что позволяет проводить сравнение однотипных объектов [Акчурина и др., 1976]. Общее время, затрачиваемое на одно определение вместе с подготовкой пробы, составляет не более 10 мин. Последнее представляется особенно важным, например, при бурении скважин, проходке горных выработок на участках эндогенного оруденения, для определения направления дальнейших поисков и т. п. Естественно, что в этих случаях применение ТЛ-метода должно опираться на научно обоснованные и практически апробированные критерии оценки эндогенных ореолов и рудных тел, разработанных для каждого конкретного района и определенного типа руд.

На примере гранитоидов и грейзенов Кольванского массива Новосибирского Приобья (Кольвань-Томская складчатая зона) подтверждена возможность высокой эффективности применения ТЛ-метода для оперативной оценки эндогенных ореолов.

По геолого-геофизическим данным Кольванский массив является небольшим купольным выступом, площадью около 25 км², крупного погребенного батолита. Слагающие его граниты послекарболового возраста представлены средне- и мелкозернистыми, часто порфиroidными биотитовыми и биотит-мусковитовыми разновидностями, характеризующимися повышенным содержанием кремнезема и преобладанием К₂О над Na₂O. Использование критерия Родионова позволило установить их петрохимическую однородность в различных частях массива. Термолюминесцентные свойства гранитов массива (0,0758±0,0352 пит) резко отличаются от «безрудных» батолитовых гранитоидов (0,003—0,006 пит), что отражает их специфику физико-химических и термодинамических условий формирования и повышенную (соответственно 19,9 и 6,0 г/т урана) концентрацию радиоактивных элементов. Петрохимически они также относятся к раз-

породным совокупностям с граничными значениями $Y^{12} = 61,32$ — с ба-толитовыми гранитами Обского массива $Y^{12} = 61,36$ — Новосибирского при $Y_{0,05}^{12} = 21,0$. Грейзены, широко распространенные в пределах всего Колыванского массива, характеризуются парагенезисом кварц + слюда (цинвальдит ± биотит ± мусковит) + флюорит ± топаз ± касситерит ± вольфрамит ± галенит ± сфалерит. Средняя интенсивность их термолюминесценции составляет 0,0329 нит при $T_{max} = 247,3^{\circ}C$. Неоднородный состав грейзенов особенно находит отражение в коэффициенте вариации значений, достигающем 132% по интенсивности термовысвечивания и 134% — по светосумме, причем в эти расчеты не были включены наиболее высокие значения интенсивности ТВ — более 10 нит — для обогащенных флюоритом участков грейзенов. Коэффициент вариации в гранитах и грейзенизированных гранитах составляет соответственно 46 и 64% по интенсивности ТВ, 37 и 69% по светосумме.

В пределах минерализованных зон среднее значение природной термолюминесценции гранитов без видимых признаков грейзенизации составляет 0,0622 нит при общем фоне для вмещающих гранитов 0,1105 нит. В то же время грейзенизированные граниты, а также граниты с тонкими прожилками грейзенов (при соотношении мощностей 1 : 3—1 : 5) характеризуются близкими средними значениями интенсивности — 0,13 и 0,148 нит. Таким образом, ТЛ-анализом устанавливаются резкие отличия величины ТВ в ряду вмещающие граниты — граниты минерализованных зон (без видимой минерализации) — грейзенизированные граниты — грейзены, что дополнительно подтверждается использованием статистических критериев при обработке полученных результатов.

Кроме того, была сделана попытка изучить термолюминесцентный эффект гранитов вблизи грейзеновых тел, макроскопически и аналитически не отличимых от вмещающих гранитов. Для этого были отобраны пробы по детальному разрезу с шагом 3—20 см. Термолюминесцентные свойства пород позволили выделить аномалии с соотношением мощности гранитов к мощности грейзенов 1:3 — 1:4.

Сопоставление величин интенсивности ТВ, температурных максимумов и светосуммы с использованием статистического анализа показывает очень сходные результаты, однако при графических корреляциях детального профиля предпочтение отдается несколько более контрастной естественной термолюминесценции.

ЛИТЕРАТУРА

- Акчурин В. Н., Булгаков В. Б., Булыничков В. А., Рабинович К. Р., Хомичев В. Л., Хомичева Е. С. Использование термолюминесцентного метода при прогнозной оценке эндогенного оруденения. — Методические рекомендации. Новосибирск, изд. СНИИГГИМС, 1976, с. 10—15.
- Гуляев А. П., Изюмский С. И., Мирошниченко Л. А. Термолюминесценция пород рудометаллического месторождения в Казахстане в связи с эпигенетическим оруденением. — Докл. АН СССР, 1969, т. 186, № 3, с. 83.

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ
СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

С. И. Кудрявцева, Н. М. Ильина

ОПЫТ УЧЕТА ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ
В ОЛОВЯННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУДАХ
НА ПРИМЕРЕ ШЕРЛОВОГОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В оловянно-полиметаллических рудах Шерловогорского месторождения содержатся ценные элементы-примеси. При подсчете запасов оловянных и полиметаллических руд учитываются содержания таких элементов-примесей, как серебро, висмут, индий, бериллий, кадмий, селен и теллур. Ставится вопрос о возможности комплексного их извлечения при пере-

Т а б л и ц а 1

Содержание (%) элементов в гипергенных минералах Шерловогорского месторождения

Минерал	Число проб	Ag	Bi	Sn	Pb	As
Церрусит	2	0,0037—0,022	0,004—0,009	0,035—0,35	69,6—74,0	0,1—0,8
Бедантит	5	0,025—0,071	0,012—0,026	0,22—0,58	27,1—39,7	12,0—35,6
Мпметезит	1	0,035	0,005	0,07	68,78	14,6
Лимонит	2	0,004—0,006	0,03—0,10	0,62—0,78	1,79—3,94	1,65—1,80

работке руд. Глубокие горизонты сопки Большой и Восточного поля сложены первичными рудами, а верхние горизонты — окисленными. В последних также компоненты, как свинец и железо, входят в состав

Содержание (%) элементов-примесей в гипоген

Минерал	Число проб	Ag	Bi	Sn	Pb	As
Сидерит	3	0,0001—0,0008	0,05—0,0075	0,001—0,014	0,015—0,17	0,02
Сфалерит	3	0,002—0,007	0,004—0,022	0,36	0,28—0,88	Не опр.
Касситерит	6	0,001—0,0022	0,0004—0,008	Не опр.	0,007—0,38	»
Пирит	3	0,0015—0,01	0,015—0,60	0,075—0,36	0,022—0,305	1,15
Галенит	1	0,0266	0,043	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Турмалин	1	0,0184	0,045	»	0,338	»
Кварц	4	0,0022—Не обн.	0,008—Не обн.	0,0014—0,0036	0,012—0,099	»
Полевой шпат	2	0,001—0,0015	0,004—0,005	0,0056—0,0078	0,16—0,22	»

гипергенных минералов: церуссита, миметезита, бедантита, лимонита и др. Поэтому установление в данных минералах содержания ценных примесей интересно не столько в минералогическом, сколько в технологическом отношении.

Для этой цели были отобраны и проанализированы мономинеральные пробы главных гипогенных и гипергенных минералов (табл. 1, 2).

Мономинеральные пробы отбирались вручную под биноклем из продуктов, обогащенных тем или иным минералом. Вес монофракций составлял не менее 2 г. Изучались монофракции касситерита, сфалерита, пирита, галенита, кварца, сидерита, вторичных минералов свинца (по 1—6 проб каждого минерала). Чистота отбора проб проверялась под микроскопом в полированных брикетах (рудные минералы) или в иммерсии (нерудные минералы).

Содержание элементов-примесей определялось атомно-абсорбционным методом (Ag, Bi, Pb, Zn) и методом количественного спектрального анализа. Кроме того, нами проанализированы материалы по элементам-примесям всех предыдущих исследований руд Шерловогорского месторождения. По таким элементам, как олово, свинец, мышьяк, висмут и серебро, составлены поминеральные балансы (табл. 3).

Наши данные, а также материалы наших предшественников по исследованию мономинеральных проб позволяют сделать следующие выводы по распределению редких элементов в шерловогорских рудах.

Олово присутствует во всех минералах месторождения. Максимальные его содержания приходится на вторичные минералы свинца и железа (0,2—0,8%), средние — на сульфиды и минимальные (тысячные доли процента) — на нерудные минералы (турмалин, кварц, полевые шпаты, слюды и сидерит). На Восточном поле только 70% олова находится в виде касситерита, извлекаемого из руды, и 30% приходится на примесную форму во вторичных минералах свинца и железа, сульфидах и нерудных минералах. На сопке Большой извлекаемого олова 85%, остальное рассеяно в сульфидах, лимоните и нерудных минералах.

Свинец в виде примеси распространен так же широко, как и олово. Наибольшее количество элемента содержится в гидроокислах железа (2—4%), самое низкое (сотые доли процента) — в касситерите, сульфидах и нерудных минералах. На Восточном поле 87,7% свинца присутствует во вторичных минералах (церуссите, англезите, бедантите, миметезите); 6,8% — в лимоните и 5% — в нерудных минералах. На сопке Большой свинец распределяется следующим образом: в галените — 33,8%, во вторичных свинцовых минералах — 47,1%, в лимоните — 3,4% и в нерудных минералах — 15,7%.

Мышьяк в первичных рудах связан с сульфидами, в окисленных на

Т а б л и ц а 2

ных минералах Шерловогорского месторождения

In	Sc	Co	Cd	Ta	Nb	Se
0,002	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
0,043—	0,00017	0,009—	0,17—0,25	0,014	»	»
0,060		0,012				
0,0013—	0,0014—	Не обн.	Не обн.	0,003—	0,003—	0,0004—
0,008	0,008			0,007	0,048	0,0022
0,0031—	Не опр.	0,0065—	Не опр.	Не опр.	Не опр.	»
0,0035		0,0085				
Не опр.	»	Не опр.	»	»	»	0,0004
0,00054	»	»	»	»	»	0,0008
Не опр.	»	»	»	»	»	Не опр.
—	»	»	»	»	»	»

Полимеральный баланс распределения ценных элементов для руд Шерловгорского месторождения

Минерал	Содержание в руде, %		Олово		Свинец		Мышьяк		Серебро		Висмут	
			1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
<i>Восточное поле</i>												
Сульфиды	0,9	0,22	2,0	0,37	0,2	0,58	1,5	0,01	6,0	0,168	29,0	
Лимонит	2,6	0,7	16,3	3,6	6,8	1,73	13,0	0,004	7,0	0,065	32,0	
Церуссит-англезит	0,8	0,19	1,3	71,8	41,5	0,45	1,0	0,0128	0,7	0,0065	4,0	
Миметозит	0,3	0,07	0,2	68,75	15,0	15,1	13,0	0,035	7,0	0,005	0,3	
Бедантит	1,2	0,7	8,0	35,65	31,0	20,9	71,5	0,049	40,0	0,02	4,6	
Полевые шпаты	16,5	0,007	1,0	0,19	2,3	Не опр.	Не опр.	0,0012	13,2	0,0045	14,1	
Турмалин	2,2	0,01	0,2	0,34	0,6	»	»	0,018	26,0	0,045	18,9	
Кварц	75,4	0,0012	4,0	0,064	2,4	»	»	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	
Касситерит	0,1	78,8	70,0	0,087	0,007	»	»	0,0012	0,1	0,0045	0,1	
<i>Сопка Большая</i>												
Касситерит	0,27	78,8	85,67	0,086	0,46	Не опр.	Не опр.	0,0007	0,05	0,0034	0,04	
Пирит	4,93	0,23	4,55	0,127	0,43	0,388	3,485	0,0048	6,31	0,21	49,87	
Сфалерит	1,21	0,36	1,77	0,58	0,48	Не опр.	Не опр.	0,0045	1,44	0,013	0,76	
Галенит	0,57	0,05	0,12	86,6	33,76	»	»	0,0266	4,04	0,043	1,18	
Сидерит	5,3	0,0053	0,12	0,0763	0,27	0,0006	0,01	0,0001	0,44	0,0065	1,66	
Лимонит	1,39	0,7	3,9	3,56	3,39	1,725	4,43	0,004	2,03	0,065	4,35	
Церуссит	0,29	0,19	0,2	71,8	14,23	0,45	0,24	0,0128	0,99	0,0065	0,09	
Арсенаты	0,47	0,46	0,88	52,2	32,9	20,7	17,96	0,0833	10,5	0,0252	0,57	
Турмалин	8,08	0,01	0,32	0,34	1,88	Не опр.	Не опр.	0,0184	39,72	0,045	17,51	
Кварц-полевые шпаты	76,58	0,008	2,46	0,24	12,5	»	»	0,0017	34,78	0,0065	—	
Арсенопирит	0,87	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	46,1	73,88	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	

Примечание. 1 — содержание (%) элемента в минерале. 2 — распределение (отн. %) элемента по минералам. Содержание минералов в руде и распределение элементов по минералам составляют 100%.

85,5% сконцентрирован в арсенатах свинца, 13% — в лимоните и 1,5% — в сульфидах.

Серебро на Восточном поле почти наполовину (47%) связано с вторичными свинцовыми минералами (при содержании 0,02—0,07%), на 6% — с сульфидами (до 0,1%), 7% — с лимонитом и 40% — с нерудными минералами. На сопке Большой 12% серебра приходится на сульфиды, 13,5% — на вторичные минералы свинца и железа, 74,3% — рассеяно в нерудных минералах.

Висмут в окисленных рудах распределяется почти равномерно между сульфидами, лимонитом и нерудными минералами. В первичных рудах половина общего количества висмута сконцентрирована в сульфидах, около 5% — во вторичных минералах свинца и железа, а остальной висмут рассеян в нерудных минералах.

При обогащении серебро извлекается в свинцовый концентрат, а висмут распределяется между оловянным концентратом, промпродуктами и хвостами и не накапливается в значительной степени ни в одном из них.

Индий связан главным образом со сфалеритом (0,03—0,06%) и цинковым продуктом обогащения (0,02—0,05%), несколько меньше его содержится в касситерите (до 0,02%), гидроокислах железа (0,001—0,06%) и пирите (0,003%).

Кадмий концентрируется в значительном количестве только в сфалерите (от 0,1 до 0,6%).

Кобальт в количестве тысячных — сотых долей процента содержится в сульфидах, гидроокислах железа, различных охрах и свинцовом концентрате.

Тантал (0,003—0,007%), **ниобий** (0,003—0,048%), **скандий** (0,001—0,008%) содержатся в касситерите. Кроме того, тантал (0,01%) зафиксирован в сфалерите, ниобий (0,003—0,01%) — в охрах, лимоните, свинцовом концентрате и в пробах спдеритовой разновидности руд (до 0,13%).

Скандий и бериллий в количестве тысячных и десятитысячных долей процента рассеяны по всем минералам месторождения.

Серебро, висмут, индий, кадмий и кобальт концентрируются в сульфидном продукте из первичных и в свинцовом концентрате (во вторичных минералах свинца и железа) — из окисленных руд.

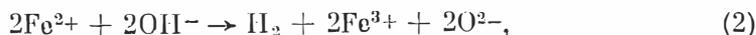
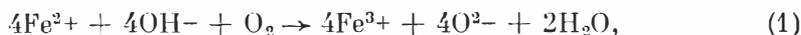
Тантал, ниобий и скандий в незначительных количествах концентрируются в оловянном и свинцовом концентратах. При соответствующей перестройке технологического процесса указанные компоненты могут быть извлечены из руд, что, несомненно, принесет немалый экономический эффект.

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ
СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

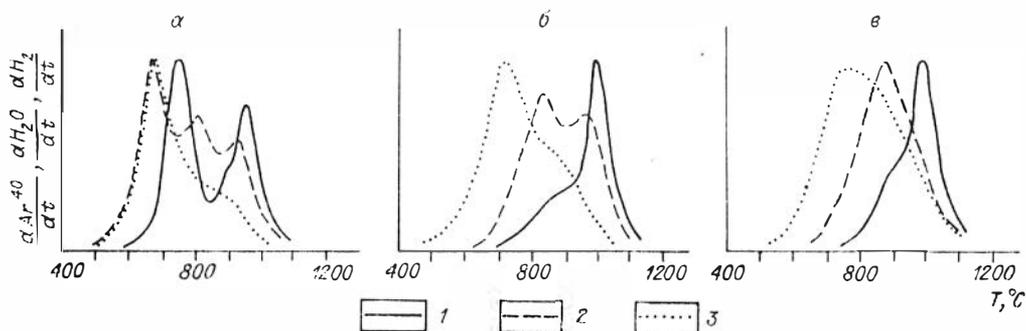
В. Н. Меленевский, Е. И. Никитина

ДИФфуЗИЯ РАДИОГЕННОВО АРГОНА ИЗ БИОТИТА
(дополнительные данные)

Ранее [Меленевский, 1976] нами было показано значительное увеличение скорости потерь радиогенного аргона при нагревании биотита на воздухе или в вакууме по сравнению с нагревом в гидротермальных условиях. Процесс ухода аргона из слюд, содержащих двухвалентное железо, когда минерал находится вне поля устойчивости на диаграмме состояния, сопровождается в зависимости от состава окружающей среды, согласно В. Аддисону и Дж. Шарпу [Addison, Sharp, 1962] следующими реакциями:



из которых реакция (1) характерна для нагрева в атмосфере кислорода, а (2) и (3) могут быть объединены общим термином дегидроксиляция — разрушение OH-группы. Целью настоящей статьи является попытка разделить влияние окисления (2) и дегидратации (3) на процесс выхода радиогенного аргона из биотита. Аппаратура и методика эксперимента нами



Кинетика выделения радиогенного аргона (1), воды (2) и водорода (3) из биотита: а — исходный образец; б — образец после отжига в атмосфере водорода; в — образец биотита сначала отожжен на воздухе и затем подвергнут повторному прогреву в атмосфере водорода.

были описаны ранее [Меленевский, 1976; Амиприский, Меленевский, 1976], дополнительно приводим съемку кинетических кривых выделением водорода. Для подавления окисления отжиг проводился в атмосфере водорода ($P_{H_2} = 1$ атм, $T = 700^\circ\text{C}$).

На исходном образце (см. рисунок) приведены зависимости скоростей выделения аргона, воды и водорода от температуры. Как видно из аргонограммы, исследуемый биотит характеризуется двумя областями выделения аргона: $T_{\text{макс.1}} = 730\text{--}750^\circ\text{C}$ и $T_{\text{макс.2}} = 940\text{--}960^\circ\text{C}$. Дегидратация начинается с $400\text{--}500^\circ\text{C}$ и протекает через три последовательные стадии с температурами максимумов скоростей выделения $650\text{--}680$, $800\text{--}830$ и $920\text{--}950^\circ\text{C}$, для водорода отмечено две стадии выделения, причем основная его часть уходит в первой стадии. Качественное объяснение кинетики дегидроксиляции может быть проведено в рамках представлений о структурной и энергетической неэквивалентности ОН-групп относительно окружающих их катионов октаэдрического слоя [Vedder, Wilkins, 1969; Hogg, Meads, 1975]. После прогрева в атмосфере водорода (см. рисунок, б) отмечен отжиг аргона из первого положения и дегидратация ОН-групп (также из низкоэнергетического состояния), а судя по водородограмме (площадь под которой пропорциональна количеству двухвалентного железа) и показателю преломления $N_g^- = N_m^- = 1,660$ (для исходного биотита 1,658), количество железа в двухвалентной форме осталось прежним. Ранее [Меленевский, 1976] было найдено, что при прогреве на воздухе при $T = 700^\circ\text{C}$ аргон также выделялся из низкоэнергетического состояния, но биотит при этом дегидроксилировался. Известно [Takeda, Rois, 1975], что нагрев в водороде окисленных слюд сопровождается восстановлением оксидного железа. Данные рисунка в, отвечающие биотиту, первоначально прогретому на воздухе, а затем подвергнутому повторному прогреву в водороде, подтверждают это, поскольку картина выделения водорода из него идентична исходному образцу.

Все вышесказанное позволяет сделать вывод о том, что первое энергетическое положение радиогенного аргона, получающегося при экспериментальном определении энергии активации в вакууме или на воздухе, вероятнее всего, связано с частичной дегидратацией ОН-групп, стабилизированных в решетке биотита с наименьшей энергией связи, что создает благоприятные условия для выхода аргона. Поскольку для метаморфических пород свойственны гидроксил-дефицитные (до 30% потерь ОН-групп) и окисленные слюды [Rimsaite, 1970], этот вывод ставит под сомнение утверждение Б. Джилетти [Gilotti, 1974], о том, что для оценки потерь радиогенного аргона в реальных геологических процессах следует пользоваться диффузионными параметрами, полученными только в условиях термодинамической стабильности минералов.

Таким образом, экстраполяция экспериментальных значений диффузионных параметров радиогенного аргона на реальные геологические условия с целью палеотемпературной реконструкции метаморфизма должна проводиться при соблюдении определенных условий. Основная проблема заключается в установлении адекватности термодинамических условий природного и лабораторного отжига.

Экстраполяция значений коэффициентов диффузии и энергии активации, полученных в вакууме или на воздухе, на геологические процессы, протекающие в равновесных (по отношению к датруемым минералам) условиях, могут приводить к ошибочным результатам вследствие осложнения чисто диффузионного переноса аргона реакциями дегидроксиляции, перекристаллизации и т. д. [Меленевский, Лелезин, 1981]. С другой стороны, этот подход, по-видимому, не вызывает возражений при геохронологических исследованиях в приконтактовых областях, когда термальное воздействие интрузий на вмещающие породы сопровождается вышесписанными реакциями в условиях выноса летучих.

ЛИТЕРАТУРА

- Амшинский Н. П., Меленевский В. П.** О взаимосвязи дегидратации и выделения радио-генного аргона слюдами при нагревании.— Труды Зап.-Сиб. отд. Всесоюз. минералог. о-ва., Новосибирск, 1976, вып. 3, с. 10—14.
- Меленевский В. П.** Диффузия радио-генного аргона из биотита.— Труды СНИИГГИМСа 1976, вып. 236, с. 74—78.
- Меленевский В. П., Лепезин Г. Г.** О возможности применения спектрального Ar^{39}/Ar^{39} метода датирования минералов.— Геол. и геофиз., 1981, № 2, с. 80—86.
- Addison W. E., Sharp J. H.** A mechanism for oxydation ferrous iron in hydroxylated silicate.— Clay Mineral Bulletin, 1962, v. 5, N 28, p. 73—79.
- Hogg S., Meads R. E.** A moessbauer study of thermal decomposition of biotites. — Mineral. Mag. 1975, v. 40, N 309, p. 79—88.
- Giletti B. J.** Studies in Diffusion. I. Argon in Phlogopite Mica. — In: Geochemical Transport and Kinetics, Carnegie Inst. Publ. of Washington, 1974, p. 107—115.
- Rimsaite J.** Structural formulae of oxidized and hydroxyl deficient micas and decomposition of hydroxyl group.— Contrib. Mineral. and Petrol., 1970, v. 25, N 3, p. 225—249.
- Takeda H., Rois M.** Mica polytypism: dissimilarities in crystal structures of coexisting $1M_1$ and $2M_1$ Biotite.— Amer. Miner., 1975, v. 60, N 11-12, p. 1030—1040.
- Vedder W., Wilkins R. W. T.** Dehydroxylation, Oxifation and Reduction of Micas. Amer. Miner., 1969, v. 54, N 3-4, p. 482—510.

УДК 553.492.1 (571.645)

Условия образования бокситов из глиноземистых вод типа реки Юревой. Черкасов Г. Н. Геология месторождений цветных металлов складчатого обрамления Сибирской платформы.— Новосибирск: Наука, 1982.

Проанализированы физико-химическая обстановка формирования и выноса в Охотское море глиноземистых вод рч. Юревой и состав глинистого осадка в ее приустьевой зоне моря. Делается вывод о невозможности морского бокситообразования из-за обогащения морских вод кремнеземом. Примеры в природе и эксперименты с монолитами известняка, проведенные на рч. Юревой, позволяют заключить, что в континентальных условиях по мере нейтрализации кислых глиноземистых вод может осаждаться глиноземистый осадок, способный дать боксит. Табл. 3, библи. 17.

УДК 551.311.23 : 553.492.1/6

Сернокислотное выветривание и его роль в образовании руд алюминия (бокситов, алюминита, алунига). Кужельный Н. М., Кужельная З. В. Геология месторождений цветных металлов складчатого обрамления Сибирской платформы.— Новосибирск: Наука, 1982.

В последние годы в Сибири установлены многочисленные проявления продуктов сернокислотного выветривания. Анализ материалов свидетельствует о том, что сернокислотное выветривание приводит к образованию руд алюминия (боксита, алюминита, алунига). Это необходимо учитывать в процессе исследований такого вида минерального сырья. Библи. 14.

УДК 553.492.1.622.7

Бокситы затерятого генезиса Красноловского месторождения (Салаир) и пути их обогащения. Манасва А. В., Боровик Г. Р. Геология месторождений цветных металлов складчатого обрамления Сибирской платформы.— Новосибирск: Наука, 1982.

Приводится характеристика вещественного состава бокситов Красноловского месторождения и анализируются возможности их обогащения. Табл. 1, библи. 2.

УДК 553.492.1 : 551.311.231 : 551.76/77(571.51—14)

Кора выветривания и бокситы северного выступа Чадобецкого поднятия. Родин Р. С., Тарновский С. В. Геология месторождений цветных металлов складчатого обрамления Сибирской платформы.— Новосибирск: Наука, 1982.

Излагаются новые данные о вещественном составе продуктов выветривания и бокситов, выполняющих крупную депрессию в северном своде Чадобецкого поднятия. Подтверждается ранее высказанное мнение, что в депрессии располагается остаточная кора выветривания. Она венчается бобовыми и глинистыми бокситами, являющимися также элювиальным образованием. Табл. 1, библи. 6.

УДК 553.492.1 : 551.73/.78(571.54)

Вулканокластита в бокситах Боксонского месторождения. Ван А. В. Геология месторождений цветных металлов складчатого обрамления Сибирской платформы.— Новосибирск: Наука, 1982.

Приводятся первые сведения о вулканокластической природе бокситов Боксонского месторождения. Первичным субстратом, подвергшимся бокситизации, послужили пемзовые отложения синхронных вулканических извержений. Ил. 2, библи. 5.

УДК 553.64

Геотические типы фосфоритовых проявлений Салаира. Быч А. Ф. Геология месторождений цветных металлов складчатого обрамления Сибирской платформы.— Новосибирск: Наука, 1982.

Приводится детальная литолого-минералогическая характеристика фосфоритовых проявлений на Салаире. Выделены их типы. Дается оценка перспектив фосфоритоносности юго-западных районов Салаира. Библи. 7.

УДК[55 + 550.41] : 553.43'44'493.5.044(235.31)

Аргиллизированные породы на севере Енисейского кряжа. Коалов Г. В., Кужельная З. В., Александров В. С., Ковалев А. И. Геология месторождений цветных металлов складчатого обрамления Сибирской платформы.— Новосибирск: Наука, 1982.

На севере Енисейского кряжа установлены и детально описаны признаки гидротермально-метасоматического преобразования пород — аргиллизация, окварцевание и хлоритизация карбонатных пород вплоть до появления вторичных кварцитов, оталькованных доломитов, тальк-кварцевых пород, талькового камня и талькитов. Линейная зона аргиллизированных пород обуславливает аномальные содержания редкометалло-полиметаллического комплекса элементов. Ил. 1, табл. 1, библи. 14.

Алюминиевые септехлориты в бокситах ряда месторождений СССР и Вьетнама. Матюшин С. В., Черкасов Г. Н. Геология месторождений цветных металлов складчатого обрамления Сибирской платформы.— Новосибирск: Наука, 1982.

В бокситах Боксонского (Восточный Саян) и Тагна-1 (СРВ) месторождений установлено присутствие алюминиевых септехлоритов типа амезита, слагающих иногда целые прослои. Положение катионов и комплексных анионов алюминия в септехлорите не характерно для минералов, сформировавшихся из железистых растворов экзогенного происхождения, но типично для щелочных магматических расплавов. По-видимому, для образования алюминиевых септехлоритов источник рудного вещества был эндогенным. Ил. 1, библ. 4.

УДК 553.44; 551.732/733(571.51)

Полиметаллическое оруденение в нижнепалеозойских отложениях Сибирской платформы. Марков Е. П., Пустыльников А. М. Геология месторождений цветных металлов складчатого обрамления Сибирской платформы.— Новосибирск: Наука, 1982.

Приводятся новые данные о распределении в осадочных толщах нижнего палеозоя Сибирской платформы свинца и цинка. Показано, что повышенные и высокие концентрации этих металлов приурочены к определенным стратиграфическим горизонтам нижнего, среднего и верхнего ордовика и силура. Отмечается, что основную роль в формировании рудных скоплений свинца и цинка играли постседиментационные процессы. Библ. 3.

УДК 546.791 : 551.762.3(571.1)

Об источниках накопления урана в битуминозных аргиллитах баженовской свиты Западной Сибири. Матвиенко Н. И. Геология месторождений цветных металлов складчатого обрамления Сибирской платформы.— Новосибирск: Наука, 1982.

Выявлена причина аномально высоких значений по гамма-каротажу скважин в баженовских аргиллитах Западной Сибири. Проанализированы источники накопления урана. Библ. 9.

УДК 553.3.075 + 551.24 : 550.83(571.54)

К вопросу о структурной позиции рудных узлов Удино-Витимского междуречья (Западное Забайкалье). Сливинский А. А. Геология месторождений цветных металлов складчатого обрамления Сибирской платформы.— Новосибирск: Наука, 1982.

Показаны связи о размещении рудоносных площадей и элементов блоко-разрывной тектоники, обусловленные закономерным проявлением двух систем ортогонально ориентированных разломов длительного развития. Отмечен ступенчатый характер изменения геологической ситуации и типов оруденения, находящий отражение в физических полях. Ил. 3, библ. 4.

УДК 553.45 : 622.1.08

Минералого-технологическое картирование как средство повышения эффективности использования руд (на примере зоны окисления Восточного поля Шерловогорского месторождения). Ильина И. М., Кудрявцева С. И., Бибииков А. Т., Шиманский Ю. А. Геология месторождений цветных металлов складчатого обрамления Сибирской платформы.— Новосибирск: Наука, 1982.

Проведено минералого-технологическое картирование верхних горизонтов (до абс. отм. 802 м) участка Восточное поле Шерловогорского оловянно-полиметаллического месторождения. В результате картирования выявлен тип окисленных оловянно-свинцовых руд, внутри которого выделены и геометризованы две минералогические разновидности: бедантитовая (мышьяковистая) и перуситовая (слабомышьяковистая). Изучены технологические свойства руд обеих разновидностей. Даются рекомендации, как наиболее эффективно перерабатывать руды выявленных разновидностей. Ил. 2, табл. 1, библ. 2.

УДК 552.331 + 550.42 + 553.22 + 553.064(571.51)

Щелочно-гранит-сигнитовая ассоциация Средневогровского массива (Енисейский край). Ножкин А. Д., Трофимов Ю. П. Геология месторождений цветных металлов складчатого обрамления Сибирской платформы.— Новосибирск: Наука, 1982.

Приводятся геологическая и петрогеохимическая характеристики недавно обнаруженного в Енисейском крае Средневогровского массива щелочных пород. Обосновывается выделение новой щелочно-гранит-сигнитовой ассоциации — составного элемента щелочной гранитной формации венда — кембрия, развитой в северных районах региона. Ил. 1, табл. 4, библ. 12.

Особенности проявления спектра ЭПР комплексов $F^-—O^-—P^-$ в апатитах из пород молибденовых и молибденосодержащих месторождений. Сотников В. И., Никитина Е. И., Берзина А. П., Гилинская Л. Г. Геология месторождений цветных металлов складчатого обрамления Сибирской платформы.— Новосибирск: Наука, 1982.

На примерах многочисленных месторождений СССР и МНР исследована зависимость проявления спектра ЭПР комплексов $F^-—O^-—P^-$ в апатитах от условий генезиса. Высказывается предположение о влиянии общей активности фтора в эндогенном процессе (при высокой активности фтора интенсивность спектров парамагнитного кислорода резко снижается), а также структурной обстановки, способствующей развитию окислительных процессов, и преобразованности апатита при наложенных геологических процессах (в двух последних случаях интенсивность спектра ЭПР комплексов $F^-—O^-—P^-$ в апатитах возрастает). Табл. 1, библи. 6.

УДК 553.481'43(571.51—16)

К вопросу о потенциальных возможностях выявления медно-никелевых руд на территории северо-западной окраины Сибирской платформы. Биндарович В. И., Табацкий И. М. Геология месторождений цветных металлов складчатого обрамления Сибирской платформы.— Новосибирск: Наука, 1982.

С помощью пространственно-статистического анализа дается оценка вероятности обнаружения новых концентраций сульфидных медно-никелевых руд на территории северо-западной окраины Сибирской платформы. Впервые выделяются Нижне-Тунгусский и Бахтинский районы, благоприятные для поисков медно-никелевого оруденения. Ил. 1, библи. 8.

УДК 553.24 : 553.44(571.15)

О глинистых минералах околорудных измененных пород Рубцовского месторождения на Рудном Алтае. Бальтер Б. Л., Чурилов В. И. Геология месторождений цветных металлов складчатого обрамления Сибирской платформы.— Новосибирск: Наука, 1982.

Приводится характеристика глинистых минералов околорудно измененных пород и методы их исследований. Установлено, что по данным термического анализа хорошо отделяется зона с магнезиальным хлоритом и гидрослюдой от каолинит-гидрослюдистой. Использование электронно-микроскопического анализа позволяет устанавливать количественное соотношение минералов в каолинит-гидрослюдистой смеси. Ил. 6, табл. 2.

УДК 553.21/24(571.54)

Температурные условия метаморфогенного минералообразования Холодинского рудного поля. Ковалев К. Р., Кочеткова К. В., Корнева Т. А., Гасков И. В. Геология месторождений цветных металлов складчатого обрамления Сибирской платформы.— Новосибирск: Наука, 1982.

Различными методами геологической термометрии анализируются условия минералообразования на Холодинском колчеданно-полиметаллическом месторождении (Северное Прибайкалье). Установлено, что в рудном поле широко развиты метаморфогенно-метасоматические порфиробластические гранат-биотит-амфиболовые и гранат-биотитовые породы и ортоамфиболиты. Продукты наложенного щелочного метасоматоза представлены гранат-мусковитовыми и кварц-мусковитовыми метасоматитами. Ил. 3, табл. 6, библи. 12.

УДК 549.51(571.54)

Состав и свойства гангиты Холодинского месторождения (Северное Прибайкалье). Кочеткова К. В. Геология месторождений цветных металлов складчатого обрамления Сибирской платформы.— Новосибирск: Наука, 1982.

Описаны физические и оптические свойства гангиты, химический состав 6 образцов на микрозонде JXA-5 (Япония), рентгенометрические данные. Гангит приурочен к регенерированным кварц-сульфидным прожилкам, секущим слюдисто-кварцевые, мусковитовые и хлоритовые породы. Ассоциирует он с цинк-содержащим ставролитом, гранатом, илагиноклазом, мусковитом, биотитом, кварцем и более поздними сульфидами — пирротинном и сфалеритом. Табл. 2, библи. 9.

УДК 550.849 + 553.451.

Возможности применения термолюминесценции для оперативной оценки эндогенных ореолов грейзеновых месторождений. Дергачев В. Б., Булгаков В. Б. Геология месторождений цветных металлов складчатого обрамления Сибирской платформы.— Новосибирск: Наука, 1982.

На примере гранитоидов и грейзенов Кольванского массива (Кольвань-Томская складчатая зона) подтверждена возможность высокой эффективности применения ТЛ-метода для оперативной оценки эндогенных ореолов. Библи. 2.

Опыт учета элементов-примесей в оловянно-полиметаллических рудах на примере Шерловгорского месторождения. Кудрявцева С. И., Млынина Н. М. Геология месторождений цветных металлов складчатого обрамления Сибирской платформы.— Новосибирск: Наука, 1982.

Изучены мономинеральные пробы главных гипогенных и гипергенных минералов Шерловгорского оловянно-полиметаллического месторождения. В них определены содержания ценных элементов-примесей: олова, свинца, серебра, висмута, индия, скандия, кобальта, кадмия, тантала, ниобия, селена и мышьяка. Составлены поминеральные балансы олова, свинца, мышьяка, висмута и серебра на участках сопки Большой и Восточное поле Шерловгорского месторождения. Табл. 3.

УДК 550.03.

Диффузия радиогенного аргона из биотита (дополнительные данные). Мелевский В. Н., Никитина Е. И. Геология месторождений цветных металлов складчатого обрамления Сибирской платформы.— Новосибирск: Наука, 1982.

Изложены результаты экспериментов по исследованию потерь радиогенного аргона при прогреве биотита в атмосфере водорода. Показано, что первое энергетическое положение аргона, получившееся при экспериментальном определении энергии активации в вакууме или на воздухе, связано с частичной дегидратацией ОН-групп, стабилизированных в решетке минерала с наименьшей энергией активации. Ил. 1, библ. 8.

В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»

готовятся к выпуску следующие книги:

Голдырев Г. С. Осадкообразование и четвертичная история котловины Байкала — 15 л.— 2 р. 30 к.

В монографии описываются условия седиментации, состав и строение осадочной толщи в котловине Байкала. На основе литолого-генетического анализа толща расчленена на две части: верхнюю, представленную осадками глубоководного Байкала, и нижнюю, мелководную. По результатам палеомагнитных исследований спорово-пыльцевого и диатомового анализов отложений делается вывод о скоротечном углублении котловины Байкала в среднем — верхнем плейстоцене.

Для специалистов в области геологии, литологии и осадкообразования.

Конев А. А. Нефелиновые породы Саяно-Байкальской горной области — 20 л.— В пер.: 3 р. 50 к.

В книге приведены данные по геологии, петрографии и минералогии главных типов нефелиновых пород. Обсуждены возможности формационного расчленения нефелинсодержащих ассоциаций с помощью геохимических критериев. Выдвинута и аргументируется гипотеза о значительной роли вмещающих пород в происхождении щелочно-габброндной и щелочно-гранитоидной ассоциаций и мантийном магматическом источнике для обеих ассоциаций. Уделено внимание вопросам рудоносности формаций, в частности проблеме глиноземного пидолитуртитового сырья.

Для геологов, петрографов, минералогов и геохимиков.

Шпунт Б. Р., Шаповалова И. Г., Шамшина Э. А. Поздний докембрий севера Сибирской платформы — 20 л.— В пер.: 3 р. 50 к.

В монографии описаны стратиграфия, магматизм и осадконакопление позднего докембрия на севере Сибирской платформы. Показано, что преобладающей формой проявления магматических процессов являлся калиевый щелочно-основный и щелочной вулканизм, связанный с формированием рифтогенных структур. В связи с вулканизмом рассмотрены основные черты литогенеза.

Для геологов.

Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направляйте по адресу: 630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22. Магазин «Наука».

**Для получения книг почтой
заказы направлять по адресу:**

- 480091 **Алма-Ата**, ул. Фурманова, 91/97
370005 **Баку**, ул. Джапаридзе, 13
320005 **Днепропетровск**, проспект Гагарина, 24
734001 **Душанбе**, проспект Ленина, 95
375002 **Ереван**, ул. Туманяна, 31
664033 **Иркутск**, ул. Лермонтова, 289
252030 **Киев**, ул. Ленина, 42
252030 **Киев**, ул. Пирогова, 2
252142 **Киев**, проспект Вернадского, 79
252030 **Киев**, ул. Пирогова, 4
277012 **Кишинев**, проспект Ленина, 148
343900 **Краматорск**, Донецкой обл., ул. Марата, 1
660049 **Красноярск**, проспект Мира, 84
443002 **Куйбышев**, проспект Ленина, 2
192104 **Ленинград**, Литейный проспект, 57
199164 **Ленинград**, Таможенный пер., 2
196034 **Ленинград**, В/●, 9 линия, 16
220012 **Минск**, Ленинский проспект, 72
103009 **Москва**, ул. Горького, 8
117312 **Москва**, ул. Вавилова, 55/7
630076 **Новосибирск**, Красный проспект, 51
630090 **Новосибирск**, Академгородок, Морской проспект, 22
142292 **Пуццно** Московской обл., МР «В» 1
620151 **Свердловск**, ул. Мамина-Сибиряка, 137
700029 **Ташкент**, ул. Ленина, 73
700100 **Ташкент**, ул. Шота Руставели, 43
700187 **Ташкент**, ул. Дружбы народов, 6
634050 **Томск**, наб. реки Упайки, 18
450059 **Уфа**, ул. Р. Зорге, 10
450025 **Уфа**, ул. Коммунистическая, 49
720001 **Фрунзе**, бульвар Дзержинского, 42
310078 **Харьков**, ул. Чернышевского, 87
197345 **Ленинград**, Петрозаводская ул., 7
117192 **Москва**, Мичуринский пр., 12

ОГЛАВЛЕНИЕ

<i>Черкасов Г. И.</i> Условия образования бокситов из глиноземистых вод типа речки Юрьевой	3
<i>Кужельный П. М., Кужельная З. В.</i> Серпокислотное выветривание и его роль в образовании руд алюминия (бокситов, алюминита, алуниита)	10
<i>Макаева А. В., Боровик Г. Р.</i> Бокситы латеритного генезиса Красловского месторождения (Салаир) и пути их обогащения	15
<i>Родин Р. С., Тарновский С. В.</i> Кора выветривания и бокситы северного выступа Чадобецкого поднятия	19
<i>Ван А. В.</i> Вулканокластическая в бокситах Боксонского месторождения	23
<i>Быч А. Ф.</i> Генетические типы фосфоритовых проявлений Салаира	27
<i>Козлов Г. В., Кужельная З. В., Александров В. С., Ковалев А. П.</i> Аргиллизированные породы на севере Енисейского кряжа	32
<i>Матюшин С. В., Черкасов Г. И.</i> Алюминиевые сентехнолиты в бокситах ряда месторождений СССР и Вьетнама	41
<i>Марков Е. П., Пустыльников А. М.</i> Полиметаллическое оруденение в шпильно-палеозойских отложениях Сибирской платформы	43
<i>Матвиенко Н. И.</i> Об источниках накопления урана в битуминозных аргиллитах баженовской свиты Западной Сибири	46
<i>Сливинский А. А.</i> К вопросу о структурной позиции рудных узлов Удино-Витимского междуречья (Западное Забайкалье)	48
<i>Ильина Н. М., Кудрявцева С. И., Бибииков А. Т., Шиманский Ю. А.</i> Минералогическо-технологическое картирование как средство повышения эффективности использования руд (на примере зоны окисления Восточного поля Шерловогорского месторождения)	56
<i>Ножкин А. Д., Трофимов Ю. П.</i> Щелочно-гранит-сиенитовая ассоциация Средневогровского массива (Енисейский кряж)	61
<i>Сотников В. И., Никитина Е. И., Берзина А. П., Гилинская Л. Г.</i> Особенности проявления спектра ЭПР комплексов $F^- - O^- - P^-$ в апатитах из пород молибденовых и молибденосодержащих месторождений	70
<i>Биндарович В. И., Табацкий И. М.</i> К вопросу о потенциальных возможностях выявления медно-никелевых руд на территории северо-западной окраины Сибирской платформы	76
<i>Бальтер Б. Л., Чурилов В. И.</i> О глинистых минералах околорудно измененных пород Рубцовского месторождения на Рудном Алтае	80
<i>Ковалев К. Р., Кочеткова К. В., Корнева Т. А., Гаскова И. В.</i> Температурные условия метаморфогенного минералообразования Холодинского рудного поля	86
<i>Кочеткова К. В.</i> Состав и свойства галита Холодинского месторождения (Северное Прибайкалье)	100
<i>Дергачев В. Б., Булгаков В. Б.</i> Возможности применения термолюминесценции для оперативной оценки эндогенных ореолов грейзеновых месторождений	104
<i>Кудрявцева С. И., Ильина Н. М.</i> Опыт учета элементов-примесей в оловянно-полиметаллических рудах на примере Шерловогорского месторождения	106
<i>Мелевский В. Н., Никитина Е. И.</i> Диффузия радиогенного аргона из биотита (дополнительные данные)	110

**ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ
СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

Ответственные редакторы:
Александр Викторович Ван,
Виталий Иванович Сотников

Утверждено к печати
Западно-Сибирским отделением
Всесоюзного минералогического общества

Редактор издательства *Н. Ф. Джигирис*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Н. А. Пискун*
Технический редактор *Г. Я. Герасимчук*
Корректоры *К. И. Сергеева, В. А. Бирюкова*

ИБ № 10963

Сдано в набор 24.11.80. Подписано к печати 10.12.81. МН-05288. Формат 70 × 108¹/₁₆. Бумага
типографская № 1. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 10,5. Усл. кр- отт.
10,9. Уч.-изд. л. 10,6. Тираж 1000 экз. Заказ 357. Цена 1 р. 60 к.

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