А-151/1
72

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
КОМИ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР

МИНЕРАЛОГИЯ ТИМАНСКО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

СЫКТЫВКАР 1989

УДК 549.0+550.4 (470.1) 055(02)7

МИНЕРАЛОГИЯ ТИМАНСКО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО РЕГИОНА. - Сыктывкар, 1989. -184 с. (Тр.Ин-та геологии Коми научного центра УрО АН СССР; Вып. 72).

Обсуждаются вопросы минералогии и геохимии рудоносных районов Притиманья, Тимана, Приполярного и Полярного Урала и Пай-Хоя. Приводятся новые сведения о галите, сванбергите, пирохлоре, кварце, серпентинах, брусите, магнетите, герсдорфите, кобальтине, блеклых рудах, золоте, фриделите, спессартине, родоните, кобальтовом кальците, гематофаните, вавеллите, минералоидах алюмо- железо-сульфатно-фосфатного состава и др. Группа из перечисленных минералов региона найдена и описана впервые. Рассматриваются вопросы возраста и генезиса изученного оруденения.

Сборник представляет интерес для широкого круга минералогов, геохимиков, технологов, петрографов и геологов.

Редакционная коллегия
Н.П.Юшкин (отв.редактор), В.В.Беляев, Н.А.Боринцева (отв.секретарь), В.А.Дедеев, А.И.Елисеев, Л.В.Махлаев, Б.А.Остащенко, В.А.Песецкая, В.А.Чермных, Я.Э.Юдович

Ответственные редакторы
кандидат геолого-минералогических наук А.Б.Макеев,
кандидат геолого-минералогических наук Б.А.Остащенко

П111386

БИБЛИОТЕКА

© Коми научный центр УрО АН СССР, 1989

ВВЕДЕНИЕ

Минералогические исследования Тиманско-Североуральской провинции Северо-Востока европейской части СССР в последние два десятилетия становятся одним из важнейших, интенсивно разрабатываемых направлений геологии. Это диктуется не только необходимостью получения информации о связи пространственной минералогической структуры с геологической, не только изучением закономерностей минералообразования и распространения минералов, но и чисто прикладными задачами.

Детальное изучение свойств и особенностей минералов позволяет получить представление о возможности комплексного использования месторождений, разрабатывать нетрадиционные способы применения минерального сырья в народном хозяйстве, создавать принципиально новые технологические схемы обогащения и переработки полезных ископаемых.

Минералогами Института геологии Коми научного центра УрО АН СССР выполнен большой объем работ по изучению минералогии рудоносных территорий европейского Северо-Востока СССР. Материалы сборника с различной степенью детальности отражают новые данные по минералогии кор выветривания бокситов, топоминералогии кварцевожильных полей и гипербазитов, знакомят с результатами исследований оригинальных коллоидных образований Пай-Хоя. В серии статей обсуждаются проблемы технологии и комплексной переработки полезных ископаемых. Редколлегия полагает, что представленные материалы будут полезны для геологов и минералогов, изучающих минералогию рудных тел и полей и решающих практические задачи оценки, поисков и обогащения полезных ископаемых.

...ста геологии Коми научного центра УрО АН СССР
...72
1989

ПИРОХЛОР В БОКСИТОНОСНОЙ КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ ПОЛЕВОШПАТОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ НА СРЕДНЕМ ТИМАНЕ

В.В.Лихачев, И.В.Швецова

Одним из основных минералов – носителей ниобия в по-
ах бокситоносной коры выветривания полевошпатовых
асоматитов на Среднем Тимане является пирохлор, впер-
установленный авторами [4].

Полевошпатовые метасоматиты – бокситоматеринские по-
ы одной из залежей бокситов Ворыквинского рудного
а – сформировались в результате щелочного метасома-
а терригенно-карбонатных пород верхнерифейского воз-
та в юго-восточной части Цильменского Камня. Поле
ития метасоматитов, приурочено к антиклинальной
уктуре, локализуясь в ее апикальной части. Терриген-
карбонатные породы разнообразны по составу и струк-
ным особенностям. Состав выражается в переменных ко-
ествах карбонатной (кальцит, доломит) и силикатной
арц, хлорит, серицит) составляющих. Щелочные метасо-
ические новообразования представлены альбитом, мик-
лином, эгирином, редко рибекитом [2,3].

Бокситоносная кора выветривания полевошпатовых ме-
оматитов имеет элювиальный генезис и отличается
кной морфологией рудных тел. Контрастный литологи-
кий состав субстрата (от существенно карбонатных до
ественно полевошпатовых разностей), крутое падение
стов обусловили избирательный характер процессов
етривания, формирование резко колеблющегося фронта
етривания [2].

Пирохлор установлен во всех геохимических зонах коры выветривания и является унаследованным от бокситоматеринских пород. В полевошпатовых метасоматитах распространение пирохлора связано с метасоматической зональностью. Он является типоморфным минералом тыловой зоны, сложенной кварц-эгирин-карбонат-полевошпатовыми породами. Наибольшее его количество установлено в барит-карбонат-сульфидных жилах, мощность которых составляет первые сантиметры. В парагенезисе с пирохлором находятся ильменорутил, колумбит, торит, халькопирит, марказит, халькозин, борнит и другие минералы.

Морфологически пирохлор представлен октаэдрическими кристаллами и их сростками, рассеянными в породе или образующими прожилки. Размер кристаллов колеблется от сотых долей миллиметра до 2–5 мм, а в основном пирохлор концентрируется во фракции –0,5 мм. Для пирохлора характерно зональное строение кристаллов и наличие в них включений других минералов. Его окраска разнообразна: чаще встречаются оливково-зеленые, коричневые с разными оттенками кристаллы, реже – прозрачные лимонно-желтые, как правило, очень мелкие. Окраска центральной части кристаллов по сравнению с периферической обычно более темная. По периферии развита прозрачная оболочка, внутренняя граница которой неровная, что свидетельствует о растворении пирохлора с образованием его более поздней генерации. В качестве включений в кристаллах пирохлора установлены карбонаты, ильменорутил, колумбит, сульфиды. Плотность пирохлора, определенная в капиллярной трубке, составляет 3,88 г/см^3 (аналитик Л.А.Юшкина).

Химический состав пирохлора изучен с помощью микроанализатора MS-46 "Cameca" в Институте геологии Кольского НЦ АН СССР (аналитик Л.И.Леднев). Исследовались октаэдрические кристаллы оливково-зеленого цвета, зональный кристалл лимонно-желтого цвета и кристалл пирохлора с включением галенита. Результаты анализов (табл.1) показывают, что химический состав пирохлора довольно изменчив. Например, состав и соотношение катионов в группе В стабильны при резком преобладании ниобия и очень низких концентрациях тантала. В подчиненном количестве содержится титан, железо, цирконий. Во внутренней зоне кристалла пирохлора, ядром

Таблица 1

Химический состав пирохлора
из полевошпатовых метасоматитов, масс.%

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Na_2O	8,41	7,94	8,27	0,18	6,3	1,65	6,13	7,40	0,86	5,61
K_2O	0,06	0,03	0,07	0,15	0,11	0,12	–	0,05	0,14	0,1
CaO	14,44	7,83	12,55	4,22	8,10	8,62	11,02	13,40	6,90	11,87
SrO	0,56	0,31	0,55	0,95	6,89	5,51	0,84	0,6	4,68	1,76
BaO	0,03	0,07	0,43	0,60	1,64	1,89	0,1	–	2,62	0,32
PbO	0,29	0,26	0,03	2,46	–	–	–	–	–	–
La_2O_3	0,22	0,15	0,23	0,25	0,40	0,49	0,40	0,17	0,19	0,13
Ce_2O_3	0,42	0,2	0,64	0,47	0,78	0,64	1,08	0,45	0,41	0,40
ThO_2	1,08	1,36	2,37	2,16	1,54	2,13	1,92	1,27	2,45	1,89
UO_3	–	0,56	–	–	0,19	–	–	–	0,8	0,57
TiO_2	2,21	1,91	1,01	2,13	1,71	2,12	2,12	2,76	1,75	1,26
Nb_2O_5	69,31	71,86	71,41	58,58	61,35	54,73	69,59	68,13	54,36	69,87
Ta_2O_5	0,07	0,09	0,1	0,14	0,12	0,17	0,08	0,07	0,08	0,09
Fe_2O_3	0,17	0,91	0,51	19,45	2,42	2,88	0,07	0,18	3,06	0,87
ZrO_2	–	–	–	–	2,39	1,71	–	–	1,74	0,50
SiO_2	1,74	0,91	0,08	3,88	3,03	3,47	0,22	1,02	4,24	1,20
P_2O_5	0,15	0,22	–	–	0,12	0,05	–	0,17	–	–
Сумма	99,16	94,61	98,15	95,62	97,09	86,18	93,57	95,67	84,28	96,44

Окончание табл.1

Компоненты		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Количество катионов, рассчитанных на 6,5 атомов кислорода при условии B=2											
A	Na	0,99	0,9	0,95	0,016	0,76	0,2	0,72	0,85	0,11	0,65
	K	0,005	0,002	0,005	0,009	0,009	0,01	–	0,004	0,01	0,008
	Ca	0,93	0,48	0,8	0,21	0,54	0,63	0,71	0,85	0,51	0,78
	Sr	0,02	0,01	0,019	0,026	0,25	0,22	0,03	0,02	0,19	0,06
	Ba	0,001	0,001	0,01	0,01	0,04	0,05	0,002	–	0,07	0,007
	Pb	0,004	0,004	–	0,03	–	–	–	–	–	–
	La	0,004	0,003	0,005	0,004	0,009	0,01	0,009	0,004	0,005	0,003
	Ce	0,01	0,004	0,014	0,008	0,018	0,02	0,02	0,01	0,01	0,009
	Th	0,15	0,02	0,03	0,023	0,02	0,03	0,03	0,017	0,04	0,03
	U	–	0,007	–	–	0,003	–	–	–	0,012	0,008
Сумма		1,98	1,43	1,83	0,34	1,65	1,17	1,52	1,75	0,96	1,53
B	Ti	0,1	0,08	0,05	0,07	0,08	0,1	0,09	0,13	0,09	0,056
	Nb	1,89	1,88	1,93	1,24	1,73	1,68	1,9	1,86	1,69	1,89
	Ta	0,001	0,001	0,001	0,01	0,001	0,001	0,001	0,001	0,003	0,001
	Fe	0,01	0,04	0,02	0,68	0,11	0,15	0,01	0,008	0,16	0,038
	Zr	–	–	–	–	0,07	0,06	–	–	0,06	0,014

Примечание. 2,4,7 – центральные части октаэдрических кристаллов; 1,3,5,6 – регенерационные каемки прозрачного пирохлора; 8-10 – зональный кристалл пирохлора лимонно-желтого цвета. При расчете количества катионов кремний и фосфор не учитывались.

Таблица 1

Химический состав пирохлора
из полевошпатовых метасоматитов, масс.%

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Na_2O	8,41	7,94	8,27	0,18	6,3	1,65	6,13	7,40	0,86	5,61
K_2O	0,06	0,03	0,07	0,15	0,11	0,12	–	0,05	0,14	0,1
CaO	14,44	7,83	12,55	4,22	8,10	8,62	11,02	13,40	6,90	11,87
SrO	0,56	0,31	0,55	0,95	6,89	5,51	0,84	0,6	4,68	1,76
BaO	0,03	0,07	0,43	0,60	1,64	1,89	0,1	–	2,62	0,32
PbO	0,29	0,26	0,03	2,46	–	–	–	–	–	–
La_2O_3	0,22	0,15	0,23	0,25	0,40	0,49	0,40	0,17	0,19	0,13
Ce_2O_3	0,42	0,2	0,64	0,47	0,78	0,64	1,08	0,45	0,41	0,40
ThO_2	1,08	1,36	2,37	2,16	1,54	2,13	1,92	1,27	2,45	1,89
UO_3	–	0,56	–	–	0,19	–	–	–	0,8	0,57
TiO_2	2,21	1,91	1,01	2,13	1,71	2,12	2,12	2,76	1,75	1,26
Nb_2O_5	69,31	71,86	71,41	58,58	61,35	54,73	69,59	68,13	54,36	69,87
Ta_2O_5	0,07	0,09	0,1	0,14	0,12	0,17	0,08	0,07	0,08	0,09
Fe_2O_3	0,17	0,91	0,51	19,45	2,42	2,88	0,07	0,18	3,06	0,87
ZrO_2	–	–	–	–	2,39	1,71	–	–	1,74	0,50
SiO_2	1,74	0,91	0,08	3,88	3,03	3,47	0,22	1,02	4,24	1,20
P_2O_5	0,15	0,22	–	–	0,12	0,05	–	0,17	–	–
Сумма	99,16	94,61	98,15	95,62	97,09	86,18	93,57	95,67	84,28	96,44

Окончание табл.1

Компоненты		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Количество катионов, рассчитанных на 6,5 атомов кислорода при условии B=2											
A	Na	0,99	0,9	0,95	0,016	0,76	0,2	0,72	0,85	0,11	0,65
	K	0,005	0,002	0,005	0,009	0,009	0,01	–	0,004	0,01	0,008
	Ca	0,93	0,48	0,8	0,21	0,54	0,63	0,71	0,85	0,51	0,78
	Sr	0,02	0,01	0,019	0,026	0,25	0,22	0,03	0,02	0,19	0,06
	Ba	0,001	0,001	0,01	0,01	0,04	0,05	0,002	–	0,07	0,007
	Pb	0,004	0,004	–	0,03	–	–	–	–	–	–
	La	0,004	0,003	0,005	0,004	0,009	0,01	0,009	0,004	0,005	0,003
	Ce	0,01	0,004	0,014	0,008	0,018	0,02	0,02	0,01	0,01	0,009
	Th	0,15	0,02	0,03	0,023	0,02	0,03	0,03	0,017	0,04	0,03
	U	–	0,007	–	–	0,003	–	–	–	0,012	0,008
Сумма		1,98	1,43	1,83	0,34	1,65	1,17	1,52	1,75	0,96	1,53
B	Ti	0,1	0,08	0,05	0,07	0,08	0,1	0,09	0,13	0,09	0,056
	Nb	1,89	1,88	1,93	1,24	1,73	1,68	1,9	1,86	1,69	1,89
	Ta	0,001	0,001	0,001	0,01	0,001	0,001	0,001	0,001	0,003	0,001
	Fe	0,01	0,04	0,02	0,68	0,11	0,15	0,01	0,008	0,16	0,038
	Zr	–	–	–	–	0,07	0,06	–	–	0,06	0,014

Примечание. 2,4,7 – центральные части октаэдрических кристаллов; 1,3,5,6 – регенерационные каемки прозрачного пирохлора; 8–10 – зональный кристалл пирохлора лимонно-желтого цвета. При расчете количества катионов кремний и фосфор не учитывались.

которого является галенит, установлено высокое содержание железа (19,45% при пересчете на Fe_2O_3). Позиция его неясна, и расчет с допущением, что железо входит в группу катионов B, показывает очень низкое значение катионов группы A (0,34). Состав катионов группы A менее стабилен: первые позиции занимают Na и Ca, лишь в ненасыщенных разностях пирохлора натрий уступает стронцию. Полнота насыщения очень изменчива и колеблется от практически полного насыщения (A=1,98) до резкого дефицита (A=0,34). Отчетливее выражен дефицит катионов группы A во внутренних зонах кристаллов пирохлора. По сравнению с нормативным здесь снижается содержание Na и Ca, которое компенсируется присутствием элементов-примесей, %: Sr до 6,9, Pb до 2,5, Ba до 1,9, Th до 2,16. Менее значительные пределы колебания катионов группы A и более полное их насыщение характерны для прозрачного пирохлора, образующего регенерационные каемки вокруг кристаллов. Однако встречаются участки, вероятно, гидратированного пирохлора (A= 1,17) с общей суммой катионов 86,18%. Согласно классификации [1], внутренние зоны пирохлора относятся к ряду дефектных и сильно дефектных кристаллов, периферические части кристаллов (регенерированный пирохлор) - к ряду насыщенных и слабо дефектных разновидностей.

Зональный кристалл пирохлора лимонно-желтого цвета характеризуется неоднородностью химического состава. Анализировались центральная, средняя и периферическая части кристалла. Кривые содержания элементов, записанные по профилю кристалла, показывают значительные колебания содержаний минералообразующих элементов пирохлора и элементов-примесей (рис.1). Наиболее контрастны в распределении катионы группы A. Взаимосвязь между содержаниями основных катионов этой группы и примесей выражается в том, что минимальным концентрациям Ca, Na, Nb соответствуют максимумы Fe, Sr, Ba, Si.

Степень насыщения разных частей кристалла катионами группы A изменчива. Максимальное насыщение свойственно периферическим частям кристалла (A=1,75), пониженное - центральным и средним частям (0,94 и 1,53). Дефицит основных катионов группы A (чаще натрия) восполняется главным образом элементами-примесями: стронцием, барием, торием, а также ураном.

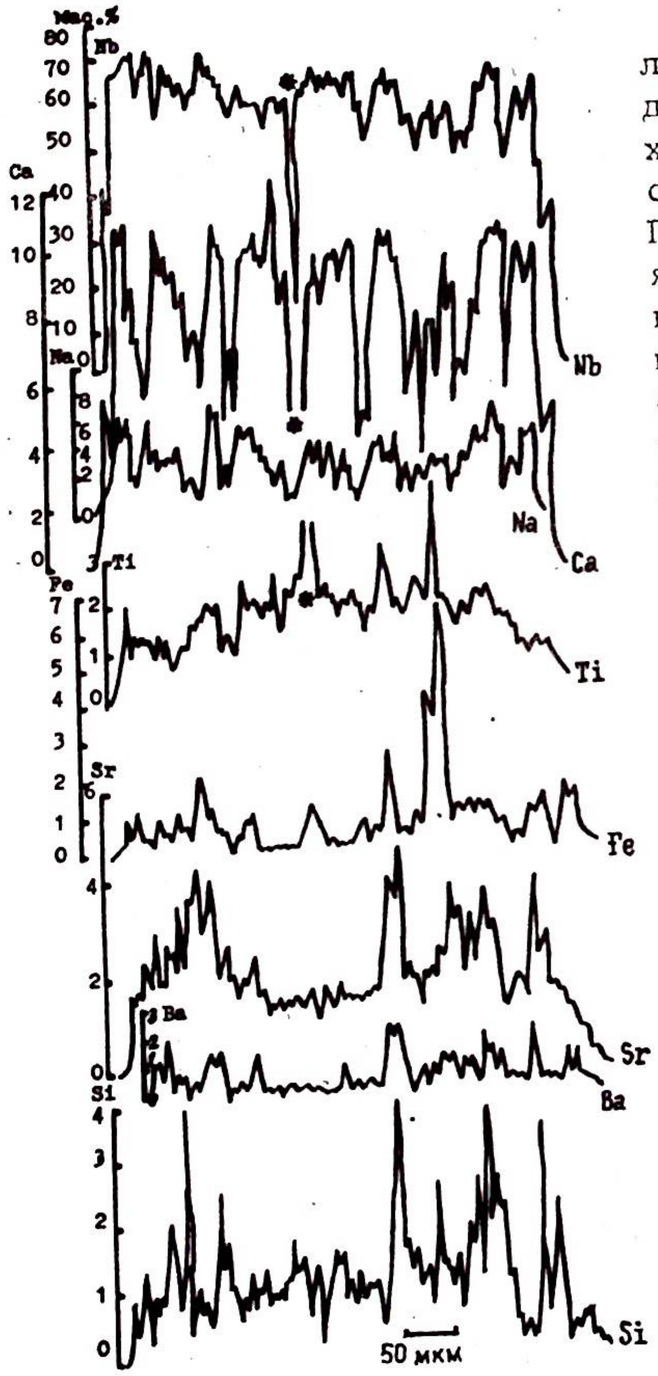


Рис.1. Концентрационные кривые содержания отдельных компонентов в зональном кристалле пирохлора. Звездочкой обозначены включения ильменорутила.

Дифрактограммы непрокаленных образцов пирохлора дают пики, характерные для хорошо окристаллизовавшихся минералов этой группы. Параметр элементарной ячейки в связи с изоморфными замещениями кальция и натрия барием, стронцием, свинцом, торием, редкими землями несколько увеличен и составляет 10,488 Å (табл.2).

В бокситоносной коре выветривания пирохлор встречается в прожилковой и вкрапленной формах. Мощность прожилок колеблется от долей до первых миллиметров. Отмечены гнездовидные раздувы жил, содержащих пирохлор. Иногда он встречается в виде гнезд, равномерно рассеяных в определенных прослоях породы. Характерна его ассоциация с выветрелыми сульфидами, наследуемая от материнских пород. ~~Наблюдаются крупные псевдоморфозы гематита по выветрелому пирохлору.~~ Присутствие пирохлора обнаруживается по наличию в породе четко выделяющихся зон осветления светло-желтого, розовато-желтого цвета на буром фоне вмещающих пород.

Выветривание полевошпатовых метасоматитов приводит к существенным механическим и химическим изменениям пирохлора. В выветрелых породах цвет пирохлора ярко-желтый,

Таблица 2

Межплоскостные расстояния
и параметры элементарной ячейки пирохлоров

Пирохлор неизмененный		Пирохлор из кор выветривания		hkl
I/I_1	d,Å	I/I_1	d,Å	
50	6,06	40	6,08	111
30	3,14	30	3,17	311
100	3,03	100	3,05	222
20	2,63	30	2,63	400
–	–	5	2,421	331
5	2,12	5	2,150	422
15	2,02	10	2,030	511,333
65	1,849	50	1,856	440
10	1,78	10	1,78	531
5	1,602	1	1,606	533
50	1,575	60	1,580	622
10	1,518	10	1,520	444
10	1,46	10	1,472	711,551
10	1,316	5	1,318	800
10	1,370	5	1,372	731,553
3	1,241	2	1,245	822,660
30	1,205	15	1,210	662
25	1,176	15	1,180	840
30	1,070	15	1,075	844

a = 10,488 Å a = 10,539 Å

Условия съемки: ДРОН – 2,5; CuKα , 30 кв, 15 мА.
Аналитик Л.А.Янулова.

желтый, реже белый, агрегаты зернистые, часто с фрагментами и целыми октаэдрическими кристаллами. Зональность кристаллов пирохлора, подчеркнутая выделениями гидроокислов железа, проявляется более четко. Иногда наблюдаются округлые агрегаты размером до 2 мм с четко выраженной внутренней зоной, сложенной пирохлором белого цвета совместно с ильменорутилом, и внешней зоной, образованной выветрелым пирохлором желтого цвета.

Агрегаты пирохлора очень хрупкие, рассыпаются в порошок при незначительном механическом воздействии. Морфологические особенности выветрелого пирохлора изучались под растровым электронным микроскопом (оператор В.И.Филиппов). Результаты исследований представлены в серии фотографий (рис.2). Анализ растровых картин агрегатов пирохлора показывает, что разрушение кристаллов пирохлора происходит в основном вдоль отдельности по грани (111). Это выражается в последовательном отслаивании зон роста от периферии к центру (рис. 2 а,б). Более интенсивно растворяются кристаллы пирохлора в ассоциации их с сульфидами (в). Кристаллы становятся кавернозными, пористыми, с чрезвычайно низкой механической прочностью. Крупные агрегаты пирохлора разрушаются наиболее интенсивно. В ядре пирохлор не имеет видимых механических изменений (г), в периферической части (д) происходит отслаивание по зонам роста, обнажение внутренних зон, растворение отдельных поверхностей, возникновение сети трещин (е). Встречаются кристаллы пирохлора, разрушенные изнутри при достаточно хорошо сохранившейся оторочке.

Изучение химического состава выветрелого пирохлора проведено на зональном кристалле (табл.3). Получены растровые картины в отраженных электронах и характеристическом излучении Nb, Pb, Ca (рис.3). Поведение пирохлора под зондом неустойчивое, что вызвано его большой гидратированностью. Об этом свидетельствуют и данные анализа: сумма оксидов составила лишь 84,6%. Для выяснения форм воды в выветрелом пирохлоре были сняты ИК-спектры на спектрометре фирмы Lasco DS-7016 (аналитик Л.Л.Ширяева). Анализ ИК-спектров показывает присутствие воды в виде гидроксила. Область валентных колебаний гидроксила характеризуется двумя малоинтенсивными широкими полосами поглощения (3645 и 3620 $см^{-1}$). В области деформационных колебаний гидроксила наблюдается размытая малоинтенсивная полоса поглощения в интервале 1600–1650 $см^{-1}$.

Ближе к центру кристалла гидратированность пирохлора заметно меньше. По насыщению катионами формульной позиции A (1,57-1,85) изученный пирохлор относится к насыщенным и слабодефектным разновидностям.

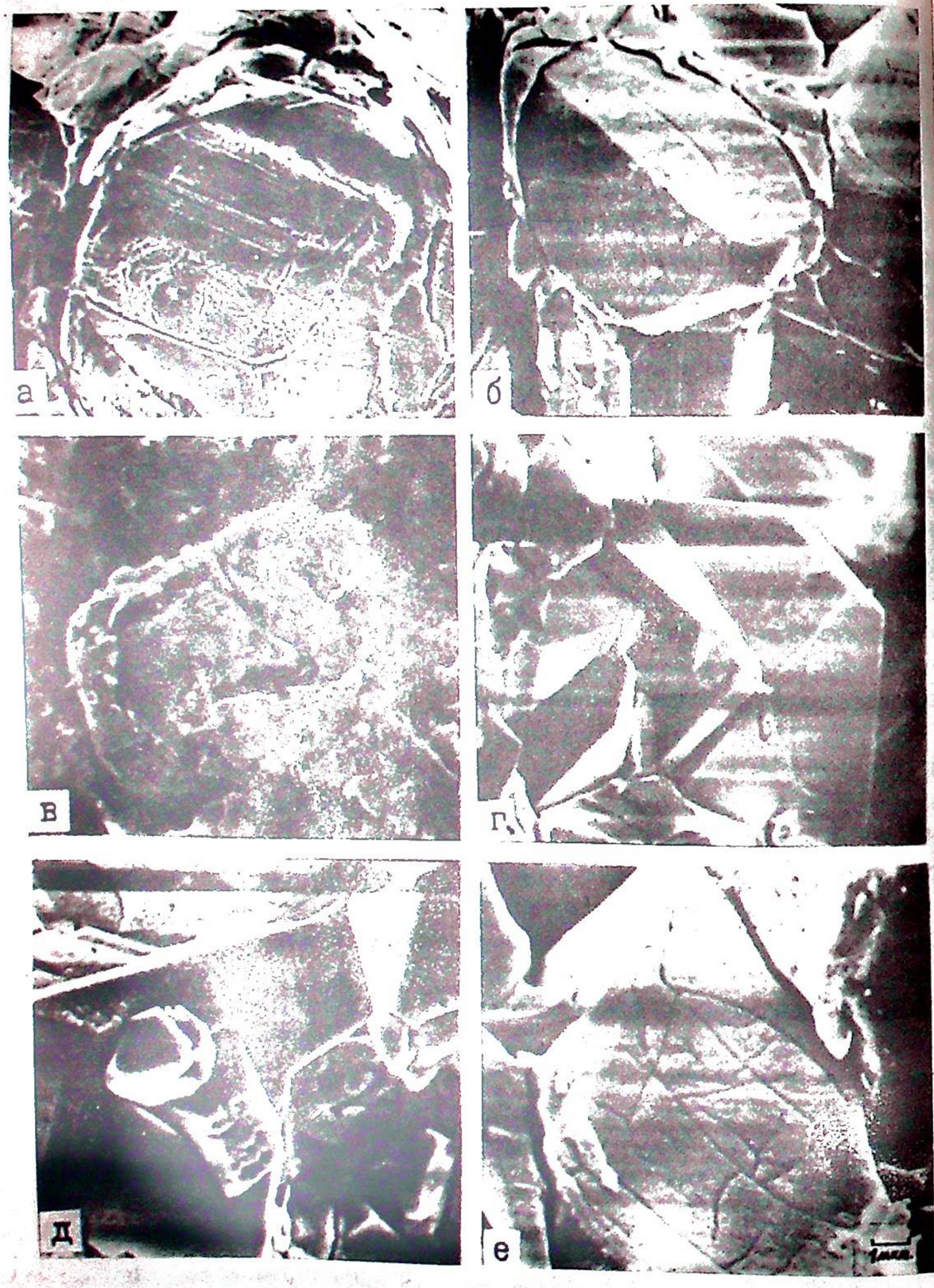


Рис. 2. Морфологические изменения пирохлора в процессе выветривания. Увел.: а - 2000^{x}; б,в,г - 3000^{x}; д - 5000^{x}; е - 7000^{x}. Пояснения в тексте.

Таблица 3

Химический состав зонального пирохлора из бокситоносной коры выветривания полевошпатовых метасоматитов

Компоненты	Центр.часть кристалла		Периферич.часть кристалла	
	масс.%	$К_к$	масс.%	$К_к$
Na_2O	2,03	0,21	0,15	0,03
K_2O	0,1	0,001	0,04	0,005
CaO	9,11	0,77	3,88	0,42
SrO	1,3	0,06	2,41	0,14
BaO	0,24	0,007	3,75	0,25
PbO	25,12	0,53	25,98	0,70
A La_2O_3	0,06	0,001	0,29	0,01
Ce_2O_3	1,04	0,03	0,56	0,03
ThO_2	1,24	0,02	4,09	0,08
UO_3	0,38	0,006	0,97	0,02
TiO_2	2,12	0,13	1,89	0,14
Nb_2O_5	51,89	1,85	33,54	1,51
B Ta_2O_5	0,1	0,003	0,09	0,002
Fe_2O_3	0,29	0,017	4,38	0,33
SiO_2	0,26		2,54	
Сумма	95,28		84,56	

Примечание. $К_к$ - количество катионов, рассчитанных на 6,5 атомов кислорода при условии B=2. Кремнезем в расчете не учитывался.

Химические изменения пирохлора заключаются в выносе катионов Ca, Na и заполнением формульной позиции A катионами свинца. По сравнению с неизмененным пирохло-

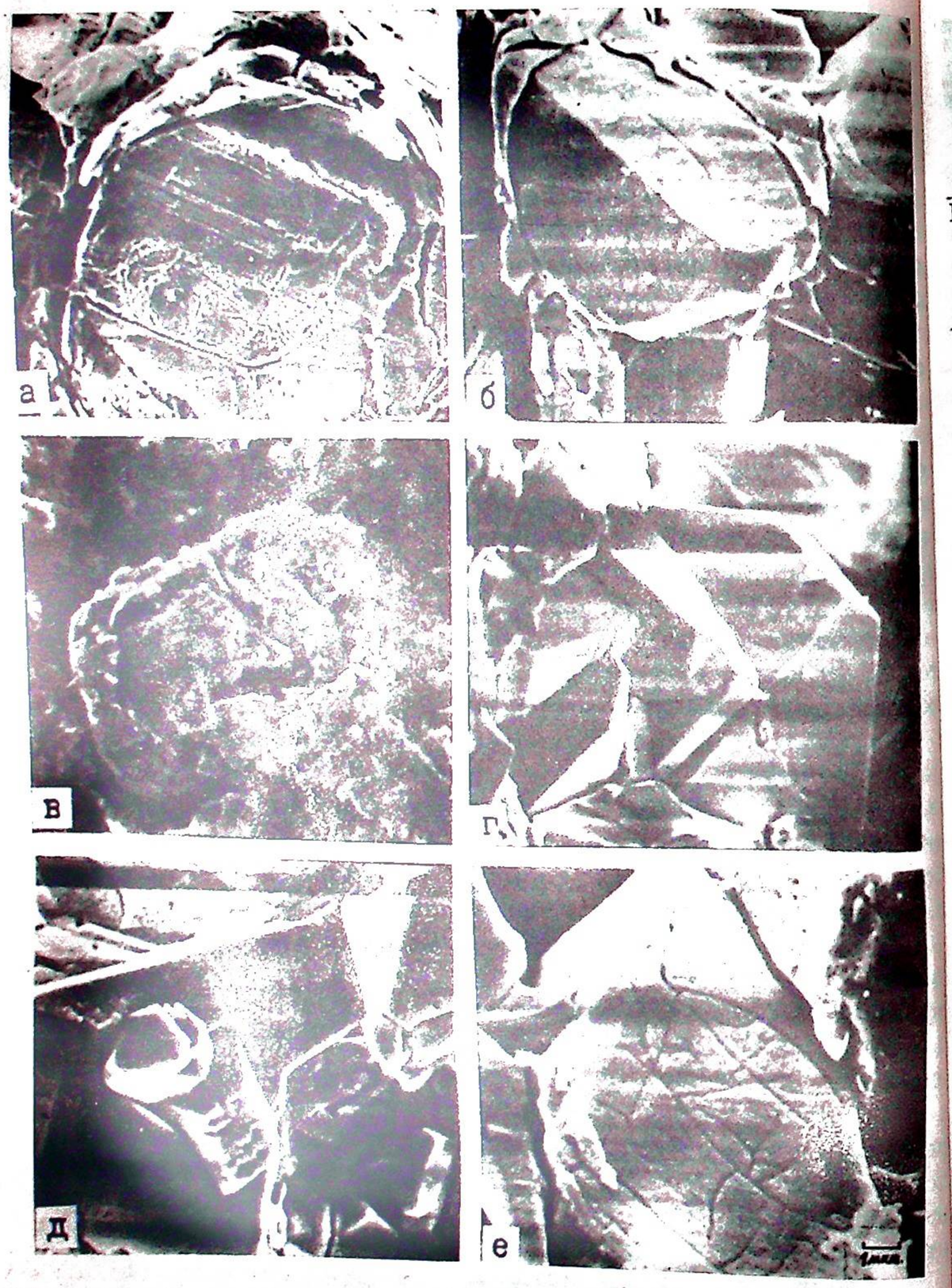


Рис. 2. Морфологические изменения пирохлора в процессе выветривания. Увел.: а - 2000^x; б,в,г - 3000^x; д - 5000^x; е - 7000^x. Пояснения в тексте.

Таблица 3

Химический состав зонального пирохлора из бокситоносной коры выветривания полевошпатовых метасоматитов

Компоненты		Центр.часть кристалла		Периферич.часть кристалла	
		масс.%	$K_к$	масс.%	$K_к$
A	Na_2O	2,03	0,21	0,15	0,03
	K_2O	0,1	0,001	0,04	0,005
	CaO	9,11	0,77	3,88	0,42
	SrO	1,3	0,06	2,41	0,14
	BaO	0,24	0,007	3,75	0,25
	PbO	25,12	0,53	25,98	0,70
	La_2O_3	0,06	0,001	0,29	0,01
	Ce_2O_3	1,04	0,03	0,56	0,03
	ThO_2	1,24	0,02	4,09	0,08
	UO_3	0,38	0,006	0,97	0,02
	TiO_2	2,12	0,13	1,89	0,14
B	Nb_2O_5	51,89	1,85	33,54	1,51
	Ta_2O_5	0,1	0,003	0,09	0,002
	Fe_2O_3	0,29	0,017	4,38	0,33
	SiO_2	0,26		2,54	
Сумма		95,28		84,56	

Примечание. $K_к$ - количество катионов, рассчитанных на 6,5 атомов кислорода при условии B=2. Кремнезем в расчете не учитывался.

Химические изменения пирохлора заключаются в выносе катионов Ca, Na и заполнением формульной позиции A катионами свинца. По сравнению с неизмененным пирохло-

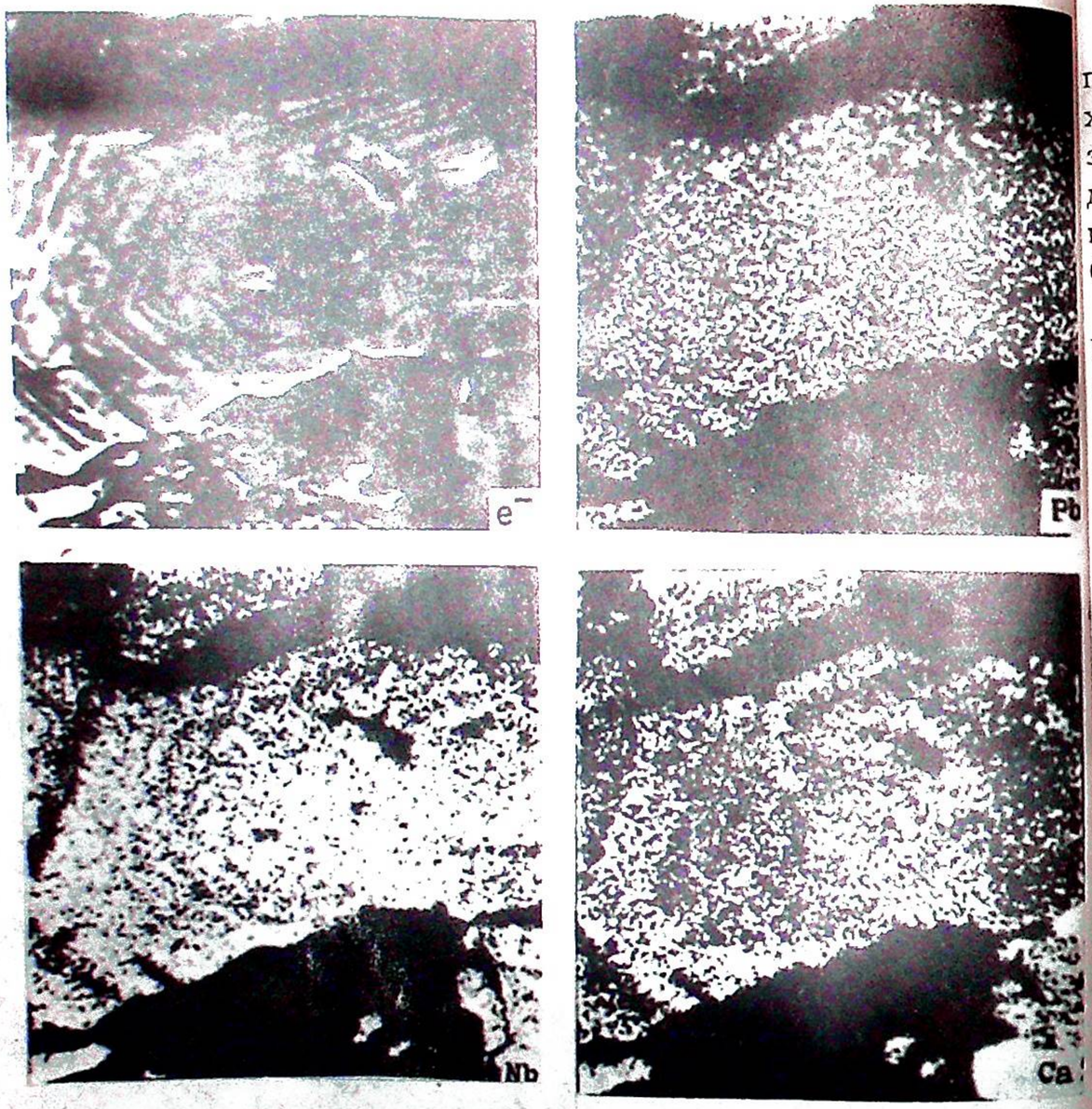


Рис. 3. Растровые картины зонального кристалла пирохлора из глинистой части коры выветривания в отраженных электронах (e^-) и характеристическом излучении Nb, Pb, Ca.

ром в выветрелых разностях повышается содержание урана и тория. Ведущее положение катионов свинца среди катионов группы А позволяет классифицировать исследуемый минеральный вид как плюмбопирохлор.

По данным рентгенометрического анализа (табл.2) плюмбопирохлор по сравнению с неизмененным пирохлором характеризуется более высокими значениями параметра элементарной ячейки (а = 10,539 Å). Это вызвано вхождением в структуру пирохлора катионов свинца, которые имеют значительно больший ионный радиус, чем катионы Ca и Na.

Растровые картины в характеристическом излучении Nb, Pb, Ca показывают, что основные компоненты распределены в пирохлоре достаточно равномерно и подчеркивают зональность кристалла. Они свидетельствуют также о том, что пирохлор не содержит посторонних минеральных фаз.

Плюмбопирохлор образуется в коре выветривания вследствие изменения обычного пирохлора. Этому способствует парагенезис пирохлора и сульфидов, в состав которых входит галенит.

Образование плюмбопирохлора в коре выветривания связано с ионообменными свойствами пирохлора и осуществляется, вероятно, в соответствии с процессом ионообменного декатионирования [6].

Спектральный анализ других образцов выветрелого пирохлора показывает в нем высокие концентрации не только свинца, но и бария. Парагенезис пирохлора с баритом допускает образование в коре выветривания метасоматитов барийсодержащего пирохлора. Возможно образование также и стронцийсодержащего пирохлора. Присутствие Sr-содержащих алюмофосфатов, алюмосульфофосфатов в коре выветривания и бокситах свидетельствует о высокой активности стронция в гипергенном процессе.

Таким образом, данные свидетельствуют о том, что состав пирохлора из полевошпатовых метасоматитов сравнительно переменный: в группе А доминируют катионы Ca и Na, которые замещаются катионами Ba, Sr, Pb, Th, TR; в группе В преобладают катионы Nb.

В составе измененного в латеритной коре выветривания пирохлора доминирующую роль в формульной позиции А занимает свинец, т.е. типоморфным минералом коры выветривания полевошпатовых метасоматитов является плюмбопирохлор.

Геохимическая специализация полевошпатовых метасоматитов, высокая активность стронция, бария в гиперген-

ном процессе, образование их собственных минералов является предпосылкой для образований других разновидностей пирохлора.

Авторы выражают благодарность сотруднику Института геологии А.И.Ледневу за выполнение микрозондового анализа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горжевская С.А., Сидоренко Г.А., Гинзбург А.И. Титано-тантало-ниобаты. - М.: Недра, 1974. - 344 с.

2. Лихачев В.В., Швецова И.В., Беляев В.В. Бокситоносная кора выветривания полевошпатовых метасоматитов на Среднем Тимане //Рудогенез на Тимане и севере Урала: Науч. тр. /АН СССР, Коми фил. Ин-т геологии. - Сыктывкар, 1981. - Вып. 37. - С.83-93.

3. Степаненко В.И., Лихачев В.В., Швецова И.В. Щелочной метасоматоз и ниобиевая минерализация в рифейских терригенно-карбонатных образованиях Тимана //Эндогенные комплексы Европейского Северо-Востока СССР: Науч. тр. / УрО АН СССР. Коми НЦ. Ин-т геологии. - Сыктывкар, 1988. - Вып. 65. - С.33-46.

4. Швецова И.В. Типоморфизм акцессорных минералов в Среднетиманских бокситах и их материнских породах // Типоморфизм и генетическая информативность минералов: Науч. тр. /АН СССР. Коми фил. Ин-т геологии. - Сыктывкар, 1979. - Вып.30. - С.86-94.

5. Швецова И.В., Лихачев В.В. Ниобиевая минерализация в бокситах и корах выветривания Среднего Тимана // Топоминералогия и минералы рудоносных регионов: Науч. тр. /АН СССР. Коми фил. Ин-т геологии. - Сыктывкар, 1984. - Вып. 45. - С.48-54.

6. Челищев Н.Ф., Марьина Н.А. О ионообменных свойствах пирохлора в надкритических условиях // ДАН СССР. - 1971. - Т. 197. № 3. - С. 682-685.

Труды Института геологии Коми научного центра УрО АН СССР

1989

Вып. 72

СТРОНЦИЕВЫЙ АЛЮМОСУЛЬФОФОСФАТ В БОКСИТОНОСНОЙ КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ ПОЛЕВОШПАТОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ НА СРЕДНЕМ ТИМАНЕ

И.В.Швецова, В.В.Лихачев, Л.Л.Ширяева

В структурной бокситоносной коре выветривания полевошпатовых метасоматитов на Среднем Тимане обнаружены алюмосульфофосфаты [2, 12]. Более распространены их стронциевые разновидности из ряда гойяцит-сванбергит. Эти минералы приурочены, как правило, к сильножелезистым разностям бокситов, к прослоям, обогащенным псевдоморфозами гематита по кристаллам сульфидов, и в меньшей степени - к нижним зонам коры выветривания.

Алюмосульфофосфаты образуют гнезда, прожилки, налеты, состоящие из тонкодисперсных агрегатов снежно-белого цвета. Мощность прожилков 1-10 мм. Характерны также псевдоморфозы алюмосульфофосфатов по таблитчатым кристаллам апатита и кубическим кристаллам пирита.

С помощью сканирующего электронного микроскопа проведено изучение строения агрегатов алюмосульфофосфатов. На снимке (рис.1) видно, что агрегаты сложены мелкими хорошо окристаллизованными индивидами размером 1-2 мкм. Кристаллики имеют ромбоэдрический габитус, но облик их искаженный, нередко псевдокубический.

Алюмосульфофосфаты исследовались комплексом физических методов, включающих рентгеноструктурный, термический, спектральный анализы и ИК-спектрометрию. Химическим методом изучены две пробы по навескам 0,2 г (табл.1).

На основе химического анализа рассчитан состав минерала, который соответствует формуле

$(Sr_{0,62}Ca_{0,23}TR_{0,08}Pb_{0,014})Al_{3,24}[(PO_4)_{1,41}(SO_4)_{0,36}](OH)_{6,59}$.

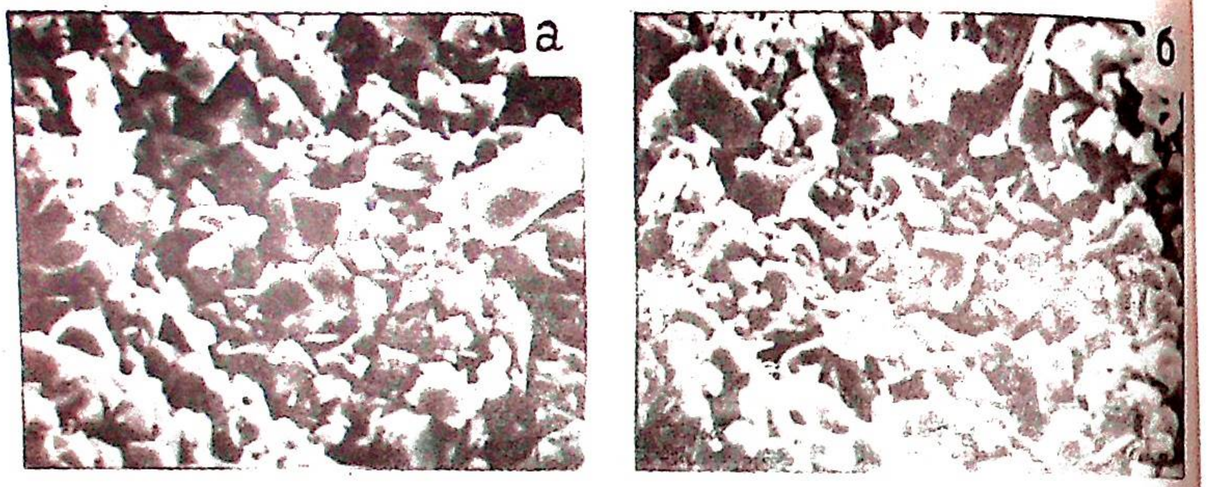


Рис.1. Псевдокубические кристаллы алюмосульфофосфата, обр. 10308. Увел.: а - 7 000, б - 5 000;MSM-5.

Расчет кристаллохимической формулы показал, что в анионной части фосфатный ион резко преобладает над сульфатным ионом. Соотношение содержаний фосфора и серы колеблется от 2,56 до 3,89. Согласно кристаллохимической формуле сванбергита $SrAl_3[PO_4][SO_4](OH)_6$, соотношение фосфатного и сульфатного анионов должно составлять 1:1. В конечном члене этого ряда минералов - гойяците $SrAl_3[PO_4][PO_3OH](OH)_6$ сульфатные анионы отсутствуют. По-видимому, исследуемый нами минерал занимает промежуточное положение в ряду сванбергит-гойяцит.

Из публикаций известно, что в случае уменьшения количества сульфатных анионов в структуре алюмосульфофосфатов имеет место компенсация заряда путем добавления трехвалентных катионов (церия и других редкоземельных элементов) и нескольких гидроксильных групп [15]. В пробе 10308 химическим анализом установлены примеси редких земель TR_2O_3 - 1,83%, CaO - 2,82%, PbO - 0,67%. По данным приближенно-количественного спектрального анализа, в алюмосульфофосфатах постоянно присутствуют редкие земли, свинец, барий в количестве 0,n% (табл.2).

Рентгеноструктурные исследования выполнены на приборе ДРОН-2 с антикатодом(аналитик Л.А.Янулова).Идентификация рентгенограмм проводилась по картотоке ASTM и рентгенометрическому определителю фосфатов [5]. Эталонные рентгенограммы сванбергита и гойяцита различаются слабо, что не позволяет однозначно определить их ми-

Таблица 1

Химический состав алюмосульфофосфатов,%

Оксид	Обр. 10308	Обр. 10219	№ 2 [15]	№ 5 [15]	$SrAl_3(PO_4)(SO_4)(OH)_6$
TiO_2	0.19	1.5	-	-	
Al_2O_3	35.54	38.38	34.43	34.37	33.13
Fe_2O_3		4.81	-	-	
FeO	2.10	0.49	-	-	
MnO	0.05	0.07	-	-	
MgO	0.03	0.54	-	-	
CaO	2.82	1.62	3.74	3.08	
Na_2O	Сл.	Не обн.	-	-	
K_2O	Сл.	-"-	-	0.21	
H_2O^-	0.47	Не опр.	-	-	
H_2O^+	Не опр.	-"-	12.80	12.30	11.71
P_2O_5	21.54	16.8	22.25	17.06	15.38
SrO	13.74	14.32	15.79	15.24	22.44
SO_3	6.25	7.4	11.08	16.63	17.34
TR_2O_3	1.83	Не опр.	-	-	
CO_2	0.11	0.18	-	-	
PbO	0.60	Не опр.	-	-	
ппп	21.57	21.27	-	-	
Сумма с ппп	100.48	99.8	100.38	99.53	100.00

Примечание. Химические анализы образцов 10308,10219 сделаны в Институте геологии Коми науч. центра УрО АН СССР (аналитики Л.М.Бер, Р.Г.Малыхина).

неральную фазу. Анализ полученных рентгенограмм подтвердил, что исследуемые минералы принадлежат к группе сванбергит-гойяцит (табл.3). Параметры элементарной ячейки,

Таблица 2

Результаты спектрального анализа алюмосульфофосфатов, %

Элемент	10219	10308	2043	2045/13	3670
Be	0,0008	0.006	0.006	0.001	0.0004
Sc	–	0.002	0.006	0.004	0.001
P	n	n	n	n	n
Mn	0,2	0,1	0,2	0,04	0,07
Pb	0,1	0,3	0,6	0,01	0,01
Ga	0,001	0,003	0,004	0,001	0.0008
V	0,001	0,01	0,04	0,001	–
Cu	0,02	0,005	0,02	0,0007	0,001
Cd	–	–	0,001	–	0,08
Ag	сл.	–	0,001	–	–
Zn	0,008	–	0,1	–	–
Ti	0,1	0,3	0,2	0,03	0,06
Co	0,008	–	0,004	–	–
Ni	0,009	–	0,003	–	–
Zr	0,04	0,02	0,01	0,006	0,006
Sr	n	n	n	n	n
Ba	0,2	0,4	0,1	0,1	0,1
Y	0,01	0,08	0,03	0,05	0,006
La	0,05	0,n	0,1	0,n	0,05
Ce	–	0,n	1,0	n	0,n
Gd	–	–	0,1	–	–
Ib	–	–	0,003	–	–

Примечание. Анализы сделаны в Институте геологии Коми науч.центра УрО АН СССР, аналитик К.А.Чупрова.

Таблица 3

Межплоскостные расстояния (d), относительные интенсивности (I), индексы отражений (hkl), параметры решетки в сравнении со справочными данными сванбергита и гойяцита [5]

Образец 10308 a_o=6.97, c_o=16.48Å			Сванбергит a_o=6.96, c_o=16.8Å			Гойяцит a_o=6.982, c_o=16.5Å		
I	d	hkl	I	d	hkl	I	d	hkl
90	5.702	101	8	5.73	101	Очень слабая	5.71	101
6	4.874	102	3	4.96	012			
90	3.498	110	8	3.51	110	–"–	3.50	110
6	3.404	104						
100	2.951	021	100	2.97	021	Очень, очень слабая	2.95	113
13	2.840	203						
22	2.748	006	4	2.77	006	Слабая широкая	2.75	006
15	2.439	122	4	2.47	122	Слабая	2.443	024
10	2.266							
15	2.231		10	2.22	116			
80	2.198	122	4	2.02	300	Очень слабая	2.204	107
8	2.160	107	8	1.91	303			
8	2.000	030	8	1.75	220			
65	1.895	303				Слабая, средней силы	1.893	033
45	1.748	220	3	1.71		Средней силы	1.745	222
7	1.669	223						
17	1.642	036	4	1.64	306			
20	1.624	1010						
10	1.590		3	1.60	128			
15	1.498	042						
14	1.488	226	4	1.49	042			
25	1.475	0111	4	1.46				
36	1.447	042	6	1.45				

рассчитанные для образца 10308, составляют (Å) : a - 6,97; c - 16,48. Они в большей степени соответствуют гойяциту (a - 6,98; c - 16,5Å), чем сванбергиту (a - 6,992; c - 16,567Å [13].

ИК-спектры изучаемых минералов были записаны в области 400-4000 $см^{-1}$ на приборе UR-20 (рис.2). Образ-

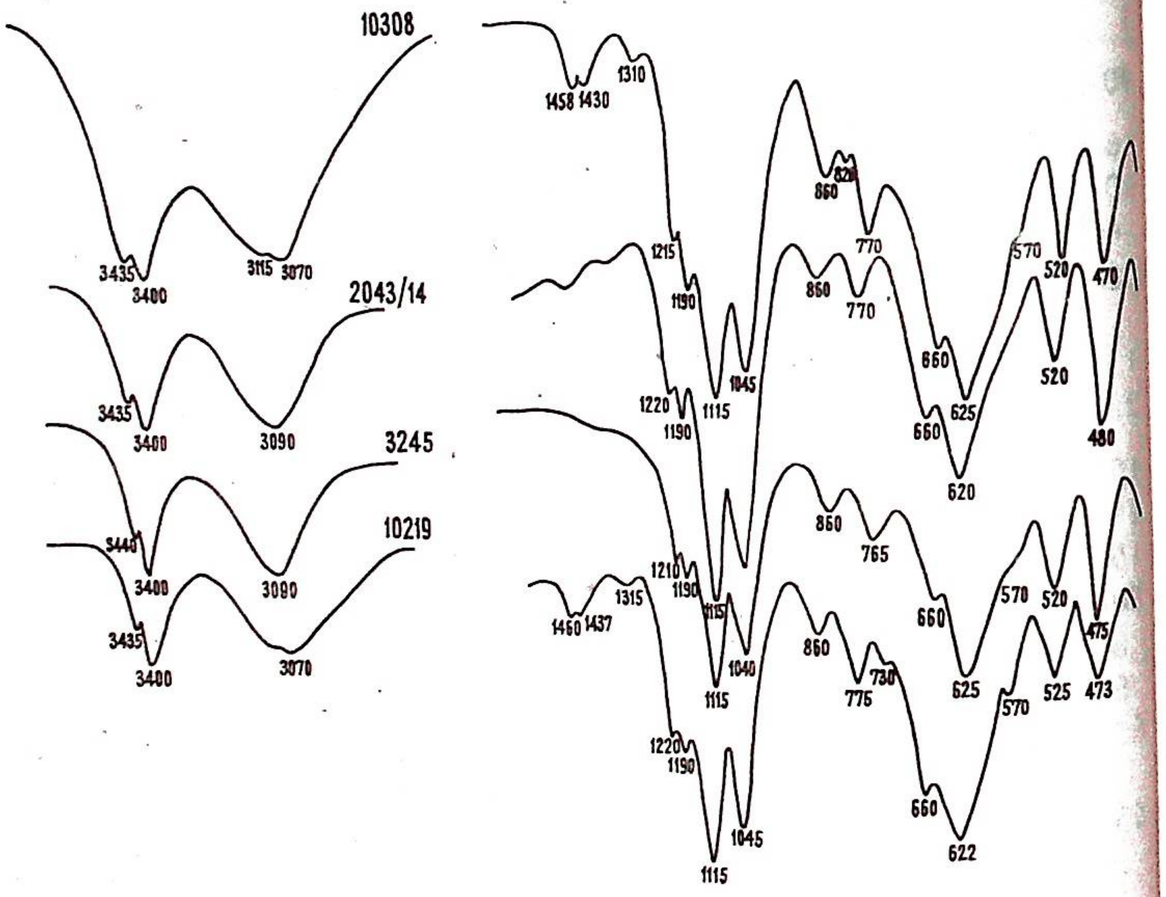


Рис 2. ИК-спектры алюмосульфофосфатов в области 400-4000 $см^{-1}$.

цы готовились методом прессования со спектрально чистым KBr в соотношении 1,5 мг исследуемого вещества и 800 мг KBr. Спектры образцов 10308 и 10219 сняты в криостате при температуре жидкого азота. В области валентных колебаний OH наблюдаются четыре по-

лосы поглощения: 3435, 3400, 3115, 3070 $см^{-1}$. В спектрах, снятых при комнатной температуре, две последние полосы плохо расщепляются и сливаются в одну с общим максимумом 3090 $см^{-1}$. Это свидетельствует о том, что в минерале имеется четыре типа связи OH, попарно немного отличающиеся друг от друга. Область 1000-1350 $см^{-1}$ относится к валентным колебаниям тетраэдров $[PO_4]^{3-}$ и $[SO_4]^{2-}$. Здесь хорошо проявляются четыре интенсивные полосы поглощения 1220, 1090, 1115, 1040 $см^{-1}$, причем интенсивность первых двух почти в два раза меньше (рис.2).

Согласно А.Пабсту [14], в сванбергите существуют два вида связей серы и фосфора с кислородом $(S,P)-O_2 = 1,493$ и $(S,P)-O_1 = 1,488$ [13], то есть каждый тетраэдр в решетке должен отражать на ИК-спектре по две связи. Поскольку различаются тетраэдры двух видов, полос колебаний в этой области должно быть четыре, что и подтверждает ИК-спектроскопия. В области 400-800 $см^{-1}$ проявляются деформационные симметричные и асимметричные колебания тетраэдров $[PO_4]^{3-}$ и $[SO_4]^{2-}$. Идентификация полос поглощения в этой области не проведена. Полосы 1460, 1437, 820, 730 $см^{-1}$ принадлежат карбонату. ИК-спектры наших образцов сравнивались с ИК-спектрами сванбергита, гойяцита, вудхаузеита, гинсдалита из работ С.В.Геворкян [6,7]. Полученные нами ИК-спектры алюмосульфофосфатов более отвечают сванбергиту.

Методом термического анализа изучался обр. 10219 (навеска 200 мг в керамическом тигле при скорости нагревания 10 град/мин). Дериватограмма образца (рис. 3) отличается от дериватограммы сванбергита, представленной в справочнике [11]. На дериватограмме обр. 10219 наблюдаются два эндоэффекта (550, 615 °C), сдвинутые в область низких температур по сравнению с данными справочника, и экзоэффект при 905 °C. Два ступенчатых эндотермических эффекта при 550 и 615 °C сопровождаются непрерывной потерей веса, которая составляет 13%. Это хорошо коррелируется с содержанием кристаллизационной воды в образце (12,7%). Следующая заметная потеря веса (4,5%) происходит после 940 °C. Это свидетельствует о структурной перестройке исследуемого минерала с высвобождением SO_2.

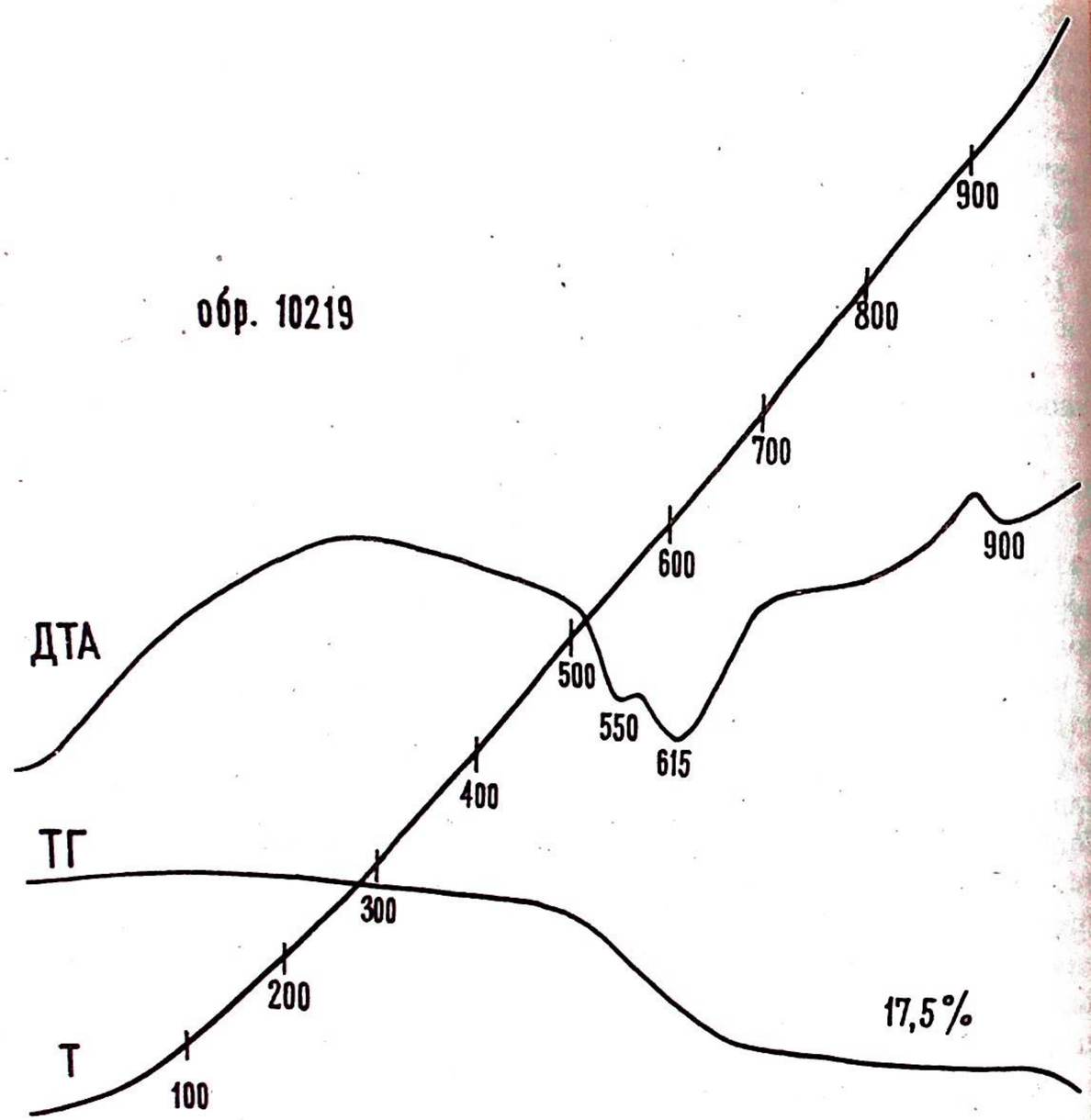


Рис.3. Термограмма алюмосульфофосфата, обр. 10219.

На основании изложенного мы относим исследуемый минерал к группе сванбергит-гойяцит. Особенностью его химического состава является наличие примеси кальция, редких земель и свинца.

Стронциевые алюмосульфофосфаты известны в бокситах многих месторождений [2, 4, 8-10]. Они отличаются переменным химическим составом, вследствие чего отдельные исследователи рассматривают их в каждом месторождении как самостоятельные минералы [3].

Возникновение стронциевых алюмосульфофосфатов в бокситоносной коре выветривания связано с выветриванием полевошпатовых метасоматитов. Особенности их химического состава определяются минералогическим составом бокситоматеринских пород.

Необходимые для образования алюмосульфофосфатов компоненты были мобилизованы при растворении минералов полевошпатовых метасоматитов. Источником стронция стали породообразущие карбонаты и полевые шпаты. Минимальное его количество установлено в плагиоклазах (8 г/т) и калишпатах (25 г/т), максимальное - в карбонатах (100-3000 г/т). Последние слагают до 80% пород субстрата. Стронций содержится также в акцессорных минералах - барите и баритоцелестине. Фосфор поступал из карбонат-фторапатита, интенсивное растворение которого происходило в зоне бокситов. Источником серы послужили сульфиды Fe, Cu, Zn, Pb, которые встречаются в субстрате в виде рассеянной вкрапленности или в прослоях с прожилково-вкрапленной минерализацией.

Выявленный стронциевый алюмосульфофосфат является основным минералом - носителем фосфора и стронция, концентратором кальция, редких земель, бария, свинца и цинка в бокситах, образованных по полевошпатовым метасоматитам.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алюмофосфаты в бокситах Среднего Тимана /С.Ю. Ясыченко, М.Н.Репина, Г.А.Сидоренко, Р.Н.Юдин //Литология и полезные ископаемые. - 1988. - № 4. - С.36-44.

2. Беляев В.В.,Лихачев В.В.,Щвецова И.В. Бокситоносная кора выветривания полевошпатовых метасоматитов на Среднем Тимане.-Сыктывкар, 1983. - 34 с. (Сер.препринтов "Науч. докл." /АН СССР. Коми фил.; Вып. 91).

3. Бенеславский С.И. Минералогия бокситов. - М., 1974. - 167 с.

4. Булгакова А.П. Эпигенетический сванбергит в коре выветривания Лебединского месторождения КМА // ЗВМО. - 1973. - Ч. 102, вып. 6. - С. 702-707.

5. Васильев Е.К.,Кашаева Г.М.,Ушаповская З.Ф. Рентгенометрический определитель минералов. - М.: Наука, 1974. - С. 59-61.

6. Геворкян С.В. Анализ колебаний анионов, активных в ИК-спектрах алунита и его структурных аналогов //Конституция и свойства минералов. - Киев: Наукова думка, 1978. - Вып. 12. - С. 54-61.

7. Геворкян С.В.,А.А.Петрунина, А.С.Поваренных. ИК-спектроскопическое и рентгенометрическое изучение минералов группы крандаллита //Конституция и свойства минералов. - Киев: Наукова думка, 1976. - Вып. 12.-С. 51-60.

8. Гладковский А.К., В.Н.Храмцов, Л.И.Меттих. Сванбергит из железных руд и бокситов КМА и Урала // Минералог. сб. Львовск. ун-та. - 1971. - Вып.3. - С. 270-273.

9. Макаров В.Н. Минералы из группы сванбергита в коре выветривания Яковлевского месторождения КМА //ЗВМО. - 1967. - Ч.96, вып. 3. - С. 342-345.

10. Проявление гипергенных сульфат-фосфатов группы алунита в бокситоносной пачке Ашугского участка Тимана / В.Н.Демина, Т.А.Зиборова, О.В.Кузьмина, М.В. Цветкова // Кора выветривания. - М., 1986. - Вып. 19. - С. 51.

11. Термический анализ минералов и горных пород. - Л.: Недра, 1974. - 96 с.

12. Швецова И.В. Сравнительная характеристика акцессорных минералов в бокситах Среднего Тимана // Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР: Науч.тр. / АН СССР. Коми фил. Ин-т геологии. - Сыктывкар, 1978. - Вып. 27. - С.65-68.

13. Kato T., Miura Y. The crystal struktures of jarosite and svanbergite //Mineral. Journ. - 1977. - V.8. - № 8. - P. 419-430.

14. Pabst A. Some computations on svanbergite, woodhouseite and alunite //Amer. Mineral. - 1947. - V. 32. - P. 16-30.

15. Stoffregen R.E., Alpers C.N. Woodhouseite and svanbergite in hydrothermal ore deposits: products of apatite destruction during advanced argillic alteration // The Canadian Miner. - 1987. - V.25, № 2. - P. 201-211.

Труды Института геологии Коми научного центра УрО АН СССР
№ 72
1989

ПОВЫШЕНИЕ ЭФФЕКТИВНОСТИ РАЗРАБОТКИ АГАТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТИМАНА

В.В.Рожкова, Б.А.Остащенко

Агатовая минерализация Тимана связана с покровами базальтов верхнего девона. Базальты распространены в приосевой части Тиманского кряжа и прослеживаются в меридиональном направлении до Ухтинского грабена [3]. Наиболее крупные месторождения Северного Тимана - Чайцынское,Иевское, Белореченское, Малочерноречeнское.

Первые упоминания об агатах, несмотря на длительные исследования Северного Тимана, встречаются в работах Л.Д.Берсудского, систематическое изучение агатоносности началось с 1955 г. [5-8, 13,14]. В результате этих исследований была доказана промышленная агатоносность базальтов на значительной территории Северного Тимана, и с 1977 г. началась промышленная разработка Чайцынского и Иевского, а затем и Малочерноречeнского месторождений.

Агатовая минерализация Среднего Тимана практически не изучалась. Выходы базальтов по рекам Нижней Сенке, Каменной Валсе, Мутной, Цильме описал В.А.Разницын [10], однако он упоминает лишь "встречающиеся друзы кварца и конические жеоды аметиста", а в миндалекаменных базальтах Цильмы (вблизи устья руч.Двойничного) "халцедон, выполняющий пустоты". К месторождениям Среднего Тимана, имеющим, вероятно, промышленное значение, следует отнести Нижнесенкинское (в среднем течении р.Нижней Сенки), Каменновалсинское (в верховьях р.Каменной Валсы) и Цильменское (выше устья р.Рудянки).

Агатовая минерализация Тимана представлена двумя морфологическими формами: секреционной и жильной. Жильная минерализация отмечается во всех разновидностях базальтовых покровов, но более развита в верхних. Жилы и прожилки имеют, как правило, агат-кварцевый, агат-

кварц-кальцитовый, агат-кварц-кальцит-баритовый состав и характеризуется сложным зональным строением. Нужно отметить, что на Среднем Тимане жильная минерализация менее развита и мощность жил не превышает первых сантиметров. На Среднем Тимане мощность жил колеблется от 5 до 50 см, достигает иногда 1,5 м.

Минеральный состав жил обычно разнообразен, но нередко на отдельных участках они сложены одним минералом (кальцитом, кварцем или халцедоном).

Секреционная минерализация приурочена к среднему горизонту мелкопористых, блоково-столбчатых и блоковых базальтов, в отдельных случаях захватывает верхние части нижних горизонтов. Агатоносные участки располагаются вблизи минерализованных жил (агат-кварц-кальцитовых) и часто связаны с ними тонкими проводниками. Около проводников базальты ожелезнены, окремнены и монтмориллонитизированы. В пределах агатоносных горизонтов агатовые секреции располагаются беспорядочно или цепочками от единичных до 20 экземпляров на 1 м^2.

Среди всего разнообразия форм агатовых секреций выделены 4 основные группы [12]: 1 – конусовидные с различными углами образующей; 2 – цилиндрические; 3 – уплощенные (лепешковидные, караваеобразные, туфлеобразные); 4 – сложные.

Простые сравнения показывают, что несмотря на то, что количество форм в пределах базальтовых полей и районов различно (табл.1), сумма конических (1) и цилиндрических (2) форм составляет 80 и более процентов. По минеральному составу среди агатовых секреций выделяются мономинеральные, биминеральные и полиминеральные. Их распределение в месторождениях и проявлениях Северного и Среднего Тимана приведено в табл.2.

На табл. 2 видно, что для Северного и Среднего Тимана характерны агатовые секреции из трех-четырех минералов. Мономинеральные секреции состоят из полосчатого халцедона, но на Среднем Тимане они часто образованы горизонтально-полосчатым халцедоном. Биминеральные секреции, как правило, имеют халцедон-кварцевый или халцедон-кальцитовый состав. В состав полиминеральных секций входят в основном халцедон, кварц, кальцит и цеолиты (морденит, гейландит, десмин), барит, а также окислы и гидроокислы железа, пирит, смектитовый минерал и др.

Таблица 1

Формы агатовых секреций Тимана

Район	Базальтовое поле	Содержание различных морфологических форм секреций, %			
		1	2	3	4
Северный Тиман	Чайцынское	58	28	11	1
	Белореченское	60	20	19	1
	Светлинское	59	23	18	2
Средний Тиман	Каменновалсинское	67	12	19	2
	Цильменское	65	16	16	3

Таблица 2

Минеральный состав агатовых секреций Тимана, %

Район	Проявление (месторождение)	Мономинеральные	Биминеральные	Полиминеральные	
				3–4 минерала	5–7 минералов
Северный Тиман	Белореченское	11	29	53	7
	Светлинское	9	32	54	5
	Чайцынское	18	29	49	4
Средний Тиман	Каменновалсинское	12	29	53	6
	Нижнесенкинское	11	33	51	5
	Цильменское	15	26	55	4

Тиманские агаты, отличаясь высокими ювелирными качествами, удивительным серо-голубым рисунком, имеют большой недостаток – трещиноватость и скорлуповатость. Существенным изъяном является также полиминеральный состав большинства из них.

В промышленную добычу на Северном Тимане вовлекались только мономинеральные агаты и незначительная часть кварц-халцедоновых секреций с небольшими участками кварца в центре, а также агаты с чередующимися

реций, содержащих кальцит, распространены агатовые же
ды с друзами скаленоэдрического облика (рис. 1 г). Же
ды подобного рода представляют значительный интерес к
коллекционное сырье.

На тиманских месторождениях и проявлениях часто вс
чаются секреции с морденитом и кальциевым морденитом
периферии с причудливыми включениями смектитового мин
рала. Распространены непрозрачные фарфоровидные агаты
в том числе и моховые розоватого, голубоватого, серог
и белого оттенков. Прекрасным коллекционным материало
могут служить звездчатые агрегаты кварца, нарастающие
на кристаллы кальцита, иногда имеющие оторочки ярко-
оранжевого цвета, выполненные морденитом (рис. 2 а).

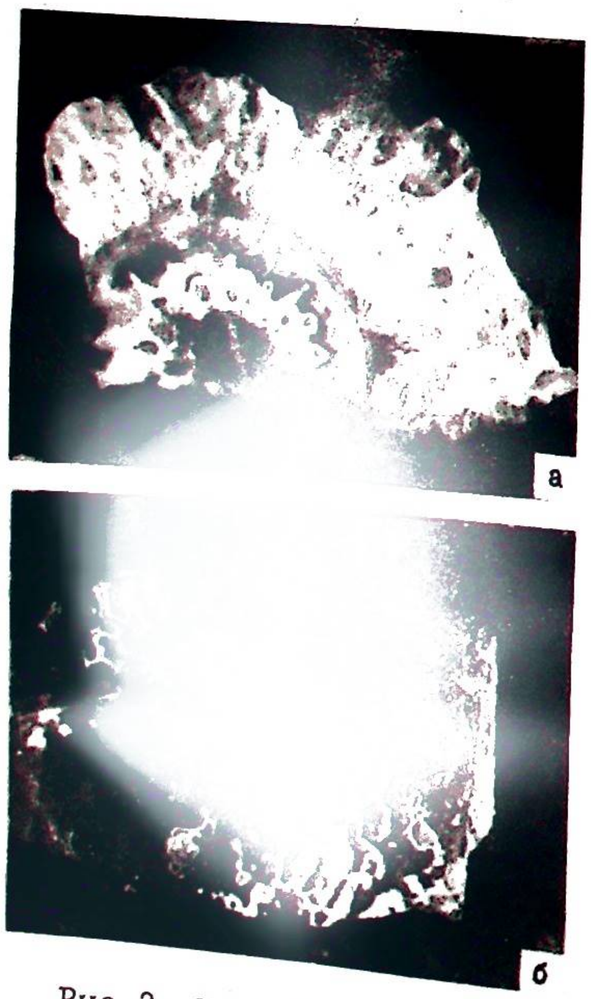


Рис.2. Коллекционные агаты.
в натуральную величину. а -
звездчатые агрегаты кварца,
нарастающие на халцедон, между
скаленоэдрами кальцита и халь-
цедоном - слой оранжевого мор-
денита; б - мелкие выделения
халцедона и агата в базальте.

При эксплуатации местор
дений не учитываются ме
кие выделения халцедона
и агата, хотя, извлечен
ные прямо с базальтом, о
могут представлять знач
тельный интерес как ко
лекционное сырье (рис.2б
Крупные агатовые секрец
биминерального (кварц-ха
цедон), полиминерального
(кварц-халцедон-кальцит)
составов, жеоды больших
размеров с кристаллами
кварца, аметиста, раухто
паза также могут быть ис
пользованы в качестве
коллекционного материала

При выработке местор
дений не вовлекались в
общую добычу агаты из ал
лювиальных россыпей. Ис-
пользование всего спектра
агатовых секреций в каче
ве коллекционного и поде
лочного материала позволи
значительно повысить выхо
добываемого сырья, а сле
довательно, и эффектив-
ность эксплуатации место-
рождений.

Несмотря на то, что

агатовая минерализация Тимана представлена секрецион-
ным и жильным типами, последний практически не исполь-
зуется, хотя возможности для этого имеются, особенно
на Северном Тимане, где мощность некоторых жильных вы-
делений достигает 150 см. Рисунок агата в жилах самый
разнообразный, встречаются также гнезда с хорошо офор-
мленными кристаллами кварца.

Второе направление повышения эффективности экс-
плуатации агатовых месторождений - попутная добыча
других видов коллекционного и поделочного сырья. Так,
например, на Чайцынском и Белореченском месторождениях
с верхнедевонскими базальтами связана анальцимовая ми-
нерализация. Анальцим выделяется в виде хорошо оформ-
ленных кристаллов белого и розовато-белого цвета. Пред-
ставляется возможным добыча анальцима в качестве кол-
лекционного сырья.

С верхнедевонскими базальтами Тимана связаны прояв-
ления и месторождения пренита [4], представленного
сферолитовыми агрегатами, иногда довольно крупными,
самых разнообразных оттенков - от травяно-зеленого до
беловато-серого. Использование пренитов в качестве
ювелирного сырья также позволит увеличить эффектив-
ность эксплуатации агатовых месторождений Тимана.

В покровах верхнедевонских базальтов на Белоречен-
ском месторождении обнаружены жильные и секреционные
яшмоиды с широкой гаммой оттенков: от зеленовато-бе-
лого до черно-зеленого. На Малочернореченском месторож-
дении яшмоиды нередко представлены чередованием ярких
цветных полос. Такие яшмоиды с успехом можно использо-
вать для изготовления бус, брошей, кабошонов.

Представляется целесообразным попутный поиск других
видов камнесамоцветного и поделочного сырья на Тимане,
а также выявление таких свойств минералов, которые
позволят использовать их в качестве ювелирного и по-
делочного сырья.

Третье направление - технологическое. Сюда вклю-
чается технология добычи, обработки и особенно техно-
логия улучшения качества добываемого сырья.

Значительное количество агатов из аллювиальных рос-
сыпей имеет блеклую белова о-серую окраску. В резуль-
тате определенной технологической обработки [2] обес-
цвеченные агаты приобретают контрастный серо-голубой

Рис.3. Изменение окраски агатов в результате технологической обработки: слева – природные агаты, справа – облагороженные.

цвет (рис.3), устойчивый к воздействию света, воды и кислот. Некоторым агатам из коренных месторождений присуща слабо выраженная полосчатость. После их облагораживания фиксируется отчетливая слоистость, причем число видимых слоев значительно возрастает, а следовательно, повышается сортность агата. В результате технологической обработки возможно вовлечение в добычу обесцвеченных агатов из аллювиальных отложений, что значительно увеличит выход агатового сырья, а улучшение качества позволит увеличить количество высокосортного агата.

На месторождениях Тимана выход ювелирного пренита составляет 3-5%. Разработан способ облагораживания окраски его беловато-серых и бледных разновидностей. После технологической обработки невзрачные прениты приобретают яркую зеленую окраску, устойчивую к воздействию воды, света и кислот. Выход ювелирного пренита возрастает до 60% [1,4].

Как уже отмечалось, тиманские агаты обладают большим недостатком – трещиноватостью и скорлуповатостью. Установлено, что трещиноватость бывает как природная, так и приобретенная, связанная с напряжениями в базальтах, образующимися в результате взрывных работ при добыче агатов. Следовательно, необходимы исследования,

направленные на разработку технологии залечивания трещин.

Установлено, что скорлуповатость тиманских агатов обусловлена чередованием слоев халцедона и кварцина [11]. Разная кристаллографическая ориентировка этих разновидностей кварца вызывает напряжения на границах слоев. Присутствующий между слоями халцедона и кварцина мелкозернистый халцедон характеризуется высокой пористостью и при выветривании разрушается в первую очередь. Поэтому необходима разработка технологических методов укрепления скорлуповатых агатов – пропитка связующими веществами, перекристаллизация и т.д.

Необходимы технологические исследования по нетрадиционному использованию агата, например, в качестве поверхностно-активных веществ, для получения комбинированных материалов на основе агатов и органических соединений и др. При разработке агатовых месторождений Тимана должны быть учтены все три направления повышения эффективности эксплуатации месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. А.с. 1117344 (СССР). Способ изменения окраски минералов /Г.С.Назарова, Б.А.Остащенко; Институт геологии Коми фил. АН СССР. Опубл. в Б.И. – 1984. – № 37.

2. А.с. 1382054 (СССР). Способ обработки природных минералов / В.В.Рожкова, Б.А.Остащенко; Институт геологии Коми фил. АН СССР. Опубл в Б.И. – 1988. – №10.

3. Киевленко Е.Я.,Н.Н.Сенкевич. Геология месторождений поделочных камней. – М.: Недра, 1976.-С.280.

4. Метод получения ювелирной окраски пренита / Г.С.Назарова, Б.А.Остащенко,В.Я.Митрофанов и др. – Сыктывкар, 1988. – 20 с. (Сер. препринтов "Новые науч. методики"/ УрО АН СССР. Коми науч. центр ; Вып. 28).

5.Настасиенко Е.В. Некоторые особенности строения верхнедевонской базальтовой толщи на Северном Тимане: Тр. УП геологической конф. Коми АССР Т.П. – Сыктывкар, 1973. – С. 351-354.

6. Настасиенко Е.В. Агатовая минерализация Северного Тимана // Слюда и пьезооптическое сырье. – Л., 1976. – С. 122-123 (Тр. / ВСЕГЕИ. Нов.серия. – Т.258).

7. Настасиенко Е.В. Формационные типы месторождений агата и перспективы их нахождения на территории СССР / Слюда и пьезооптическое сырье. – Л., 1979. –

С. 112-132. (Тр. /ВСЕГЕИ. Нов.серия. - Т.283).
8. Настасиенко Е.В., А.М.Плякин. Агаты в б
зальтах Тимана //Сов.геология. - 1979. - № 6. -
С. 101-106.
9. Полезные ископаемые. - М.: Недра, 1982. - 3
10. Разницын В.А. Тектоника Среднего Тимана.
Л.: Наука, 1968. - С. 220.
11. Рожкова В.В. Морфология и свойства северо-
тиманских агатов: Автореф. дисс. ... канд. г.-м.нау
- Свердловск, 1982. - 26 с.
12. Рожкова В.В., Б.А.Остащенко. Взаимосвя
формы агатовых жеод и их генезиса //Теоретические и
прикладные исследования в геологии: Тез.докл. Всесо
совещ. "Теория и методология минералогии". Т.2. -
Сыктывкар, 1985. - С.59-60.
13. Хрущинская М.М. Агатовая минерализация Се-
верного Тимана // Геология, методы поисков, разведк
и оценки месторождений ювелирных, поделочных и деко
тивно-облицовочных камней: Тез. докл. - М., 1975. -
С. 58-60.
14. Чернов Г.А. Отдельности и секреции в базал
тах Северного Тимана //Изв. АН СССР. Сер. геол. -
1960. - № 9. - С. 83-102.
15. Чернов Г.А. Базальты рр.Белой, Бол.Светло
и Кумушки-Волонги на Сев.Тимане //Материалы по геоло
гии и петрографии Тимана и полуострова Канин. - Л.:
Наука, 1961. - С. 86-101.

Труды Института геологии Коми научного центра УрО АН СССР

Вып. 72 1989

МИНЕРАЛОГИЯ СОЛЯНОЙ ТОЛЩИ СЕРЕГОВСКОГО КУПОЛА (КОМИ АССР)

И.П.Юшкин

Одним из интереснейших геологических объектов европейского Северо-Востока является Сереговский соляной купол, находящийся на правом берегу р.Вымь в 75 км к северу от Сыктывкара. Кепрок купола, сложенный брекчиевидной огипсованной и засоленной массой из обломков глин, аргиллитов, алевролитов, доломитов и песчаников, выходит на земную поверхность. Соляная толща залегает на глубине 230 м,площадь соляного штока около 5 км. Крылья купола представлены крутопадающими пермскими и триасовыми отложениями, выходы которых концентрически окружают кепрок и соляной шток; за пределами купола на земную поверхность выходят отложения ветлужской серии (T_1vt) . В кепроке встречаются блоки диабазов размером от нескольких до 160 м, являющиеся обломками глубинных пластовых тел, вынесенных вверх при внедрении соляного штока.

Профессиональные геологические исследования Сереговского месторождения были начаты И.П.Худяевым в 1928 г. Как соляной купол эта структура была определена в 30-х годах XX в. (впервые такое предположение было высказано К.К.Волосовичем в 1938 г.),а более или менее детально разбурена до глубины 1116,0 м в 50-60-х годах, хотя до подошвы не разбурена до сих пор. Сведения о сереговской соли уходят в далекую древность. Летописные данные о добыче соли относятся к XII в., с XVII в. здесь существовала Сереговская соляная мануфактура, а с XVIII в. и поныне - солеваренный завод. Соль добывается, как и прежде,методом подземного растворения с последующим выпариванием растворов [6]. Несмотря на длительный период эксплуатации Сереговского месторождения каменной соли, исследова-

но оно довольно слабо как в геологическом, так и в минералогическом отношениях [3].

Возраст соли

Возраст материнской соли, выжатой в шток, определялся разными исследователями или как пермский [5], или как каменноугольный, или как девонский [2, 4]. Каких-либо прямых или убедительных косвенных возрастных критериев не было установлено, представления о возрасте базировались исключительно на генетических моделях. Предполагая по общегеологическим данным более древний, чем считалось ранее, возраст сереговской соли и исходя из факта кластогенной природы выжатых ею диабазовых блоков, которые не должны бы быть древнее соли, мы попытались подойти к ее датированию через изотопные определения возраста диабазов. Геохронологические определения, проведенные в 1987 г. по диабазам из скв. 2ПС, дали калий-аргоновый возраст 506± 15 млн. лет (К,% -0,29; $^{40}Ar_{рад}$ · 10^{-6} $см^3/г$-8.066; $^{40}Ar/^{40}K$-22,69; $Ar_{возд.}$ -26%; лабор. ВИМС'а), соответствующий кембрию. Первичный возраст соли на основе этого можно было датировать не моложе, чем кембрийский. Сейсмические исследования, проведенные ПГО Печорагеофизика, подсекли подошву соляного купола на глубинах более 5 км на довендском, а может и на дорифейском уровне. Следовательно, по новым данным возраст соли, "вжатой" в Сереговский купол, определяется как древний, предположительно архейско-ранне-протерозойский.

Галит

Соляная масса штока представлена в основном галитом с незначительным количеством сильвина. Текстура полосчатая, струйчатая с явными признаками пластического течения. Встречаются, местами в значительном количестве, включения и крупные блоки, прослои фиолетово-красной глины, а также доломита, характерен тонкораспыленный гематит. Примеси придают каменной соли красноватый оттенок. Содержание NaCl, по данным раз-

ведки, колеблется от 46 до 97 (среднее 85,50)%; KCl - 0,04-0,2; $CaSO_4$ - 0,31-1,7; содержание примесей относительно невысокое, % : Mg - 0,45; Fe_2O_3 - 0,02; Br - 0,013-0,018; H_2O - 0,81; нерастворимый остаток составляет от 4,98 до 12,73 (среднее 10,50).

Галит средне- и крупнокристаллический, разнозернистый с размером индивидов от 1 до 20 мм, иногда даже крупнее - до 40 мм. Кристаллы бесцветные, водянопрозрачные, иногда мутноватые, белые или розоватые. В кепроке и обломках аргиллитов, включенных в соль, встречаются волокнистые и игольчатые выделения галита, обычно прожилковидные.

Поскольку минералогия соли Сереговского месторождения практически не изучена, нами было проведено исследование образцов соляного керна, отобранных из пробуренной в 1986 г. эксплуатационной скважины 2ПС в интервале 499-650 м. Особое внимание обращалось на тонкую структуру галита и минеральные включения в нем. Этим определялся и комплекс применявшихся методов исследования, основу которого составляли сканирующая и просвечивающая электронная микроскопия, рентгеноструктурный анализ, электронография, ИК-спектроскопия.

Исследование сколов галита

С помощью СЭМ были исследованы поверхности сколов в кристаллах и агрегатах галита. Их строение отражает некоторые текстурные и генетические особенности соляной массы.

Поверхность сколов соли бывает неровной или гладкой ступенчатой. Учитывая совершенную спайность галита, следовало бы ожидать резко преимущественное скалывание по спайным плоскостям, но на сереговском галите неровные сколы столь же обычны, как и плоские, что может отражать сильную деформированность, пластическое течение материала.

Неровные сколы имеют волнистую или холмистую поверхности, пересекаются рвообразными и оврагообразными линейными углублениями, как правило, двух взаимно перпендикулярных направлений (рис. 1 а). Они, вероятно, декорируют выходы на поверхность скола плоскостей спайности. Все сколовые скульптуры несколько сглажены, очевидно вследствие растворения, т.е. не

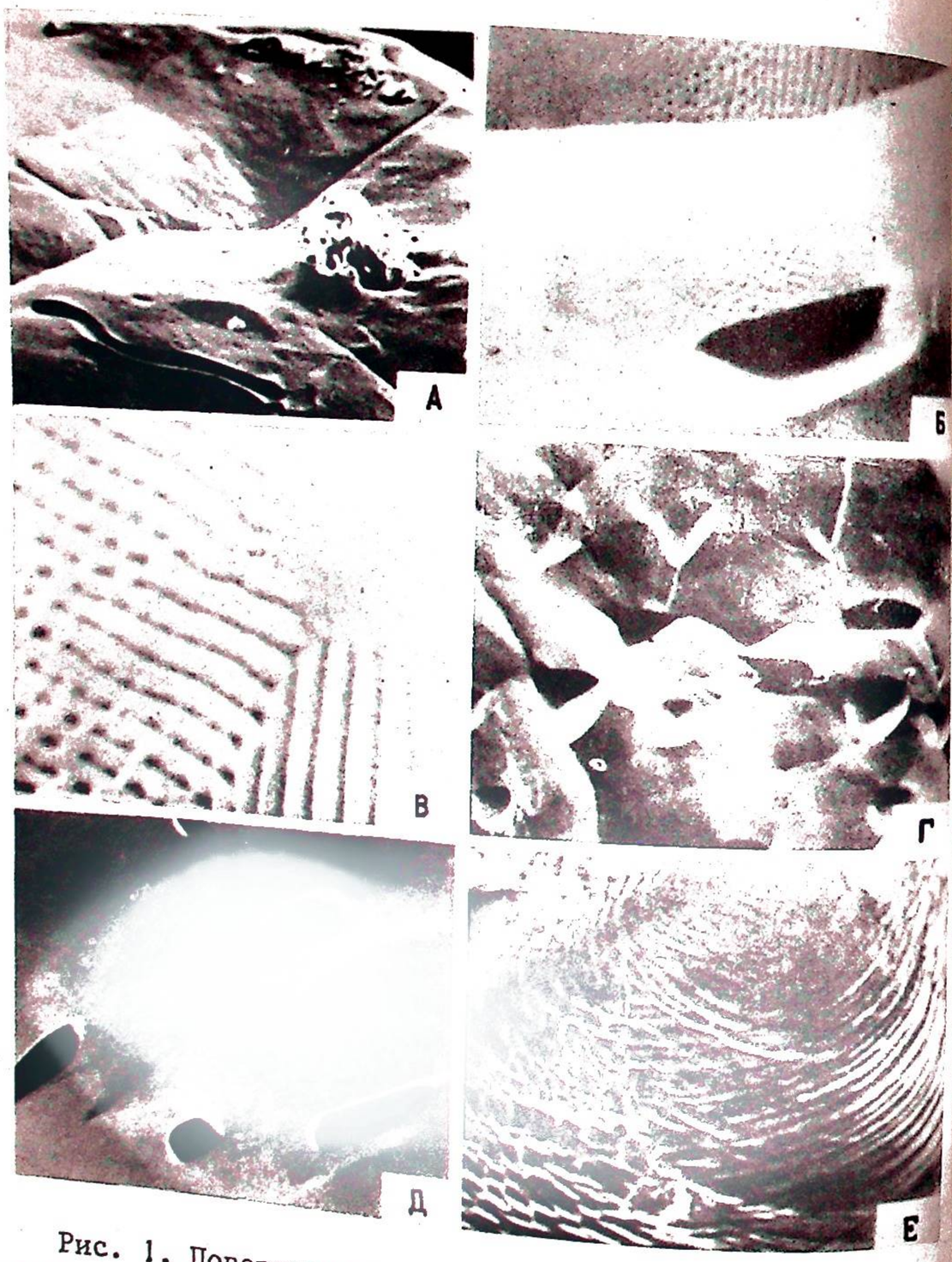


Рис. 1. Поверхности сколов галита (СЭМ): а – неровная поверхность скола с включением обломка породы, х200; б – дислокационная зона, декорированная ямками травления, х 1400; в – то же, х 4000; г – ограненные ямки травления, х 700; д – полости жидких включений, х 400:, е – скол со структурой "крышки часов", х 400.

исключено, что неровные сколы возникают по старым трещинам, местами залеченным, местами проработанным растворением. Сколами часто вскрываются аргиллитовые включения неправильной формы, похожие на обломки, около которых соль меняет свои механические свойства, очевидно упрочняется, о чем свидетельствует неровный рельеф поверхности вокруг включений (рис. 1 а). На контакте включения и соли нередко наблюдаются расщепленные игольчатые кристаллы какого-то минерала.

Кроме включений, на многих участках сколов отмечаются многочисленные мелкие углубления – поры и каверны. Нередко они группируются в полосовидные зоны (рис. 1 б), в которых в свою очередь распределяются геометрически закономерно, по определенным линиям, иногда сливаясь в бороздоподобные углубления (рис. 1 в). В пределах этих зон наблюдаются довольно крупные ограненные ямки (рис. 1 а), которые встречаются также и вне ячеистых зон с регулярной структурой, образуя ячеистые участки с незакономерным распределением ограненных ямок (рис. 1 г). Очевидно, равномерно распределенные поры и ограненные ямки декорируют выходы на плоскость скола плоскостей скольжения, насыщенных дислокациями, либо многократно размножающихся дислокационных петель. Довольно часто встречаются округлые удлиненные полосы (рис. 1 д), очевидно, вмещавшие жидкие включения.

Вблизи включений обломков пород или контактов галита с вмещающей породой сколы характеризуются раковистой поверхностью с концентрически распространяющимися от определенных точек контактных поверхностей гребнями излома. При наложении двух концентрических систем друг на друга образуются характерные скульптуры "крышки часов"(рис. 1 е).

Сколы по плоскостям спайности, кажущиеся ровными, имеют на самом деле тонкоступенчатый рельеф, видимый под электронным микроскопом. Они состоят из относительно плоских ступеней и мозаичных или гладких торцов ступеней (рис. 2 а). От последних довольно часто отчленяются тонкие волокна с изометричным сечением около 1 мкм в поперечнике (рис. 2 б). Сечение очень выдержано по длине волокон, форма правильная. По физическим свойствам соляные волокна значительно отличаются от массивного галита, и самое главное – пластичностью.

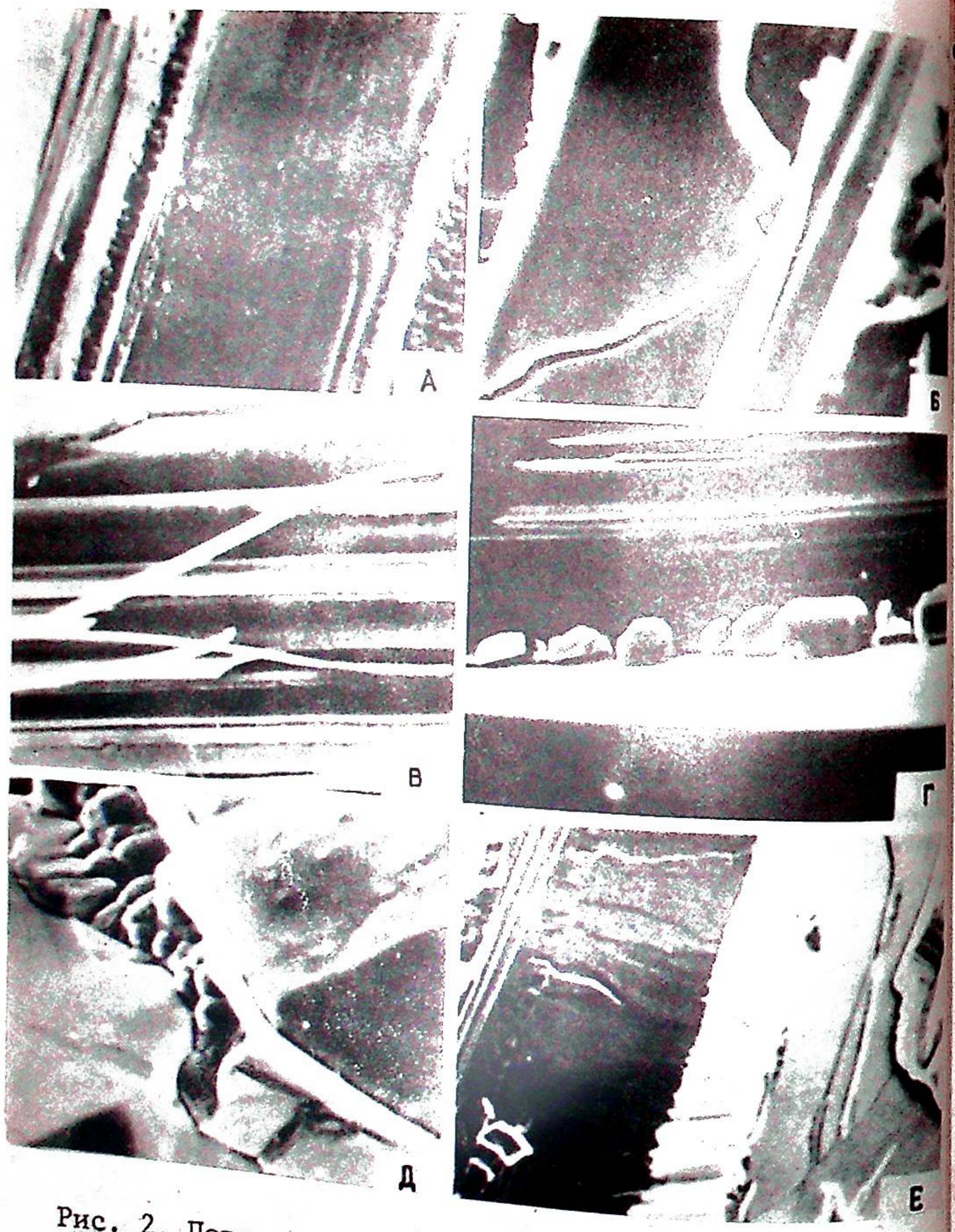


Рис. 2. Поверхности сколов и включения в галите (СЭМ
а – типичный ступенчатый скол, х 700; б – отщепленные
волокна от торца слоя, х 1400; в – изгиб кристаллическо
го волокна, х 2000; г – расчленение брусковидного отще
па, х 1000; д – кристалл гематита, х 1000; е – микро-
прожилок селенита, х 4000.

Они легко изгибаются, переплетаются, закручиваются (рис. 2 в); местами поверхности сколов покрыты густой присыпкой галитовых волокон и отщепов. Вероятно, галитовые волокна являются выколками линейных бездислокационных блоков - своеобразными механическими викерсами.

Отчленение бездислокационных блоков обязано, с одной стороны, их резко повышенной прочности, а с другой - взаимодействию разрывных и сколовых напряжений на фронте развития трещин. Подобные образования были впервые открыты на сколах кварца В.И.Васильевым [1] и детально изучались В.Г.Балакиревым с сотрудниками [7]. Они назвали их не очень удачно "кристаллическими щепками"; несомненно, более строгим является термин "кристаллические волокна".

Кроме волокон, на ступенчатых сколах встречаются более толстые брусковидные механически отчлененные субиндивиды с сечением в несколько микрометров. Они, как правило, разделяются поперечными трещинками на отдельные блоки, поверхность которых нередко регенерирована (рис. 2 г).

В изломах галита вскрываются многочисленные минеральные включения, среди которых преобладают включения гематита и гипса.

Гематит представлен пластинчатыми монокристаллами размером от нескольких микрометров до нескольких миллиметров (рис. 2 д). Габитусными являются грани пинакоида {0001}, на которых наблюдается тонкая штриховка. Они образуют комбинации с $\{10\bar{1}1\}$, реже с другими простыми формами. Кристаллы со сложной комбинацией форм толстотаблитчатые или близкие к изометричным. Присутствие гематита, очевидно, придает некоторым разностям соли красноватый оттенок.

Гипс встречается в соли в виде микроскопически тонких (иногда около 10 мкм) поперечно-шестоватых прожилок с характерной просечкой в середине (рис. 2 е). Направление прожилок совпадает с направлением плоскостей спайности.

Минералогия нерастворимого остатка

Для полной характеристики минерального состава соляного штока по той же скважине 2ПС исследовался нерастворимый остаток. По литературным данным [3], в

составе нерастворимого остатка указывались глинистые материал, гидроокислы железа, ангидрит, карбонаты, но точная диагностика не проводилась.

Нерастворимый тонкодисперсный остаток красно-кирпичного цвета, отфильтровывающийся из рассолов, не является глинистой фракцией, и вообще типичные глинистые минералы в нем отсутствуют. Рентгеноструктурным анализом почти во всех образцах устанавливаются фазы 10 и 14 Å, определенные как хлорито- и слюдоподобные. Присутствуют смешанослойные фазы, по-видимому, этого же состава. В состав нерастворимого остатка входят обычно кварц, гематит, кальцит, доломит, изредка калиевый полевой шпат, рутил, эпидот. Диагностика этих минералов подтверждается электронографией.

ИК-спектры нерастворимых остатков также свидетельствуют о присутствии кварца, гематита, карбонатов и мусковита в переменных количествах.

С помощью сканирующей электронной микроскопии в тонкозернистой массе нерастворимых остатков (рис.3 а) легко обнаруживаются многие идиоморфные минералы. Наиболее часто встречаются псевдогексагональные двухголовые кристаллики кварца, не очень сильно удлиненные (рис. 3 б,в), с относительно плоскими гранями и острыми ребрами. Еще более совершенными являются пластинчатые кристаллы гематита (рис. 3 г). Постоянно обнаруживаются сростки пластинчатых и игольчатых кристаллов (рис. 4 д,е).

Привлекают внимание очень мелкие (от одного до нескольких микрометров) проблематические образования (рис. 4 а-д) шарообразной или яйцевидной формы. Не исключено, что они имеют органическую природу. Их дальнейшее исследование позволит, очевидно, получить дополнительную информацию о возрасте соли. Некоторые из сфероидов могут быть и окатанными минеральными зернами.

В обломках аргиллитов встречаются кубические кристаллики галита (рис. 4 е).

Волокнистый минерал

При растворении некоторых проб соли, кроме нерастворимого остатка, оседающего на дно сосуда, образуются кирпично-красные хлопья, плавающие на поверхности кон-

Рис. 3. Идоморфные минералы в нерастворимых остатках (СЭМ): а - зернистый характер нерастворимого остатка, х 700; б,в - кристаллы кварца, х 700; г - кристалл гематита, х 200; д - друза пластинчатых кристаллов, х х 700; е - игольчатые кристаллы, х 700.

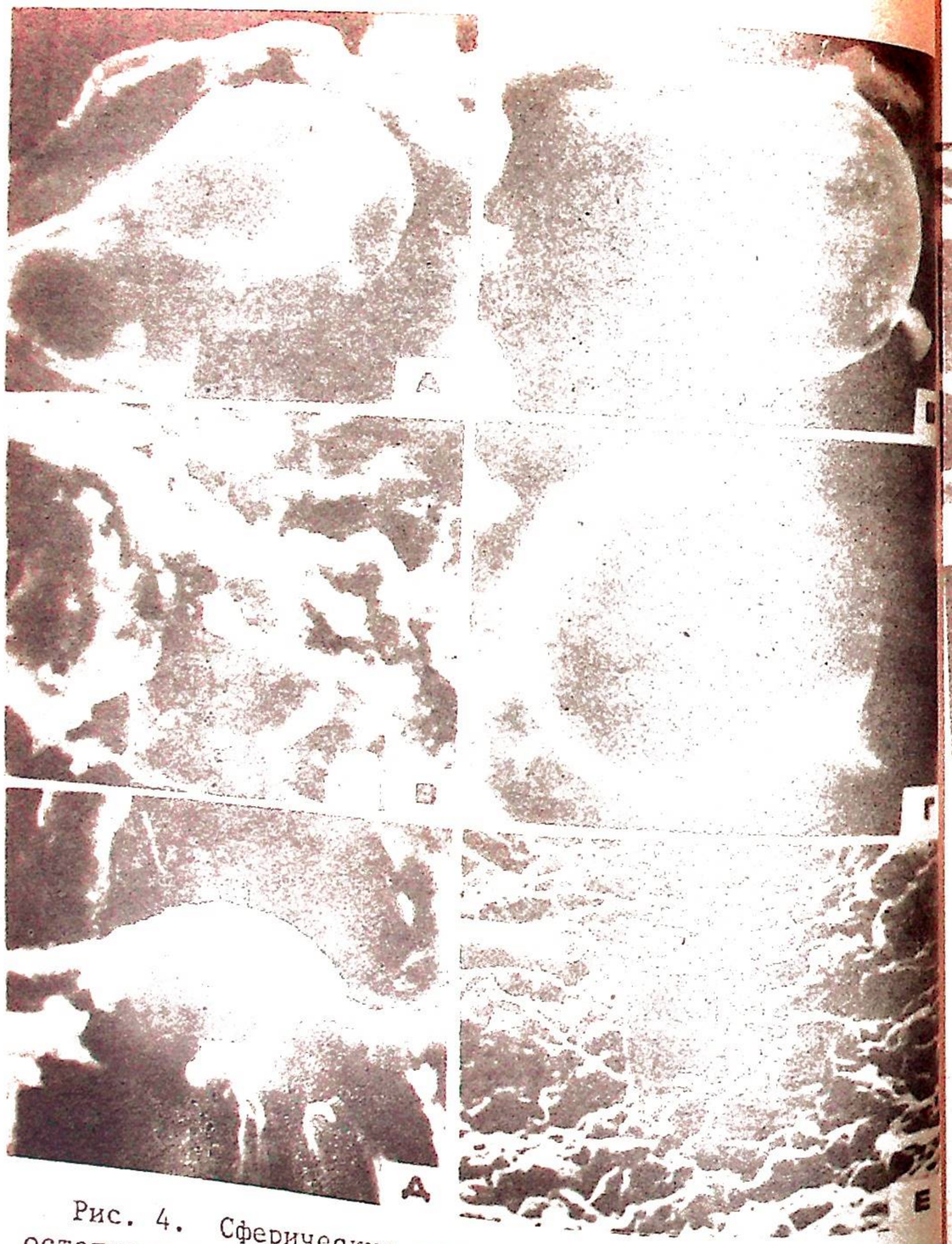


Рис. 4. Сферические образования из нерастворимого остатка в галите (а-д) и включения галита в аргиллите (е) (СЭМ)

Рис. 5. Волокнистый минерал из хлопьевидного нерастворимого остатка (СЭМ, ТЭМ); а, б - волокна, х 100 и 700; в - микродифрактограммы минеральных фаз из хлопьев; г-е - формы волокон, х 18 000 и 44 000.

центрированного рассола. Отфильтрованные и высушенные хлопья образуют волокнистую ватоподобную массу. Как видно в просвечивающем электронном микроскопе, эта масса состоит из тонких изгибающихся и переплетающихся волокон, игольчатых, призматических, пластинчатых кристаллов (рис. 5). По данным микродифракции, все фазы кристаллические (гематит, рутил, биотит и др.).

Среди этих образований наиболее интересными и загадочными являются волокна, составляющие основную массу хлопьев. Они очень тонкие (несколько микрометров в поперечнике), волосовидные, прозрачные, пластичные. В электронном микроскопе видно; что волокна имеют уплощенную лентообразную форму (рис. 5). Поперечное сечение остроромбическое, на некоторых кристаллах по разным ребрам развиваются дополнительные неширокие параллельные грани. Нередко наблюдаются продольная штриховка, неровности, наросты, каверны и даже сквозные отверстия. Волокна изгибаются, переламываются, скручиваются в спирали.

Диагностика волокнистого минерала затруднена, так как его невозможно отделить от других минералов и его количества недостаточно для всесторонних исследований. Рентгеноструктурные данные свидетельствуют о том, что основная масса хлопьев, в которых присутствует кварц, гематит, галит, близки к кридиту - $Ca_3Al_2(SO_4)(F,OH)_{10}\ 2H_2O$ (см.таблицу). Однако без данных о составе минерала утверждать его идентичность с кредитом пока некорректно, поэтому мы называем его кридитоподобным минералом. Не исключено, что волокнистый минерал является хлорсодержащим аналогом кредита.

Заключение

Проведенные даже в ограниченном объеме исследования раскрывают сложный и интересный минеральный мир, однородной на первый взгляд, галитовой массы Сереговского соляного купола. Получены новые обоснованные данные о возрасте соли. Более широкое исследование включений в галите, сравнение их с составом вмещающих пород позволили не только уточнить возрастные данные, но и получить надежную информацию об истории и услови-

Межплоскостные расстояния волокнистого минерала

Номера линий	Волокнистый минерал		Кридит AsTM 8-72			Линии примесных минералов
	I/I_1	d	I/I_1	d	hkl	
1	10	7,2	90	7,3	110	
2	8	6,6	90	6,9	200	
3	7	5,9	80	5,79	111	
4	3	4,94	60	4,98	002	
5	4	4,53				
6	2	4,20	40	4,18	$\bar{1}12,\bar{2}02$	
7	4	3,99	90	3,92	202	
8	20	3,87	70	3,67	311	
9	15	3,66				Гематит
10	6	3,50	100	3,48	$\bar{2}21,400$	
11	30	3,34				Кварц
12	15	3,24				Галит
13	10	3,20	70	3,27	$\bar{3}12$	
14	20	3,03				Кальцит
15	12ш	2,90	50	2,90	222	
16	100	2,82	40	2,82	130	+Галит
17	25	2,70	70	2,71	$420,\bar{1}31$	+Гематит
18	20	2,51	60	2,50	$511,\bar{2}23$	+Гематит
					004,313	
19	5	2,45	60	2,44	$330,\bar{4}22$	+Кварц
20	4	2,28				Кварц
21	8	2,20				Гематит
22	2	2,16	60	2,19		
23	40	1,990				Галит
24	5	1,930	50	1,937		
25	7	1,834				Гематит
26	5	1,820	10	1,817	$420,\bar{1}31$	
27	8	1,686				Гематит
28	9	1,626				Галит
29	4	1,600				
30	5	1,486				Гематит

Условия съемки: ДРОН-2, CuKα - излучение, 40 kv, 20 ma.

этом свидетельствует и успешный опыт минералогических исследований на других соляных месторождениях мира [8].

При дальнейших исследованиях необходимо обратить особое внимание на волокнистые образования с точки зр ния их диагностики (здесь возможны новые минералы), также раскрытия механизмов роста и закономерностей он тогенеза. Приведенные данные о строении соляной масс морфологии сколов отражают особенности вторичных про цессов: ее пластического течения, деформаций, перекр таллизации. Важно теперь найти реликты первичных тек стур, чтобы можно было восстановить весь онтогенез со ляного купола. Очень важно исследовать преобразование и движение включений, как минеральных, так и жидких, причем не только под влиянием течения соляной массы, деформаций, но и вследствие геотермического градиен та. В связи с решением проблемы нефтегазоносности под солевых горизонтов было бы очень полезно установление наличия газового и флюидного транзита сквозь соляную толщу.

Детальные исследования минералогии сереговской со ли представляет интерес не только с генетических позиц но и - с учетом развития соляного производства - с по зиций технологических и оценки качества.

Автор выражает признательность А.А.Беляеву, В.П. Давыдову, А.А.Иевлеву, В.В.Лихачеву, Б.А.Пименову, В.И.Степаненко, В.Н.Филиппову, В.В.Хлыбову, Л.Л.Ширяевой, Л.А.Януловой за помощь в проведении исследований.

Литература

1. Васильев В.И. Изменение морфологии кварца в процессе его деформации: Тез.докл. на Втором совещ.по минералогической кристаллографии. - Свердловск, 1969.

2. Иванов А.А.,Левицкий Ю.Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР. - М.: Гостоптехиздат, 1960. - 320 с.

3. Илларионов В.А.,Калинин Е.П. Каменная и калийно-магневая соли //Агроминеральное и горно-химическое сырье европейского Северо-Востока СССР. - Сыктывкар, 1987. - С. 26-62.

4. Кальберг Э.А. Сереговский соляной купол //Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР. - М.: Госгеолтехиздат, 1962. - Вып. 2. - С. 49-59.

5. Люткевич Е.М. Пермские и триасовые отложения севера и северо-запада Русской платформы: Науч. тр. /ВНИГРИ. Нов.серия. - Л., 1955. - Вып.86. - 287 с.

6. Мацук М.А.,Юшкин Н.П. Древние горнорудные промыслы юга Коми АССР / Коми фил. АН СССР. - Сыктывкар, 1986.

7. Электронно-микроскопические исследования монокристальных кварцевых волокон /В.Г.Балакирев, В.А. Бутузов, Л.И.Цинобер, В.Е.Хаджи // Кристаллография.- 1971. - Вып. 2. - С. 388-393.

8. Belkin H.E., Libelo E.L. Fibers and cylinders of cryptomilanehollandite in Permian bedded salt, Palo Duro Basin, Texas //American Mineralogist, 1987. - V. 72. - P. 1211-1224.

Труды Института геологии Коми научного центра УрО АН
Вып. 72

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ МЕЛКОЗЕМА ОСНОВНЫХ МОРЕН ТИМАНО-ПЕЧОРО-ВЫЧЕГОДСКОГО РАЙОНА

Л.Н.Андреичева, И.П.Никитенко

До последнего времени минеральный состав ледниковы отложений района не являлся предметом специальных исс дований. Отдельные сведения по этому вопросу приведен в публикациях [8, 10] и ряде фондовых отчетов. Но свед ния эти немногочисленны, к тому же для исследования нерального состава морен использовались различные гра лометрические фракции и даже шлихи, что делает несопос тавимыми данные, полученные разными авторами. Между те изучение минерального состава мелкозема основных море является одним из наиболее эффективных методов выявле ния общих закономерностей формирования их веществен го состава. Результаты изучения минералогии морен дав и успешно используются советскими и зарубежными литоло гами для решения вопросов литостратиграфии, установле ния связи минерального состава морен с подстилающими породами и зависимости его от особенностей динамики ле никового покрова.

В основу работы положены результаты изучения тяже лой фракции мелкозема основных морен (около 200 анали зов) из береговых разрезов рек Печоры, Вычегды, Лаи, Серчейю, Адзьвы, в которых вскрываются отложения трех ледниковых горизонтов: печорского (днепровского), вы чегодского (московского) и, на севере, полярного (остад ковского). Установлено, что в печорское время рассмат риваемая территория перекрывалась ледниками Пайхой- Новоземельского [1,9,17] и в меньшей степени Полярно уральского [8] центров.

Формирование вычегодской морены происходило при участии двух питающих провинций. Северо-западная часть

Печорской низменности (бассейны рек Лаи, Серчейю и нижней Печоры), а также бассейн р.Вычегды были ареной развития ледника Фенноскандинавского центра, а северо-восточная и восточная части Печорской низменности - ледника Полярного и Приполярного Урала [1,2,8]. В полярное время ледниками перекрывалась только северная часть Печорской низменности. Снос терригенного материала осуществлялся также из различных областей питания: в бассейне р.Лаи из Фенноскандинавской, р.Адзьвы - из Пайхой - Новоземельской.

Минеральный состав морен сформировался в процессе экзарационно-аккумулятивной деятельности покровного ледника и обусловлен особенностями состава пород питающих провинций (удаленных и транзитных) и местных подстилающих пород. Последние при усилении экзарационной деятельности материкового льда оказывали на формирование состава морен определяющее воздействие. Таким образом, мелкозем основной морены представляет как бы среднюю пробу пород на всем пути движения ледника. В этой связи необходимо коротко остановиться на особенностях минерального состава пород питающих провинций: удаленных, транзитных и местных.

Для северо-восточной (Пайхой-Уральско-Новоземельской) питающей провинции характерен комплекс палеозойских осадочных образований, магматических и метаморфических пород с высоким содержанием минералов группы эпидота-цоизита (до 50%) в тяжелой фракции. Кроме эпидота значительны содержания рудных минералов, граната, циркона, рутила, турмалина [3,12].

В тяжелой фракции изверженных и метаморфических пород северо-западной (Фенноскандинавской) питающей провинции доминируют амфиболы; установлены гранат, эпидот, рудные, пироксены, циркон, апатит, ставролит, силлиманит, дистен [4,15]. На формирование минерального состава мелкозема морен немалое влияние оказали породы Тиманского кряжа - области транзита среднеплейстоценовых ледников. Кроме палеозойских осадочных пород на Тимане, как известно, относительно широко развиты метаморфические образования рифея: глинистые, слюдисто-кварцевые, биотит-ставролитовые и тальк-хлоритовые сланцы с повышенными содержаниями силлиманита, ставролита, дистена.

Таким образом, большее значение для формирования
нералогических спектров основных морен, связанных с
веро-восточной терригенно-минералогической провинци
имели минералы группы эпидота-циозита, а с северо-за
падной - амфиболы и группа метаморфических минерало
ставролит, силлиманит, дистен.

Подстилающие плейстоценовые отложения дочетверти
ные породы представлены в северной части Печорской н
менности, включая широкий отрезок р.Печоры и нижнее
течение средней Печоры, песчано-глинистыми образова
ниями мезозоя, преимущественно позднеюрского и ранне
мелового возрастов, и фрагментарно развитыми средне
и верхнеюрскими породами. В бассейне средней Печоры
(южнее г.Печоры) пермотриасовые терригенные образова
перекрываются отложениями плейстоцена. В бассейне р.
Адзьвы доплейстоценовые отложения представлены разно
разным по составу комплексом палеозойских и мезозойск
пород, слагающих гряду Черньшева. Терригенные отложе
ния перми, триаса и юры развиты в бассейне р.Вычегды.

В тяжелой фракции отложений юры и мела преобладают
ильменит, минералы группы эпидота-цоизита, циркона, гр
ната, аутигенных пирита и сидерита, а в легкой фракци
- глауконит. Из акцессориев постоянно присутствуют ди
тен, силлиманит, турмалин, лейкоксен, рутил, сфен.

В тяжелой фракции пермотриасовых терригенных поро
резко преобладают минералы группы эпидота-цоизита (до
60-75 %) при существенном участии пирита и сидерита.

Сходным составом характеризуются пермские и мезозой
ские породы гряды Черньшева. Здесь содержание эпидота-
цоизита достигает 60% веса тяжелых минералов. Кроме то
го, для отложений триаса, юры, мела обычны довольно
высокие значения пирита, сидерита и глауконита.

Многие исследователи [5,6,11,13,14] отмечают избир
рательное свойство минералов концентрироваться в опре
деленных гранулометрических фракциях, что связано как
с исходным размером минералов в породах питающих про-
винций, областей транзита и местных подстилающих по-
род, так и с различной механической устойчивостью их к
истиранию и дроблению в процессе ледниковой транспор-
тировки.

Приуроченность большинства минералов к определенным
размерным фракциям обусловила необходимость выбора наи

более информативной при изучении основных морен фрак-
ции для проведения минералогических анализов. Анализ
полученных данных показал, что минералы групп эпидо-
та-цоизита и амфибола, дистен, ставролит, силлиманит,
апатит, пирит и сидерит концентрируются во фракции
0,25-0,1 мм, тогда как ильменит, магнетит, хромит,
рутил, циркон, турмалин - во фракции 0,1-0,01 мм. Со-
держание граната и лейкоксена примерно одинаково в
обеих гранулометрических фракциях. По весу и набору
тяжелых минералов наиболее представительна фракция
размерностью 0,25-0,1 мм. В ней максимально представ-
лены минералы пород источников сноса терригенного ма-
териала, а также областей транзита и местных подсти-
лающих отложений. На основании выявленных особеннос-
тей минеральный состав основных морен нами изучался
во фракции 0,25-0,1 мм.

В составе тяжелой фракции мелкозема морен установ-
лено более 30 минералов, основными из которых являют-
ся эпидот, гранат, амфибол, ильменит, пирит, сидерит,
лейкоксен, сфен, турмалин, дистен, апатит, циркон,
рутил, ставролит, хромит. Содержания остальных мине-
ралов составляют доли процентов. Выход тяжелой фрак-
ции не превышает 1% веса породы.

Рассмотрим особенности минерального состава тяже-
лой фракции разновозрастных горизонтов основных морен
(см.таблицу).

Печорский горизонт

Печорская морена бассейна р.Лаи, формирование ко-
торой происходило за счет материала, поступавшего с
северо-северо-востока, характеризуется довольно устой-
чивой сидерит-гранат-эпидотовой ассоциацией тяжелых
минералов с повышенными содержаниями амфибола в отдель-
ных разрезах.

Сходной минеральной ассоциацией определяется печорс-
кая морена нижней Печоры (разрезы 256, 301), но в
отличие от бассейна р.Лаи в ее разрезах понижено содер-
жание эпидота.

Эпидот и гранат преобладают в составе тяжелой фрак-
ции основной морены печорского горизонта средней Пе-
чоры (разрезы 214, 211).

Особенностью печорской морены в бассейне р.Лаи
и Печоры является постоянное присутствие пирита и

Средний минеральный состав основных морен (фракция 0,25-0,1 мм)

Горизонт	Номера разреза	Ильменит	Эпидот	Амфибол	Гранат	Циркон	Группа метаморф. минералов	Рутил, сфен, лейкоксен	Пирит	Сидерит
					Бассейн р.Лаи					
Полярный	107	8,4	25,9	12,1	19,7	0,7	2,3	6,6	5,2	14,6
	115	10,2	33,3	8,9	18,5	2,1	2,1	8,7	-	-
Вычегодский	18	7,5	39,5	9,7	20,2	1,2	3,4	8,0	2,1	6,5
	27	9,3	32,6	7,7	21,	1,3	3,0	10,0	2,4	7,1
	103	8,9	21,4	23,0	16,3	0,5	2,2	8,1	-	2,4
	107	6,4	26,6	14,2	18,3	0.7	1.5	4,7	11,2	11,7
	112	6,1	32,8	16,9	19,6	0,6	2,2	10,9	4,1	1,4
Печорский	15	8,5	35,3	6,8	22,1	1,2	3,0	8,2	4,4	7,6
	16	7,8	34,1	8,2	20,9	0,8	3,1	8,7	3,5	9,5
	27	7,6	33,0	8,7	15,6	1,1	2,7	9,5	4,7	13,8
	103	7,6	20,5	20,3	15,4	0,7	2,4	5,3	7,1	16,4
	112	4,6	38,4	8,8	17,4	1,2	2,5	10,9	4,8	6,1
	115	6,5	40,5	7,6	17,0	1,6	2,9	10,1	1,5	2,1
					Бассейн р.Печоры					
Вычегодский	250	3,5	34,6	10,7	14,3	0,3	4,0	5,7	6,6	11,9
	256	4,2	26,8	14,9	14,2	0,3	4,7	7,3	11,5	13,5
	301	5,7	33,0	22,2	19,4	0,6	2,3	9,6	-	-
	214	3,5	33,0	20,5	12,5	0,3	4,6	4,4	4,9	8,7
	211	5,0	39,0	13,4	12,3	1,2	3,2	8,9	2,3	4,6
Печорский	256	6,9	27,9	6,6	19,9	1,2	3,6	7,3	8,1	9,6
	301	7,0	24,3	16,0	17,7	0,7	3,9	6,9	7,9	12,7
	214	9,3	37,9	7,6	12,8	1,2	2,9	5,0	2,4	13,4
	211	5,7	35,2	4,3	12,2	0,3	1,3	6,1	7,1	23,8
					Бассейн р.Адзьвы					
Полярный	403	4,5	24,1	8,2	11,6	0,9	1,2	12,6	13,3	17,1
	404	4,8	19,4	9,1	15,2	3,5	1,6	11,4	13,8	17,4
	414	3,3	16,6	10,8	9,8	1,2	2,6	11,1	18,5	21,1
	413	7,7	25,0	6,7	12,6	0,7	2,0	10,0	12,7	16,1
Вычегодский	414	5,3	21,0	3,5	17,5	2,9	0,7	11,3	2,9	32,2
	418	7,8	29,9	7,3	11,6	0,6	2,2	7,2	3,8	25,0
	424	7,9	36,9	14,7	13,6	1,0	4,1	13,0	-	2,0
	431	15,9	37,6	5,3	16,8	0,8	2,4	12,7	-	-
	437	9,3	35,0	11,5	18,5	2,5	2,7	9,8	1,6	5,4
Печорский	431	10,6	33,5	11,1	18,7	1,2	3,8	9,5	1,1	2,0
	437	9,4	20,6	10,6	9,2	0,8	2,7	8,0	11,2	18,5
					Бассейн р.Вычегды					
Вычегодский	202	0,8	13,5	52,0	22,9	0,3	2,6	3,0	-	-
	203	2,1	14,2	48,4	22,8	0,6	3,4	2,4	0,4	0,4
	206	2,5	17,7	37,2	29,0	0,2	5,4	3,4	-	0,1
	208	-	21,6	45,0	20,8	-	4,4	0,2	-	-
Печорский	202	9,0	31,4	11,3	15,0	1,2	4,6	6,9	8,5	8,0
	203	10,6	30,0	10,4	15,4	0,6	5,3	7,3	6,9	8,6
	205	5,4	28,8	13,1	16,6	0,2	6,0	7,3	6,2	8,3
	208	1,7	31,1	13,6	12,8	0,4	7,7	1,9	13,5	11,1

сидерита. Содержания этих минералов изменчивы, но во всех разрезах доминирует сидерит. В петрографских шлифах в значительных количествах наблюдается глауконит (до 60 зерен на стандартный петрографический шлиф).

Состав тяжелых минералов печорской морены р.Адзьвы изучен в разрезах нижнего течения реки. В одних разрезах тяжелая фракция характеризуется ильменит-амфибол-эпидотовой ассоциацией, в других - амфибол-пирит-сидерит-эпидотовой минеральной ассоциацией. Связано это с особенностями минерального состава тяжелой фракции местных мезозойских пород, об усиленной экзарации которых ледником свидетельствует наличие в печорской морене многочисленных крупных и мелких отторженцев мезозойских и четвертичных пород.

Специфический признак печорской морены бассейна р. Вычегды - повышенные содержания в тяжелой фракции эпидота и ильменита (соответственно 31 и 7 %) и повсеместное присутствие пирита и сидерита (в сумме до 18%), ассимилированных ледником из подстилающих мезозойских пород.

Вычегодский горизонт

Преобладающими для тяжелой фракции морены вычегодского горизонта бассейна р.Лаи являются эпидот, гранат, амфибол. По сравнению с печорской мореной этого же района средние содержания граната и амфибола несколько повышены. Исключение составляет разрез 27 (см.таблицу). Содержания пирита и сидерита и их соотношения изменчивы. Иногда при ничтожных их количествах в верхних частях разрезов фиксируются повышенные содержания лимонита (например, в разрезе 103), что связано, вероятно, с окислением пирита и сидерита в зоне гипергенеза. В целом же в вычегодской морене этого района содержание сидерита ниже, чем в печорской. Глауконит в вычегодской морене представлен более мелкими зернами, чем в печорской, и содержание его ниже в несколько раз (до 15-20 зерен на стандартный петрографический шлиф).

Вычегодская морена нижней Печоры характеризуется амфибол-гранат-эпидотовой минеральной ассоциацией. Средние содержания эпидота здесь несколько ниже, а амфибола - выше, чем в печорской морене.

На средней Печоре морена вычегодского горизо
сформировалась за счет материала, поступавшего из р
нов Полярного и Приполярного Урала. В тяжелой фракц
преобладают минералы групп эпидота-цоизита, амфибол
граната. От печорской морены она отличается повышен
содержанием амфибола.

В бассейне р.Адзьвы вычегодская морена была оста
лена ледниками Полярного и Приполярного Урала. В ни
нем течении реки она характеризуется устойчивой гра
эпидотовой ассоциацией тяжелых минералов и незначите
ными содержаниями пирита, сидерита и глауконита. Выс
кий удельный вес эпидота и граната в тяжелой фракции
вероятно, объясняется как влиянием эпидотсодержащих
зеленокаменных и метаморфизованных гранатсодержащих
уральских пород, так и верхнепермских терригенных от
ложений, широко развитых к востоку от района работ и
содержащих в тяжелой фракции до 60% минералов групп
эпидота-цоизита [16]. В более северных разрезах(414,
418) снижается доля эпидота, резко увеличивается доля
сидерита, а содержание пирита составляет первые про
центы от веса тяжелой фракции. Не исключено, что эт
связано с возросшей ролью в процессе ледниковой тран
портировки близлежащих транзитных пород верхнего три
са, обогащенных сидеритом и сидеритовыми стяжениями.

Вычегодская морена в бассейне р.Вычегды по мине
ральному составу резко отличается от печорской морены
Содержание самых распространенных минералов Фенно -
скандии - амфиболов и гранатов достигает в вычегодско
морене своего максимума, составляя в среднем соответ
ственно 46 и 23%. Кроме того, пирит и сидерит, харак
терные для подстилающих плейстоцен отложений триаса
и юры, фиксируются в ней в ничтожных количествах
и не во всех образцах.

Полярный горизонт

Полярная морена, как уже отмечалось, распростране
на лишь на севере района исследований.

В бассейне р.Лаи формирование ее связано с фенно
скандинавской питающей провинцией. Морена характери
зуется амфибол-эпидотовой минеральной ассоциацией
при изменчивых концентрациях пирита и сидерита. Так,
например, в обн. 107 указанные минералы в сумме сос-

тавляют около 20%, тогда как в другом изученном разре-
зе (115) они отсутствуют, но отмечается аномально вы-
сокое для морен содержание лимонита (9,9%).

Формирование полярной морены в бассейне р.Адзьвы
происходило за счет материала, поступавшего с севера.
Минеральный состав ее тяжелой фракции отличается ста-
бильностью. Для морены характерна гранат-эпидотовая
ассоциация минералов и почти равные повышенные содержа-
ния пирита и сидерита, составляющие в сумме до 40%.

Таким образом,разновозрастные морены, характеризуясь
в общем сходным составом в пределах Тимано-Печоро-
Вычегодского региона, несколько отличаются по содержа-
нию отдельных минералов. Печорская морена из разрезов
рек Печоры и Лаи отличается более высоким, чем вычегод-
ская, количеством эпидота, глауконита и повсеместным
присутствием пирита и сидерита, суммарное количество
которых изменчиво (11-31%), а соотношение постоянно:
низким содержаниям пирита отвечают более высокие кон-
центрации сидерита. В разрезах нижнего и среднего те-
чения р.Печоры и бассейна р.Лаи вычегодская морена от-
личается более высокими значениями амфибола (8-32%) по
сравнению с печорской (4-15%). В разрезах р.Адзьвы
по минеральному составу четко определяется морена по-
лярного возраста, выделяющаяся повышенным (до 40%)
суммарным содержанием пирита и сидерита почти в
равных соотношениях. Резкими различиями минералогичес-
ких спектров характеризуются печорская и вычегодская
морены в бассейне р.Вычегды. Эти различия столь сущест-
венны и выдержаны в разрезе и на площади, что позволяют
уверенно коррелировать моренные горизонты даже при от-
сутствии данных палинологического и палеомикротериоло-
гического изучения разделяющих их родионовских (шклов-
ских) отложений.

Зависимость минеральных спектров основных морен от
особенностей тяжелой фракции подстилающих пород и актив-
ности динамики ледника отчетливо прослеживается на при-
мерах разрезов бассейна р.Адзьвы, где плейстоценовые
отложения имеют относительно небольшую мощность и час-
то непосредственно контактируют с коренными породами
гряды Чернышева.

Так, с ассимиляцией печорским ледником подстилающих

келловейских глин, обогащенных пиритом и сидеритом
связано повышенное (до 30%) суммарное содержание
минералов в разрезе 437. Об активной экзарации и а
миляции пород келловея свидетельствуют и их крупн
отторженцы в толще печорской морены. Кроме того, п
вышенная концентрация пирита и сидерита в морене в
значительной степени обусловлена захватом и перера
кой отложений мезозоя и продуктов разрушения и пер
отложения верхнепалеозойских пород, широко распрос
траненных к северу от указанного разреза.

В разрезе 431 коренные породы представлены отлож
ниями аптского и альбского ярусов нижнего мела, в
торых повышены содержания ильменита (до 32%) и мин
ралов группы эпидота-цоизита (30-64%), что нашло от
ражение в составе печорской морены.

В разрезе 424 вычегодская морена с резким экзара
ционным контактом залегает на верхнепермских эпидот
содержащих песчаниках. Анализ минеральных спектров
тяжелой фракции морены и песчаников свидетельствует
об активной ассимиляции коренных пород. Показатель
в этом плане не только обогащение морены эпидотом (
среднем 36,9%, а в отдельных образцах до 42%), но и
стабильно низкие, как и в подстилающих породах, кон
центрации пирита и сидерита (в сумме до 2%).

Таким образом, выявленные особенности минерально
состава разновозрастных моренных горизонтов имеют р
гионально ограниченное литостратиграфическое значен
связанное с влиянием на формирование мелкозема морен
местных подстилающих пород. При усилении экзарацион
ной активности ледника локальный фактор становится
определяющим, что затрудняет использование минераль
ных спектров для проведения широких пространственных
корреляций, давая возможность, однако, применять их
для расчленения плейстоценовых разрезов и проведения
локальных внутрирайонных корреляций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреичева Л.Н. Состав, строение и условия формирования валунных суглинков Печорской низменност Автореф. дисс. ... канд.г.-м. наук. - Вильнюс, 1985. 25 с.

2. Астахов В.И. Уникальный памятник покровного леденения в Уральских горах //ДАН СССР. - 1974. - . 219, № 3. - С. 683-685.

3. Батурин В.П. Петрографический анализ геологи- ческого прошлого по терригенным компонентам. - М.-Л., 947. - 335 с.

4. Вишняков С.Г. Область сноса обломочного мате- риала, послужившего для накопления палеозойских отло- жений северо-западной окраины Подмосковной синеклизы: р. Воронежского гос.ун-та. - Т. 48. - Воронеж, 1958.

5. Гайгалас А.И. Минералого-петрографический состав морен плейстоцена юго-восточной Литвы: Тр. / АН ЛитССР. Сер. Б. - Вильнюс, 1964. - 4 (39). -С.185- 192.

6. Климашаускас А.Ю. Гранулометрические свойства и закономерности минералогического состава моренных отложений юго-восточной Литвы //Стратиграфия четвертич- ных отложений и палеогеография антропогена юго-восточ- ной Литвы. - Вильнюс: Минтис, 1965. - С. 39-103.

7. Кравец В.С. Мезозойские отложения. Юра //Гео- логия и перспективы нефтегазоносности северной части Тимано-Печорской области: Тр./ВНИГРИ. - Л.: Недра,1966, - Вып. 245. - С. 43-62.

8. Кузнецова Л.А. Плейстоцен Печорского Приуралья. - Казань: Изд-во КГУ, 1971. - 122 с.

9. Лавров А.С. Древние оледенения северо-востока Русской равнины //Изв. АН СССР. Сер.геол. - 1973. - №6. - С. 29-38.

10. Лаврова Т.М. Минеральный состав четвертичных отложений Печоры и Верхней Вычегды. - Вестн. МГУ, 1967. - Сер. геол. 4, № 2. - С. 131-137.

11. Лукашев К.И.,Астапова С.Д. Геохимические особенности моренного литогенеза. - Минск: Наука и техника, 1971. - 193 с.

12. Минералогия, типоморфизм и генезис акцессор- ных минералов изверженных пород севера Урала и Тимана /М.В.Фишман, Н.П.Юшкин, Б.А.Голдин,Е.П.Калинин - Л.: Наука, 1968. - 250 с.

13. Раукас А.В. Минералогия морен Эстонии //Изв. АН ЭССР. - 1961. - Т.X. Сер. физ.-матем. и техн.наук. № 3. - С. 244-258.

14. Рухина Е.В. Литология ледниковых отложен
Л.: Недра, 1973. - 176 с.
15. Рябченков А.С. Региональная основа и асп
ты изучения валунного и минерального состава четв
тичных отложений Северо-Восточной части Русской п
формы //Сборник статей по геологии и гидрогеологии
Вып. 4. - М.: Недра, 1965. - С. 173-194.
16. Чалышев В.И., Варюхина Л.М. Биостратигр
фия верхней перми Северо-Востока европейской части
СССР. - Л.: Наука, 1968. - 234 с.
17. Яковлев С.А. Основы геологии четвертичных
отложений Русской равнины. (Стратиграфия). - М., 1
- 314 с.

руды Института геологии Коми научного центра УрО АН СССР
1989
ып. 72

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ БАЛБАНЬИНСКОГО РАЙОНА

(Приполярный Урал)

С.К.Кузнецов

Балбаньинский район находится в северной части Приполярного Урала и характеризуется широким развитием разнообразных гидротермальных кварцевых жил, изучением которых занимались многие исследователи [1-3]. По отношению к сланцеватости вмещающих пород жилы делятся на согласные и секущие. На основе их пересечений установлено, что вначале образовались согласные жилы, а затем секущие, на которые позднее наложились хрусталеносные гнезда. Имеются сведения о геологической позиции, строении, минеральном составе, генезисе жил, некоторых конституционных особенностях и свойствах слагающего их кварца, изменении вмещающих пород. До последнего времени основное внимание уделялось лишь секущим хрусталеносным жилам. Согласные жилы изучены относительно слабо, фрагментарно освещены процессы жилообразования. Нами проведены минералогические исследования различных встречающихся в районе жил. Это позволило получить новые данные об их минеральном составе, конституции и свойствах кварца и рассмотреть в общих чертах историю формирования.

Площадь района сложена в основном кварцитопесчаниками тельпосской свиты нижнего ордовика. В северо-западной части района обнажены кварц-серицит-хлоритовые сланцы хыдейской свиты верхнего ордовика. Породы имеют северо-восточное простирание, местами осложненное флексурами, и крутое северо-западное падение. Широко развиты дизъюнктивные нарушения. Наиболее крупными из них

являются нарушения северо-восточного и северо-
го простираний. Метаморфизм пород соответствует зе
сланцевой фации.

Результаты наших исследований подтверждают пра-
мерность выделения в районе двух основных типов жи
согласных и секущих хрусталеносных, формирование ко
рых происходило последовательно.

Согласные жилы встречаются в интенсивно рассла
ванных кварцитопесчаниках юго-восточной части рай
и кварц-серицит-хлоритовых сланцах его северо-запа
ной части. Положение жил контролируется нарушениям
северо-восточного простирания. Жилы имеют линзовид
линзовидно-четковидную или плитовидную форму, мощно
не превышает 0,5-0,7 м. Контакты жил с вмещающими п
дами резкие, нарушенные. Породы вдоль контактов об
но сильно рассланцованы. Иногда отмечается их гидро
термальное изменение, выражающееся в хлоритизации, с
рицитизации, выносе кремнезема.

Секущие жилы распространены шире, их положение к
роируется различными нарушениями. Важную роль игра
нарушения северо-западного простирания. Форма жил б
вает линзовидной, клиновидной, сложной ветвящейся,
товидной. Мощность их варьирует в широких предела
достигая нескольких десятков метров. Контакты жил
вмещающими породами резкие нарушенные и ненарушенны
Породы вдоль контактов обычно гидротермально измене
Характерны хлоритизация, серицитизация, вынос крем
зема.

Около крупных секущих жил в кварцитопесчаниках,
вдоль лежащих боков, нередко наблюдаются существенно
серицитовые слои мощностью до 1,5 м. Развиваясь пре
имущественно на контактах жил, серицитолиты иногда
отходят от них, фиксируя зоны интенсивных тектониче
ких подвижек. Непосредственно в жилах часто выделяют
ся блоки кварцитопесчаников - как неизмененные, так
и измененные в значительной степени. Иногда это сер
толитовые линзы с реликтами кварцитопесчаников.

Наложенные на секущие жилы хрусталеносные гнезда
обычно располагаются на периферии (чаще всего в леж
чем боку) и внутри жил. Периферийные гнезда состоят
из кристаллов кварца, глыб жильного кварца и серицит
товой или хлоритовой масс. Вмещающие породы около
гнезд изменены более значительно. При изучении зе

Таблица

Химический состав серицитолитов

Характеристика серицитов	Содержание окислов, вес.%														nnn, %
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O^+	CO_2	P_2O_5	
Темно-серые удаленные от гнезда	40,06	7,06	28,06	7,81	0,29	-	1,06	0,37	0,44	8,49	0,14	4,51	-	0,22	3,99
Светло-зелёные окологнездовые	41,72	7,15	30,15	3,91	0,23	-	1,06	0,37	0,43	8,96	0,18	4,72	-	0,20	4,39
	40,54	8,75	30,04	3,86	0,20	-	1,06	0,37	0,45	8,80	0,28	4,58	-	0,10	4,42

Таблица 2

Минеральный состав серицитолитов (минералы тяжелой фракции)

Характеристика серицитолитов	Содержание минералов, г/т					
	Турмалин	Рутил	Циркон	Гематит	Ксенотим	Лейкоксен
Темно-серые удаленные от гнезда	10904	21332	7583	3555	116	–
	303	3370	1358	2121	–	–
Светло-зеленые окологнездовые	10809	6687	3334	–	–	354
	19173	21178	–	–	603	625
	7085	6381	5905	–	–	–

рен породообразующего кварца обнаруживается, что вначале они растворялись, а затем регенерировались.

Периферийные гнезда в крупных жилах из кварцитопесчаников находятся в зонах развития серицитолитов. Обращает на себя внимание неоднородность последних. В гнездах они рыхлые светло-зеленые, а на удалении от них - плотные темно-серые. Химический состав различных серицитолитов примерно одинаков (табл.1). Однако в темно-серых серицитолитах, удаленных от гнезд, заметно выше содержание железа. По данным минералогического анализа, эти серицитолиты обогащены гематитом (табл.2). В гнездовых серицитолитах он не обнаруживается.

Внутрижильные гнезда, связанные с секущими жилы трещинами, состоят из кристаллов и мелких обломков жильного кварца. Иногда внутрижильные гнезда приурочены к находящимся в жилах блокам кварцитопесчаников. В таких гнездах в большом количестве присутствует серицит.

Как согласные, так и секущие жилы являются существенно кварцевыми. В согласных жилах из кварцитопесчаников встречаются также серицит, гематит, лазулит, апатит. В секущих жилах присутствуют серицит, турмалин, рутил, монацит, циркон, анатаз, ксенотим, лимонит, сфен, муассонит, ильменит, пирит, эпидот, гранат, мартит, аморфные гидроокислы железа. Эти минералы в основном развиты в хрусталеносных гнездах. Причем содержание минералов в призальбандовых гнездах значительно выше, чем во внутрижильных. Независимо от положения гнезд в них обнаруживаются серицит, турмалин, рутил, монацит, анатаз, циркон, муассонит, аморфные гидроокислы железа. Многие из этих минералов присутствуют в связанных с гнездами трещинах в жильном кварце.

Минеральный состав жил, локализованных в кварц-серицит-хлоритовых сланцах, несколько иной. Для них характерны гематит, кальцит, часто обнаруживается пирит.

Кварц, слагающий согласные жилы, в основном крупно- и гигантозернистый, иногда мелко- и крупнозернистый, массивный, серый. Нередко в нем наблюдаются прозрачные дымчатые участки до 2-3 см в поперечнике. Форма и ориентировка отдельных индивидов визуально не устанавливаются. На поверхностях кварца, контактирующих с вмещающими породами, отмечены борозды и ямки давления. В шлифах

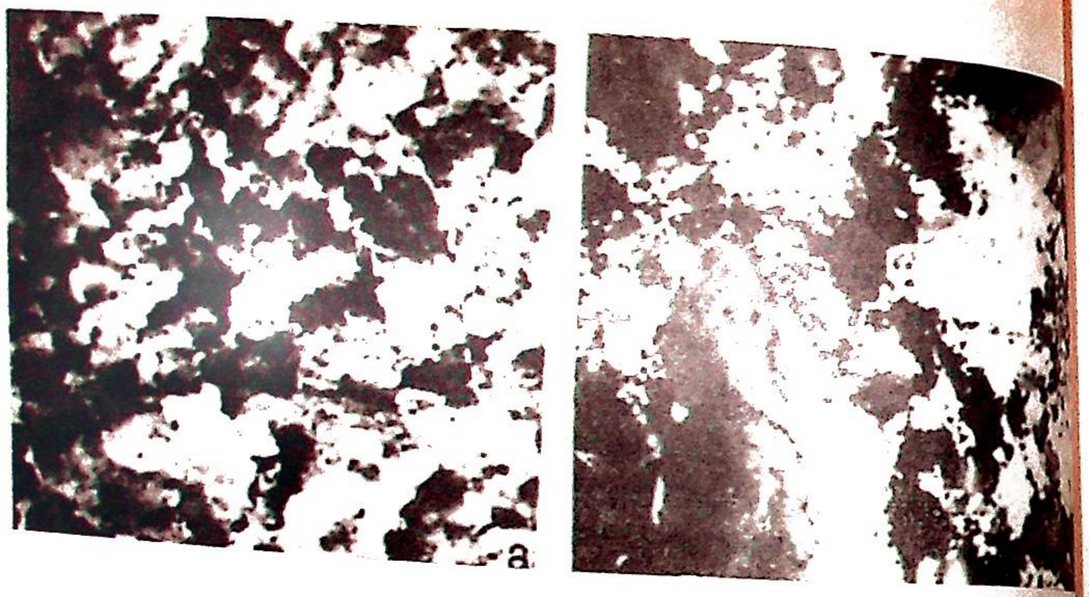


Рис. 1. Блокование (а) и грануляция (б) кварц согласных жил. Увел.10.

обнаруживаются пластические деформации, в частности, блочность; нередко фиксируется грануляция (рис.1).

Кварц секущих жил, как правило, гигантозернистый белый, участками прозрачный. Величина прозрачных уч ков достигает 5-7 см. В призальбандовых частях жил обычно хорошо видны фрагменты кварцевых индивидов столбчатого облика, которые нарастают на стенки тре щин, образуя параллельно-шестоватые агрегаты. Величи на индивидов в крупных жилах составляет несколько метров. Вдоль нарушенных контактов жил с вмещающими породами кварц нередко растворен, поверхности контак тирующие с породами, имеют характерный рельеф с плав но сменяющими друг друга выступами и впадинами.

Существенно иным по сравнению с кварцем, слагающи основной объем секущих жил, является кварц, развива щейся около хрусталеносных гнезд. Он отличается сла бой радиационной окраской и высокой прозрачностью. В направлении от гнезд плотность окраски и прозрачность кварца постепенно понижаются. Мощность зон окологнез дового относительно прозрачного кварца достигает 0,5- 0,7 м. В зонах незначительной мощности окологнездовый кварц состоит из множества мелких одинаково ориенти рованных индивидов. Последние нарастают на ранее об разовавшиеся, частично растворенные индивиды кварца,

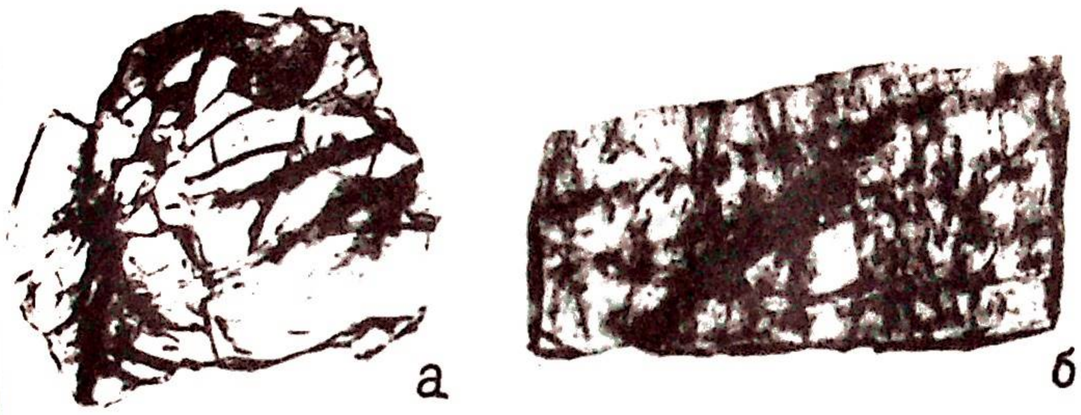


Рис. 2. Распределение радиационной окраски в кварце секущих жил: а - равномерное (белый участками прозрачный кварц); б - зональное (окологнездовой кварц). Уменьш. 2.

наследуя их ориентировку. Кварц, подобный окологнездовому, встречаются также вдоль нарушенных контактов жил с вмещающими породами, в трещинах, секущих первичный кварц.

В облученных пластинах, изготовленных из прозрачных участков кварца видно, что распределение радиационной окраски обычно равномерное (рис. 2). В окологнездовом кварце иногда наблюдается зональность. В шлифах кварц секущих жил довольно однороден. Пластические деформации в отличие от кварца согласных жил выражены слабо, хотя в некоторых случаях фиксируется блочность. Очень редко в местах проявления подвижек отмечается грануляция. Для окологнездового кварца пластические деформации и грануляция характерны.

Кристаллы кварца из гнезд, наложенных на секущие жилы, представлены двумя разновидностями радиационной дымчатой и дымчато-цитриновой окраски. Гнезда с дымчатыми кристаллами кварца распространены широко, с дымчато-цитриновыми - исключительно в центральной части района в пределах отчетливо выраженной здесь жильной зоны, ориентированной в северо-восточном направлении.

Кристаллы кварца нарастают на стенки гнезд,обра-

зуя друзовые агрегаты. Интересно, что они нарастают также на присутствующую в гнездах серицитовую массу. В нижних частях гнезд иногда наблюдаются двусторонние агрегаты. С одной стороны находятся кристаллы, нарастающие на серицитовую массу и ориентированные головками вверх, с другой – кристаллы, насыщенные серицитом и ориентированные головками вниз, в сторону вмещающих пород. Заключенная в кристаллах серицитовая масса бывает смята и рассланцована.

Конституция и некоторые свойства дымчатых и дымчато-цитриновых кристаллов кварца детально описаны ранее [1, 3 и др.]. Они существенно различаются не только по окраске, но и по форме, строению и другим признакам.

В табл. 3,4 приведены результаты спектрального, электронно-парамагнитного и термолюминесцентного анализов кварца различных жил.

В кварце согласных жил, по данным спектрального анализа, содержание алюминия, железа, титана, магния, натрия, калия заметно выше, чем в кварце секущих жил. Причем для различных типов кварца, слагающих эти жилы, характерны определенные особенности. В белом участками прозрачном кварце и дымчатых кристаллах меньше калия и натрия. В дымчато-цитриновых кристаллах повышенное содержание алюминия и лития, а содержание калия и натрия в них ниже, чем в белом участками прозрачном кварце.

В кварце как согласных, так и секущих жил фиксируются алюминиевые $AlO_4^{+}e+o$ и германиевые Ge(A,C)e Li^{+} парамагнитные центры (ПМЦ)*. Содержание центров в кварце согласных жил значительно ниже, чем в кварцах секущих жил. В белом, участками прозрачном кварце секущих жил оно более низкое, чем в дымчатых и особенно дымчато-цитриновых кристаллах. В последних наряду с алюминиевыми и германиевыми центрами присутствуют также алюминий-литиевые и титан-водородные центры [4]. На кривых термолюминесценции кварца различных жил выделяются два основных пика: 180-200 и 330-370 °С.

* Исследования ПМЦ провел В.П.Лютоев, Ин-т геологии Коми науч.центра УрО АН СССР.

Таблица 3

Содержание элементов-примесей в жильном кварце

Типы жил, характеристика кварца	Количество проб	Содержание элементов, n 10^{-4} вес.%								
		Al	Mn	Fe	Cu	Ti	Mg	Na	K	Li
Согласные гигантозернистый серый	9	40–400 / 152	2–6 / 3,2	9–170 / 59	0,7–13 / 0,9	10–120 / 32,7	11–28 / 18,2	1,8–26 / 12,6	0–17 / 6,5	0–1,3 / 0,3
Секущие гигантозернистый белый, участками прозрачный кварц	13	20–48 / 32	1,4–2,7 / 2,2	0–4,8 / 3,8	0,5–6,7 / 1,7	11–32 / 15,3	5,2–11,2 / 7	6,3–11,2 / 7,9	0–6,9 / 3,9	1
дымчатые кристаллы кварца	8	20–40 / 28	2,3–3,5 / 2,7	0–12 / 5,3	0,5–1,3 / 0,8	6,4–22 / 10,2	3,2–8,5 / 5,3	0–7 / 2,2	0–6,9 / 2,5	1–2,5 / 1,3
дымчато-цитриновые кристаллы кварца	6	90–120 / 105	1,6–3,5 / 2,5	3,5–13 / 6,8	0,5–1,2 / 0,8	5,4–32 / 16	4,8–8,4 / 5,5	0–2,4 / 0,9	0–9,4 / 3,4	8–17 / 12

Примечание. В числителе даны интервалы изменения значений, в знаменателе – средние значения.

Таблица 4

Содержание парамагнитных центров и интенсивность термолюминесценции жильного кварца

Типы жил, характеристика кварца	Содержание парамагнитных центров, отн. ед.		Интенсивность термолюминесценции, усл. ед		
	$AlO_4^{+}e^{o}$,	$Ge(A.C)^{-}e^{+}Li^{o}_3$ (5 x 10^3)	130°C	180–190°C	330–370°C
Согласные					
гигантозернистый серый	$\frac{3,8-8,9}{6,3}$(9)	< 0,01(3)	$\frac{0,5-2,2}{1,3}$(3)	$\frac{0,5-2,5}{1,2}$(3)	$\frac{22-176}{80}$(3)
Секущие					
гигантозернистый белый участками прозрачный	$\frac{5,1-19,3}{11,3}$(48)	$\frac{0,19-0,45}{0,31}$(12)	–	$\frac{0,55}{2,1}$(27)	$\frac{46-330}{145}$(27)
дымчатые кристаллы кварца	$\frac{9-37,8}{21,2}$(17)	$\frac{0,76-1,21}{0,95}$(9)	–	$\frac{1,7-5}{3,5}$(6)	$\frac{45-740}{439}$(6)
дымчато-цитриновые кристаллы кварца	$\frac{22,1-55,6}{42}$(9)	$\frac{1,16-2,05}{1,64}$(5)	–	$\frac{50-140}{75}$(5)	$\frac{100-400}{247}$(5)

Примечание. В числителе даны интервалы изменения значения, в знаменателе – средние значения, в скобках – количество проб.

кривых кварца согласных жил кроме того присутствует пик 130°С. Интенсивность термолюминесценции кварцевых жил всегда ниже, чем у секущих, а белый, согласных жил прозрачный кварц секущих жил термолюминесцируется слабее, чем кристаллы кварца. Дымчатые кристаллы отличаются более высокой интенсивностью термолюминесценции в области 330–370°С, а дымчато-цитриновые – области 190–200°С. Во всех случаях интенсивность высокотемпературного пика выше, чем у низкотемпературного.

Низкая интенсивность термолюминесценции кварца согласных жил подтверждает результаты электронно-парамагнитного резонанса, соответственно которым содержание примесных центров в этом кварце наиболее низкое. Это не увязывается с данными спектрального анализа. Вероятно, повышенное содержание элементов-примесей (в частности, алюминия) в кварце согласных жил, фиксирующееся спектральным методом, обусловлено наличием мелких минеральных включений.

Рассмотрим основные особенности генезиса кварцевых жил. Разновозрастность жил позволяет выделить два этапа их формирования: ранний и поздний послеордовикские. На раннем этапе образовались согласные жилы, на позднем – секущие. Поздний этап можно разделить на две стадии (жильную и гнездовую), характерные для процесса формирования хрусталеносных жил [2]. Гнездовая стадия, по-видимому, также была прерывистой, о чем, в частности, свидетельствуют результаты изучения кристаллов кварца, полученные А.В.Козловым, Б.Н.Шароновым и Д.В.Никитиным [3]. Наши данные не позволяют уверенно разделить ее на соответствующие подстадии. Проблематично также соотношение дымчатых и дымчато-цитриновых кристаллов по времени образования. Можно предполагать, что они являются разновременными, что отчетливо устанавливается на ряде других объектов [1].

Каждому из этапов отвечает определенный комплекс минералов, зависящий от состава вмещающих жилы пород.

Последовательность образования основных жильных минералов в кварцитопесчаниках характеризуется следующим рядом: кварц 1 – лазулит, гематит, апатит, серицит – кварц 2 – серицит, турмалин, рутил, циркон, монацит, ильменит – кварц 3 (кристаллы кварца).

Резкие контакты жил с вмещающими породами, гига- зернистая структура кварца свидетельствует о том, жилы являются телами выполнения. Это отмечалось ра и другими исследователями. Вместе с тем традицион считается, что окологнездовый относительно прозрач кварц является результатом перекристаллизации ранее образовавшегося кварца [2]. По нашим наблюдениям, индивиды окологнездового кварца зарождались на час тично растворенном и катаклазированном белом, участ ками прозрачном кварце и росли свободно. Одновремен но происходило залечивание трещин в белом кварце. Признаки, указывающие на одновременность растворени первичного кварца и роста кристаллов, не обнаружива ся. То есть окологнездовый кварц соответствует нача лу хрусталеобразования и образуется путем кристалли зации из раствора после растворения белого, участка ми прозрачного кварца.

Большой интерес представляют встречающиеся в хрус таленосных гнездах агрегаты кристаллов кварца, насы ных серицитом и ориентированных в сторону вмещающих пород. Образование подобных агрегатов иногда связы вается с перекристаллизацией и метасоматическим заме щением пород. При изучении этих агрегатов мы нередко наблюдали, что серицитовая масса смята и рассланцова на. Очевидно, кристаллы кварца прорастали сквозь раз образовавшиеся серицитолиты, захватывая их.

Все кварцевые жилы в той или иной степени метамор физованы. Основные особенности метаморфизма жил опи саны А.Е.Карякиным, В.И.Смирновой [2] и другими ис следователями. Согласные жилы претерпели подвижки и сильное сжатие, о чем свидетельствуют характерные для них нарушенные контакты с вмещающими породами, дробление, блокование и грануляция жильного кварца. Не исключено, что линзовидно-четковидная форма этих жил является следствием будинажа. Метаморфизм со гласных жил в основном происходил до образования се кущих жил, поскольку последние, находясь рядом с со гласными, обычно метаморфизованы в меньшей мере. Се кущие жилы также испытали подвижки, выразившиеся в частичном нарушении контактов, дроблении кварца. Эпи зодически подвижки проявлялись также в ходе хрусталеобразования и после него.

Важным является вопрос о времени изменения вмещающих жилы пород, включающего серицитизацию, хлоритизацию, вынос кремнезема. Вероятно, оно было синхронным около согласных и секущих жил, так как характер изменения пород одинаков. Изменение пород около секущих жил считается одновременным с образованием кристаллов кварца [2 и др.]. Однако имеются многочисленные примеры нарастания кристаллов кварца на уже измененные породы. В частности, как показано выше, кристаллы нарастают на серицитолиты, прорастают и захватывают их. Интересно, что около хрусталеносных гнезд частично растворенные зерна породообразующего кварца регенерированы. Эти факты свидетельствуют о более раннем, по сравнению с ростом кристаллов кварца,изменении пород. Скорее всего, оно происходило одновременно с растворением жильного кварца.

В некоторых случаях устанавливается стадийность изменения околожильных пород. Так, неоднородность серицитолитов, нередко наблюдаемая около секущих хрусталеносных жил в кварцитопесчаниках, позволяет выделить две стадии их формирования. Вначале, вероятно,одновременно с подвижками и дроблением жильного кварца в тектонически активных зонах, образовались темно-серые, обогащенные гематитом серицитолиты.Затем под действием гидротермальных растворов они претерпели изменение, выразившееся в разложении гематита, осветлении.

Таким образом, развитые в Балбаньинском районе разновозрастные кварцевые жилы характеризуются определенными минералогическими особенностями. Существенно различны их минеральный состав, конституция и свойства жильного кварца. Полученные нами данные свидетельствуют о том, что со сменой одного типа жил другим происходит изменение не только строения кварца, но и содержания в нем элементов-примесей: от ранних генераций кварца к поздним содержание структурных примесей повышается.

Разновозрастность кварцевых жил позволяет выделить два этапа их формирования: ранний послеордовикский и поздний послеордовикский. Оба этапа проявились в условиях варисцийского тектоно-магматического цикла и метаморфизма зеленосланцевой фации. На раннем

этапе образовались согласные жилы, произошло нарушение их контактов с вмещающими породами, дробление, блокование и грануляция кварца. На позднем этапе сформировались секущие жилы. Этот этап делится на две стадии: жильную и гнездовую. Вначале образовались собственно жилы. Затем произошло нарушение их контактов с вмещающими породами, дробление кварца. В это же время широко проявились гидротермально-метасоматические процессы, вызвавшие растворение жильного кварца, хлоритизацию, серицитизацию вмещающих пород, вынос из них кремнезема. На гнездовой стадии образовались кристаллы кварца.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буканов В.В. Горный хрусталь Приполярного Урала. - Л.: Наука, 1974. - 212 с.

2. Карякин А.Е., Смирнова В.А. Структуры хрусталеносных полей. - М.: Недра, 1967. - 240 с.

3. Козлов А.В., Шаронов Б.Н., Никитин Д.В. Особенности проявления стадийности минерализации на месторождении горного хрусталя Приполярного Урала // Геология, поиски и разведка нерудных полезных ископаемых (межвузовский сборник). - Л., 1977. - Вып. 3. - С. 34-41.

4. Кузнецов С.К., Низамутдинов Н.М. Примесные парамагнитные дефекты в кристаллах кварца Приполярного Урала //Минералогическая кристаллография и свойства минералов: Науч.тр. /АН СССР. Коми фил. Ин-т геологии. - Сыктывкар, 1983. - Вып. 46. - С. 24-27.

Труды Института геологии Коми научного центра УрО АН СССР

№ 72 1989

НАХОДКА ЧЕРНОГО МОНАЦИТА НА ПРИПОЛЯРНОМ УРАЛЕ

Т.П.Майорова, В.А.Литошко, И.П.Никитенко

В Тимано-Североуральской провинции черный монацит или "куларит", известный в литературе также под другими названиями [1], был обнаружен и описан ранее на Тимане [3, 4]. Нами "куларит" установлен на Приполярном Урале, в аллювиальных отложениях рек Большого Патока и Левой Сивъяхи. Есть сведения, что этот минерал распространен более широко и в знаковых количествах встречается в шлихах других водотоков западного склона Северного Урала (устное сообщение Н.В.Повонской).

На Большом Потоке находка черного монацита приурочена к верхнему горизонту высокой поймы, мелкогалечным отложениям с песчано-суглинистым заполнителем. Здесь содержание минерала составляет около 4% веса тяжелой фракции. На р.Левой Сивъяхе он найден также в аллювии поймы, сложенном мелким галечником с песчано-гравийным заполнителем, но в существенно меньшем количестве - десятке знаков. Основная масса "куларита" концентрируется в III и IV электромагнитных фракциях, хотя единичные его зерна фиксируются и в тяжелой неэлектромагнитной фракции. Шлиховая ассоциация р.Большого Патока складывается из следующих групп минералов: породообразующих - эпидота, амфибола, граната, пироксена; рудных - магнетита, ильменита, гематита, и акцессорных - циркона, сфена, апатита, лимонита. В единичных знаках отмечаются лейкоксен, рутил, анатаз, хромшпинелид, хлоритоид, дистен, очень редко - пирит и монацит. В шлихах р.Левой Сивъяхи обнаружены кроме того турмалин, золото, шпинель, шеелит. Частота встречаемости нормального монацита здесь существенно выше, чем на Большом Патоке.

этапе образовались согласные жилы, произошло нарушение их контактов с вмещающими породами, дробление, блокование и грануляция кварца. На позднем этапе сформировались секущие жилы. Этот этап делится на две стадии: жильную и гнездовую. Вначале образовались собственно жилы. Затем произошло нарушение их контактов с вмещающими породами, дробление кварца. В это же время широко проявились гидротермально-метасоматические процессы, вызвавшие растворение жильного кварца, хлоритизацию, серицитизацию вмещающих пород, вынос из них кремнезема. На гнездовой стадии образовались кристаллы кварца.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буканов В.В. Горный хрусталь Приполярного Урала. - Л.: Наука, 1974. - 212 с.

2. Карякин А.Е., Смирнова В.А. Структуры хрусталеносных полей. - М.: Недра, 1967. - 240 с.

3. Козлов А.В., Шаронов Б.Н., Никитин Д.В. Особенности проявления стадийности минерализации на месторождении горного хрусталя Приполярного Урала // Геология, поиски и разведка нерудных полезных ископаемых (межвузовский сборник). - Л., 1977. - Вып. 3. - С. 34-41.

4. Кузнецов С.К., Низамутдинов Н.М. Примесные парамагнитные дефекты в кристаллах кварца Приполярного Урала //Минералогическая кристаллография и свойства минералов: Науч.тр. /АН СССР. Коми фил. Ин-т геологии. - Сыктывкар, 1983. - Вып. 46. - С. 24-27.

Труды Института геологии Коми научного центра УрО АН СССР

1989

№ 72

НАХОДКА ЧЕРНОГО МОНАЦИТА НА ПРИПОЛЯРНОМ УРАЛЕ

Т.П.Майорова, В.А.Литошко, И.П.Никитенко

В Тимано-Североуральской провинции черный монацит или "куларит", известный в литературе также под другими названиями [1], был обнаружен и описан ранее на Тимане [3, 4]. Нами "куларит" установлен на Приполярном Урале, в аллювиальных отложениях рек Большого Патока и Левой Сивъяхи. Есть сведения, что этот минерал распространен более широко и в знаковых количествах встречается в шлихах других водотоков западного склона Северного Урала (устное сообщение Н.В.Повонской).

На Большом Потоке находка черного монацита приурочена к верхнему горизонту высокой поймы, мелкогалечным отложениям с песчано-суглинистым заполнителем. Здесь содержание минерала составляет около 4% веса тяжелой фракции. На р.Левой Сивъяхе он найден также в аллювии поймы, сложенном мелким галечником с песчано-гравийным заполнителем, но в существенно меньшем количестве - десятке знаков. Основная масса "куларита" концентрируется в Ш и IУ электромагнитных фракциях, хотя единичные его зерна фиксируются и в тяжелой неэлектромагнитной фракции. Шлиховая ассоциация р.Большого Патока складывается из следующих групп минералов: породообразующих - эпидота, амфибола, граната, пироксена; рудных - магнетита, ильменита, гематита, и акцессорных - циркона, сфена, апатита, лимонита. В единичных знаках отмечаются лейкоксен, рутил, анатаз, хромшпинелид, хлоритоид, дистен, очень редко - пирит и монацит. В шлихах р.Левой Сивъяхи обнаружены кроме того турмалин, золото, шпинель, шеелит. Частота встречаемости нормального монацита здесь существенно выше, чем на Большом Патоке.

Зерна черного монацита чаще всего имеют таблитчатую форму кристалломорфного (рис. 1а, б) или изометричного облика, иногда напоминают половину овала. Размеры зерен колеблются от 0,4 до 1 мм. Степень окатанности преимущественно средняя. При микроскопическом исследовании в сканирующем электронном микроскопе видна неровная бугорчатая, но в целом достаточно однородная поверхность выделений (рис. Основная масса минерала имеет цвет от тёмно-серого почти черного до зеленовато-серого; в меньшем количестве отмечаются светло-серые разновидности. Измерение плотности цветовых разностей "кулярита" в капиллярной трубке показало следующие результаты: темно-серый – 4,64; зеленовато-серый – 4,52; светло-серый – 4,28 г/см^3, что ниже плотности нормального желтого монацита (4,9–5,5 г/см^3). Для сравнения – "кулярита" меняется от 4,34 до 4,78 г/см^3 [4].

На инфракрасных спектрах "кулярита" основными являются полосы поглощения монацита – 545, 570, 585, 620, 960, 1000, 1070 см$^{-1}$ (табл. 1). На них накладываются дополнительные полосы

Рис. 1. Форма (а, б) и характер поверхности зерен (в) черного монацита.

Таблица 2

Межплоскостные расстояния черного монацита Приполярного Урала

Черный монацит		Монацит (11-556)		Черный монацит		Монацит (11-556)	
d	I/I_1	d	I/I_1	d	I/I_1	d	I/I_1
5,21	6	5,20	13			2,25	3
4,79	2	4,82	7	2,19	14	2,19	18
4,66	6	4,66	18			2,15	25
4,18	22	4,17	25	2,13	16	2,13	25
		4,08	9			2,02	3
3,52	17	3,51	25			1,961	25
3,30	55	3,30	50	1,925	10	1,933	7
3,09	100	3,09	100	1,895	6	1,895	13
3,00	25	2,99	18			1,870	18
2,87	30	2,98	70	1,866	14	1,859	18
2,60	11	2,61	18			1,797	9
2,45	8	2,44	18			1,762	18
2,39	3	2,40	5	1,740	8	1,737	25
		2,34	5	1,692	4	1,689	13

Условия съемки: ДРОН-2, CuKα, 30 кВ, 15 мА, V=2°/м

волновыми числами 470-475, 520, 785-790, 810 $см^{-1}$, при этом чем светлее окраска зерен, тем шире их набор, выше интенсивность и лучше разрешение (табл. 1). Дополнительные полосы обусловлены включениями других минералов.

Рентгеноструктурные исследования показали, что дифрактограмма темно-серой разновидности минерала аналогична дифрактограмме монацита, а дополнительные пики связаны с примесью кварца и кальцита (табл. 2).

Химический состав "куларита" определялся на рентгеновском микроанализаторе "Cameca", проанализированы все три цветовые разновидности: темно-серая, зеленовато-серая и светло-серая. Результаты анализа приведены в табл. 3,4 (самарий, европий и титан не обнаружены,

H_2O^+ и тяжелые лантаноиды не определялись).

Предварительный качественный анализ зерен "куларита" показал, что повышенные содержания кремния связаны с включениями SiO_2 размером 10-15 мкм и менее. На дифрактограммах минерала обнаружен пик кварца, поэтому хотя бы часть кремнезема представлена им, но возможно и присутствие аморфной фазы, что неоднократно отмечалось при исследованиях черных монацитов [1,2,4]. Кроме того, по данным дифрактометрии, в минерале обнаружена незначительная примесь кальцита, с которой можно связать повышенную концентрацию кальция.

Таблица 3

Состав редких земель в черном монаците по данным рентгеноспектрального анализа (среднее по зернам), %

Редкие земли	Номер образца				
	1	2	3	4	5
La	12,5	20,3	13,4	18,9	18,2
Ce	47,8	54,6	51,3	51,6	54,4
Pr	6,4	5,5	6,5	5,7	5,8
Nd	28,7	18,1	25,3	20,6	19,6
Gd	3,5	0,3	2,3	2,3	1,0
Y	1,1	1,3	1,2	1,0	1,0
Сумма	100,0	100,1	100,0	100,1	100,0

Химический состав "куларита" Приполярного Урала в основном соответствует составу черных монацитов других районов, но вместе с тем имеет ряд особенностей (табл. 3,4). Его своеобразие заключается в отсутствии таких типичных для этого минерала элементов-примесей, как самарий и европий (на уровне чувствительности рентгеноспектрального анализа), повышенном содержании циркония, объяснить которое на основе результатов проведенных исследований не представляется возможным. Далее следует отметить неоднородность состава минерала в пределах зерен (табл. 4). Наиболее стабилен состав образцов 1

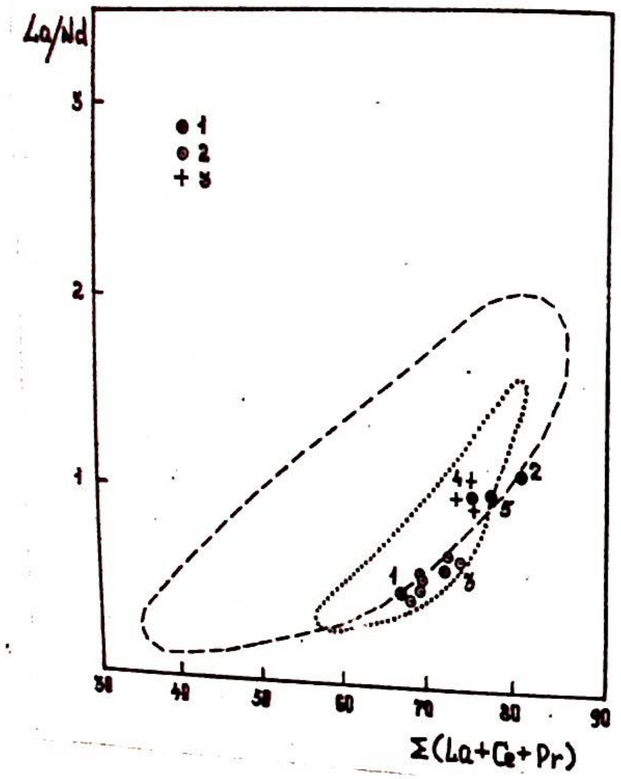


Рис.2. Соотношение редкоземельных элементов в различных типах монацитов. Черный монацит: 1 - Приполярного Урала, 2 - Тимана [4], 3 - Тайваня [5]. Штриховая линия - поле фигуративных точек редких земель плутонических и осадочных пород, пунктирная - поле фигуративных точек черных монацитов (сумма атомных количеств редких земель от лантана до гадолиния принята за 100%).

и 2, в остальных же от точки к точке сильнее всего меняются концентрации и соотношения лантана и неодима. Прямой зависимости между цветом минерала и его составом не наблюдается, и можно лишь отметить, что в светло-серой разновидности существенно выше содержание кремнезема.

В качестве дополнительных элементов-примесей методом лазерного микроспектрального анализа в "куларите" установлены незначительные количества алюминия, магния, титана, марганца.

Положение фигуративных точек состава "куларита" Приполярного Урала на диаграмме соотношений La/Nd - Σ(La+Ce+Pr) [5] показывает, что точки всех составов, кроме одного, попадают в поле черных монацитов (рис. 2). При этом точки составов двух зерен (обр. 1 и 3), которые кстати отличаются повышенным содержанием циркония, ложатся вблизи фигуративных точек тиманского "куларита" [4], а два других - ближе к точкам "куларита" Тайваня [4,5]. Фигуративные точки одного из составов находятся вне области составов черных монацитов мира, практически на линии, ограничивающей поле фигуративных точек редких земель плутонических и осадочных пород.

Таблица 4

Результаты микрозондового анализа черного монацита, масс. %

Компонент	Образец 1					Образец 2					Образец 3					Образец 4					Образец 5				
	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
La_2O_3	13,1	12,2	13,4	11,0	6,8	8,2	6,6	15,4	10,7	12,5	14,2	8,1	6,1	6,1	9,5	11,3	5,6	9,7	16,1	10,8	6,9	10,6			
Ce_2O_3	34,1	34,4	36,3	34,6	30,1	31,6	29,5	35,1	32,5	33,5	33,3	31,5	27,8	27,4	33,7	33,6	25,5	32,0	34,9	33,3	31,0	31,6			
Pr_2O_3	3,8	3,6	3,2	3,5	4,3	3,9	4,3	3,2	4,0	3,6	3,3	4,1	4,2	4,0	3,6	4,2	4,0	3,6	2,8	3,3	4,3	3,4			
Nd_2O_3	12,6	12,0	11,1	11,8	18,3	13,9	19,7	11,4	14,7	13,1	11,8	16,0	19,5	20,0	14,7	13,7	22,8	10,9	8,2	11,3	16,6	13,1			
Gd_2O_3	0,0	0,0	0,6	1,0	1,4	1,4	2,4	0,7	1,2	1,3	1,2	3,6	2,2	2,7	2,0	1,4	3,6	0,0	0,5	1,4	1,4	1,4			
Y_2O_3	0,5	0,5	0,5	0,4	0,5	0,6	0,5	0,4	0,3	0,4	0,3	0,5	0,4	0,5	0,5	0,5	0,8	0,4	0,4	0,4	0,6	0,4			
ThO_2	0,8	0,5	1,0	0,4	0,4	0,4	0,4	0,9	0,5	0,7	0,5	0,0	1,0	0,5	1,3	1,6	0,5	1,0	0,9	1,6	0,4	0,9			
P_2O_5	31,6	31,4	31,6	30,5	30,2	30,2	31,4	31,8	30,7	31,1	31,4	32,1	30,9	29,6	30,9	32,1	30,0	28,9	30,7	29,3	30,2	30,2			
SiO_2	0,6	0,6	2,6	0,2	0,2	2,8	1,5	0,0	1,1	0,2	0,0	0,2	0,2	2,4	0,3	1,7	0,3	0,2	0,3	4,9	5,1	3,0			
CaO	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,3			
Fe_2O_3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,3	0,3	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0			
ZrO_2	1,5	1,4	1,2	5,4	5,9	5,8	1,4	0,4	4,3	3,0	2,0	3,6	5,7	4,0	2,3	0,4	5,5	2,8	0,4	3,4	1,4	3,0			
Сумма	98,8	93,9	99,1	99,0	98,3	99,0	97,9	99,5	100,2	99,4	98,6	100,1	98,3	97,6	99,1	100,8	98,9	99,8	99,6	98,8	98,1	97,9			
Плотность, г/см³	4,64					4,64					4,52							4,23							
Цвет	темно-серый					темно-серый					темно-серый					темно-зеленовато-серый			светло-серый						

Примечание. 1,2,3 ... - количество анализов.

Таким образом, состав черного монацита из аллювиальных отложений р.Большого Патока изменчив в существенно больших пределах, чем состав "куларита" Тимана, фигуративные точки которого ложатся на диаграмму более кучно.

Генетическая интерпретация полученных данных по составу и некоторым физическим свойствам "куларита" весьма затруднительна вследствие слабой минералогической изученности района. К тому же относительно происхождения черного монацита в настоящее время существует несколько гипотез [2,3,4,5]. Что касается генезиса наиболее регионально близкого "куларита" древних россыпей Тимана, то предпочтение отдается его связи с корами выветривания латеритного и каолинитового профиля и продуктам их переотложения [4]. Вполне вероятно, что находка черного монацита в аллювии р.Большой Паток может служить признаком наличия в бассейне реки кор выветривания и индикатором на минералы цветных, редких и благородных металлов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Некрасов И.Я. Новые данные о минерале из группы монацита - черолита-хуттонита // ДАН СССР. - 1972. - Т. 204, № 4. - С. 941-943.

2. Сердюченко Д.П., Кочетков О.С. Метаосадочный монацит из рифейских сланцев Тимана // ДАН СССР. - 1974. - Т. 218, № 5. - С. 1175-1177.

3. Некрасова Р.А., Некрасов И.Я. Куларит - аутигенная разновидность монацита // ДАН СССР. - 1983.-Т.268, № 3. - С. 688-693.

4. Юшкин Н.П., Котов А.А. Черный монацит ("куларит") Тимана // Минералогия рудоносных территорий Европейского Северо-Востока СССР: Науч. тр. / УрО АН СССР. Коми НЦ. Ин-т геологии. - Сыктывкар, 1987. - Вып. 58. - С. 58-68.

5. Rosenblum S., Mosier E.J. Minerologi and occurrence of europium - rich dark monazite //Geol. Surv. Prof. Paper. - Washington. 1983. - 1181. - P.67.

Труды Института геологии Коми научного центра УрО АН СССР
Вып. № 72 1989

СЕРПЕНТИНИЗАЦИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВ ВОЙКАРО-СЫНИНСКОГО МАССИВА

Н.И.Брянчанинова, А.Б.Макеев

Настоящая работа является продолжением начатых ранее на Райизском массиве исследований степени серпентинизации ультрабазитов Полярного Урала с целью изучения метаморфизма и выделения участков слабо серпентинизированных и неизмененных пород Войкаро-Сынинского массива, пригодных для производства безобжиговых форстеритовых огнеупоров [1,2]. Использована известная методика термического анализа пород [4]. На дериватографе фирмы Ф.Паулик, Я.Паулик, Л.Эрдей (Венгрия) проанализированы 423 пробы лерцолитов, гарцбургитов, дунитов, оливин-антигоритовых пород (войкаритов) и серпентинитов (аналитик Г.Н.Модянова). Отдельно для каждой породы и по каждому блоку массива (Пайерскому, Войкарскому, Лаптапайскому) рассчитаны средние содержания брусита, серпентина, антигорита, магнезита, суммарная серпентинизация. Результаты представлены в табл.1.

Содержания метаморфогенных минералов в породах колеблются в широких пределах. Так, содержание брусита изменяется от 0,3 до 17,4, серпентина - от 1,0 до 89,5, магнезита (CO_2 - по данным силикатного анализа, пересчет на $MgCO_3$) - от 0 до 2,40%; суммарная серпентинизация - от 1,3 до 96,5%. Среднее содержание этих минералов, %: в дунитах (n=143) брусита - 7,1, магнезита - 0,68, серпентина - 49,2 (суммарная серпентинизация - 57%); в гарцбургитах (n=178) брусита - 4,5, магнезита - 0,59, серпентина - 46,7 (суммарная серпентинизация - 51,8%); в лерцолитах (n=34) брусита-3,4, магнезита - 0,29, серпентина - 43,2 (суммарная серпентинизация - 46,9%). Процентное соотношение содер-

Таблица

Среднее содержание метаморфогенных минералов в ультрабазитах Войкаро-Сынинского массива ($X \pm \sigma$) по данным термического анализа

Горная порода	Минерал	Пайерский блок	n*	Войкарский блок	n	Лаптапайский блок	n
Лерцолиты	Серпентин	38,66 ± 16,26	19	45,80 ± 5,21	6	51,13 ± 12,18	9
	Магнезит	0,19 ± 0,10		0,41 ± 0,14		0,44 ± 0,24	
	Брусит	2,19 ± 1,24		4,25 ± 0,99		5,49 ± 1,48	
	Суммарная серпентинизация	39,24 ± 16,73		50,45 ± 6,14		54,76 ± 11,43	
Гарцбургиты	Серпентин	41,99 ± 18,53	96	44,82 ± 13,24	45	61,26 ± 12,51	37
	Магнезит	0,58 ± 0,60		0,66 ± 0,32		0,54 ± 0,35	
	Брусит	3,72 ± 1,63		4,14 ± 1,27		6,77 ± 2,21	
	Суммарная серпентинизация	46,40 ± 18,78		48,39 ± 13,35		68,52 ± 13,97	
Дуниты	Серпентин	45,72 ± 18,11	85	51,37 ± 13,39	22	56,21 ± 14,81	36
	Магнезит	0,81 ± 0,58		0,33 ± 0,25		0,60 ± 0,41	
	Брусит	6,47 ± 3,10		6,00 ± 2,18		9,14 ± 3,37	
	Суммарная серпентинизация	52,46 ± 21,05		57,37 ± 15,15		65,66 ± 17,64	
Общая серпентинизация пород по блокам	Серпентин	44,10 ± 17,43	239	46,32 ± 13,77	75	60,05 ± 13,10	109
	Магнезит	0,58 ± 0,56		0,57 ± 0,32		0,54 ± 0,37	
	Брусит	4,37 ± 2,81		4,72 ± 1,27		7,18 ± 2,86	
	Суммарная серпентинизация	48,57 ± 19,10		51,54 ± 14,27		67,62 ± 14,75	

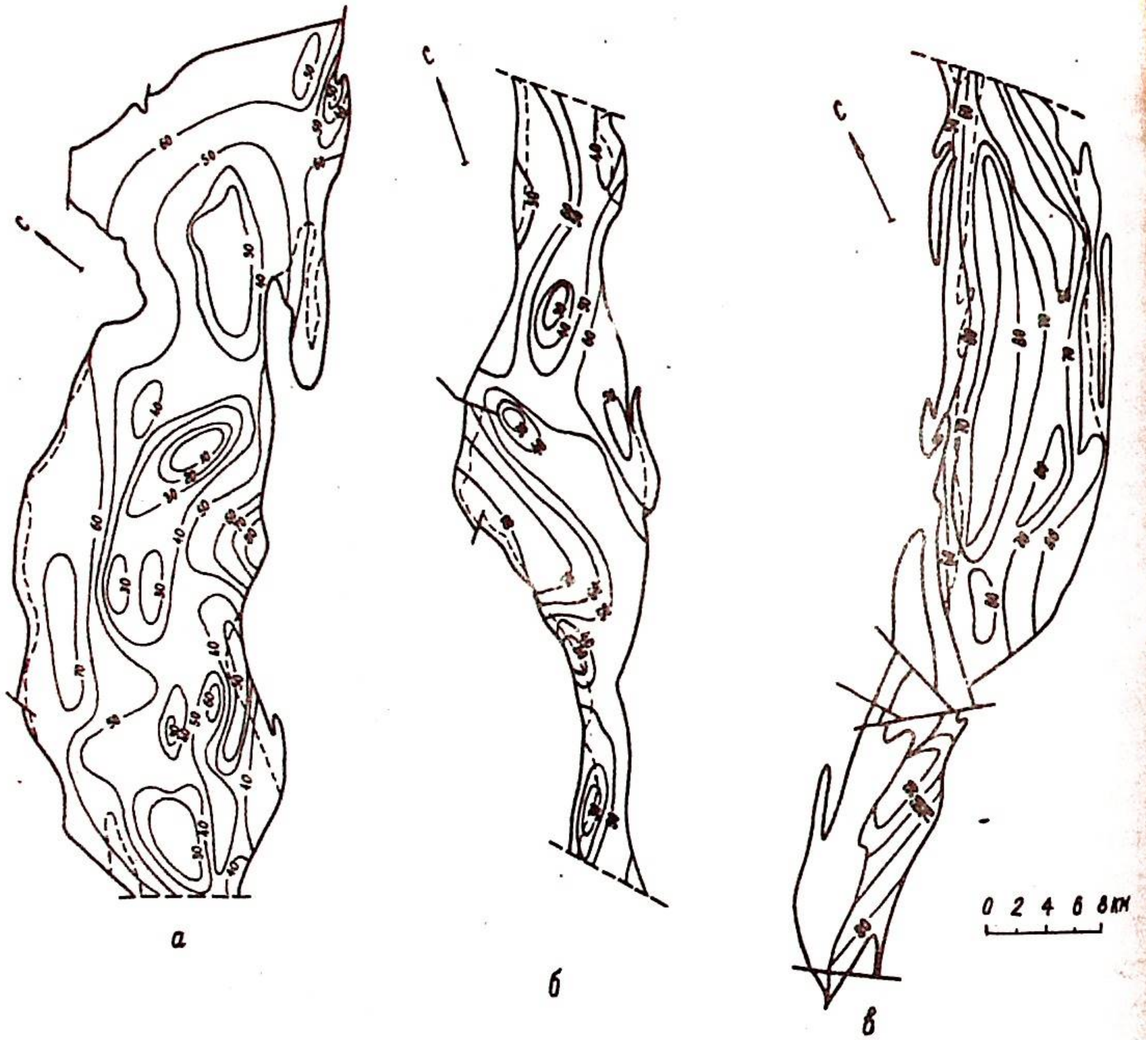
*n - число элементов в выборках.

жаний серпентина, брусита, магнезита (от суммы метаморфогенных минералов без учета магнетита) по петрографическим разностям следующее: лерцолиты - 92,1 : 7,3 : : 0,6; гарцбургиты - 90,2 : 8,6 : 1,1; дуниты - 86,4: : 12,4 : 1,2.

Содержание магнетита в породах Войкаро-Сынинского массива оценено по результатам изучения магнитной восприимчивости (см. статью А.Б.Макеева, Т.А.Льюровой в этом же сборнике). Содержание магнетита по блокам массива таково: Пайерский - 0,30 ± 0,30; Войкарский - 0,18 ± 0,27; Лаптапайский - 0,28 ± 0,27 объемных %.

Определена частота встречаемости антигорита в пробах пород Войкаро-Сынинского массива. Оказалось, что антигорит встречается в 24% проб дунитов, 53% проб гарцбургитов и 54% проб лерцолитов. Это говорит о том, что антигорит преимущественно развивается по пироксенсодержащим породам. В ультрабазитах Пайерского блока антигорит установлен в 39% проб, Войкарского - в 24% проб, Лаптапайского - в 57% проб, - свидетельство того, что, несмотря на наименьшую суммарную степень серпентинизации пород Пайерского блока, процесс прогрессивного метаморфизма, с которым связано образование антигорита и магнетита, проявился здесь значительно сильнее, чем на Войкарском блоке. Среднее содержание метаморфогенных минералов в войкаритах следующее: Пайерский блок (n=39): серпентин - 47,39 ± 12,97, брусит - 2,27 ± 1,30, магнезит - 0,42 ± 0,44, магнетит - 0,65 ± 0,43 об.%; Войкарский блок (n=7): серпентин - 51,41 ± 15,59, брусит - 3,27 ± 1,50, магнезит - 0,77 ± 0,65%, магнетит - 0,51 ± 0,35 об.%; Лаптапайский блок (n=26): серпентин - 66,73 ± 7,68, брусит - 5,72 ± 1,61, магнезит - 0,48 ± 0,36, магнетит - 0,46 ± 0,48 об.%. Соотношение лизардита и антигорита в этих пробах широко варьирует, в среднем составляет 1:2, что объясняется наложением процесса антигоритизации.

На схематической карте степени серпентинизации ультраосновных пород Войкаро-Сынинского массива (рис.1) показана неоднородность метаморфических изменений в объеме ультрабазитов. Сравнивая степень серпентинизации отдельных блоков массива, можно увидеть, что в наибольшей степени серпентинизированы Лаптапайский и Сынинский блоки (в среднем на 70%), а менее - Пайерский



а б в

Рис.1. Карта-схема степени серпентинизации ультрабазитов Войкаро-Сынинского массива: а – Пайерского блока; б – Войкарского; в – Лаптапайского.

и Войкарский (в среднем на 50%). В плане массива наблюдается повышение степени серпентинизации краевых его частей, а в центральных частях пятнами сохраняются слабо серпентинизированные или даже неизмененные породы. Участки неизмененных пород сохранились только в ядерных частях Пайерского блока. Размеры таких участков значительны и измеряются километрами. Здесь установлены неизмененные дуниты, гарцбургиты, лерцолиты с первичной протогранулярной структурой – уникальные коллекционные разновидности, редко встречающиеся в природе. Запасы таких пород, располагающиеся в бассейнах рек Левой и Правой Пайеры, Пайтывис, достигают нескольких миллиардов тонн и могут быть использованы в

качестве высококачественных безобжиговых форстеритовых огнеупоров.

Как было показано выше, ультраосновные породы Войкаро-Сынинского массива в различной степени метаморфизованы. Различают два этапа метаморфизма ультрабазитов – регрессивный и прогрессивный. Регрессивный метаморфизм протекал в период выдвижения массивов в земную кору, их постепенного остывания и гидратации первичных породообразующих минералов (оливина, энстатита и диопсида) с образованием водосодержащих минералов, таких как антофиллит, амфиболы, тальк, серпентины, хлориты и брусит.

Реакции гидратации породообразующих силикатов в гранулитовую и амфиболитовую фации регрессивного метаморфизма детально разобраны Ю.П.Мельником и В.В. Радчуком [3] на примере древних докембрийских офиолитовых поясов. Ниже приводится шесть из них (1-6), наиболее подходящих, на наш взгляд, для альпинотипных ультрабазитов Полярного Урала (табл.2). Эти реакции проходят в восстановительных условиях при низком потенциале углекислого газа и недостатке воды, о чем свидетельствуют результаты химических силикатных анализов. В метаморфизованных породах присутствует незначительное количество карбонатов (не более 2,4% магнезита). Реакции идут не до конца, и в породах остается много первичных минералов. Наиболее высокотемпературная реакция гидратации идет по ортопироксену при температуре, близкой к 700°С. При этом образуется антофиллит (1), который неустойчив и разлагается с образованием талька (2). Тальк может образоваться и непосредственно по ортопироксену (3).В диопсид-содержащих породах – гарцбургитах и лерцолитах пироксены гидратируются с образованием амфиболов – тремолита и паргасита (4). Тальк и тремолит могут гидратироваться дальше с образованием серпентина (5,6) и вторичного диопсида (6). Последняя реакция идет при полном отсутствии CO_2 во флюиде. Характерно, что в продуктах реакции (1–4) неизменно присутствует вторичный оливин – форстерит: его мелкие зерна (менее 0,05 мм) часто наблюдаются в шлифах около талька и тремолита.

Таблица 2

Реакции гидратации породообразующих силикатов ультрабазитов

Регрессивная стадия метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фаций [3]

$$9MgSiO_3+H_2O \xrightarrow{t\ 700^oC} Mg_2SiO_4+Mg_7Si_8O_{22}(OH)_2 \quad \text{антофиллит} \quad (1)$$

$$5Mg_7Si_8O_{22}(OH)_2+4H_2O=4Mg_2SiO_4+9Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2 \quad \text{тальк} \quad (2)$$

$$5MgSiO_3+H_2O \xrightarrow{t=680-700^oC} Mg_2SiO_4+Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2 \quad \text{тальк} \quad (3)$$

$$5MgSiO_3+2CaMgSi_2O_6+H_2O \xrightarrow{t\ 665-700^oC} Mg_2SiO_4 + Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 \quad \text{тремолит} \quad (4)$$

$$6Mg_2SiO_4+Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2+9H_2O \xrightarrow{t\ 445-480^oC} 5Mg_3Si_2O_5(OH)_4 \quad \text{серпентин} \quad (5)$$

$$6Mg_2SiO_4+Ca_2Mg_5Si_6O_2(OH)_2+9H_2O \xrightarrow{t\ 435-475^oC} 2CaMgSi_2O_6+5Mg_3Si_2O_5(OH)_4$$

вторичный диопсид — серпентин (6)

Регрессивная стадия метаморфизма зеленосланцевой фации ($t < 380^oC$)

$$243Mg_2SiO_4+363H_2O+10CO_2=113Mg_3Si_2O_5(OH)_4+137Mg(OH)_2+10MgCO_3+17SiO_2 \quad (7)$$

$$226Mg_2SiO_4+335H_2O+4CO_2=113Mg_3Si_2O_5(OH)_4+109Mg(OH)_2+4MgCO_3 \quad (8)$$

$$2Mg_2SiO_4+3H_2O=Mg_3Si_2O_5(OH)_4+Mg(OH)_2 \quad (9)$$

$$221Mg_2SiO_4+90MgSiO_3+389H_2O=143Mg_3Si_2O_5(OH)_4+103Mg(OH)_2+26SiO_2 \quad (10)$$

$$196Mg_2SiO_4+90MgSiO_3+339H_2O=143Mg_3Si_2O_5(OH)_4+53Mg(OH)_2 \quad (11)$$

Прогрессивная стадия метаморфизма зеленосланцевой фации ($t < 400^oC$)

$$226(Mg_{0,9}Fe_{0,1})SiO_4+331H_2O+2CO_2+O_2 = 113(Mg_{0,9}Fe_{0,1})Si_2O_5(OH)_4+105(Mg_{0,95}Fe_{0,05})(OH)_2+2MgCO_3+2Fe_3O_4 \quad (12)$$

$$206(Mg_{0,9}Fe_{0,1})_2SiO_4+60(Mg_{0,9}Fe_{0,1})SiO_3+331H_2O+2CO_2+O_2 = 113(Mg_{0,9}Fe_{0,1})_3Si_2O_5(OH)_4+65(Mg_{0,98}Fe_{0,02})(OH)_2+2MgCO_3+2Fe_3O_4 \quad (13)$$

Реакции (1-6) отражают генетическую последовательность появления метаморфических минералов по мере снижения P-T параметров среды минералообразования.

Последними в этом ряду проходят реакции с образованием серпентина и брусита (7-11), относящиеся уже к зеленосланцевой фации регрессивного метаморфизма, характеризующейся более низкими температурами (менее 380^oC), обилием воды и повышенным потенциалом CO_2 по сравнению с амфиболитовой фацией. Реакции также до конца не протекают, и об этом свидетельствуют результаты термического анализа.

Уравнения 7,8,11 составлены нами на основе фактически наблюдаемых продуктов реакции в ультрабазитах. Реакции 8 и 10 соответствуют гидратации дунитов и гарцбургитов Кемпирсайского ультраосновного массива, а реакции 9 и 11 – гидратации дунитов и гарцбургитов Войкаро-Сынинского массива. Для пород зеленосланцевой фации метаморфизма ультрабазитов Кемпирсайского массива характерно значительно большее содержание магнезита и брусита, а также наличие видимого опала, что может свидетельствовать о протекании реакции гидратации в кислой среде. Ультрабазитам Войкаро-Сынин-

Таблица 3

Состав исходных пород, флюида и продуктов реакции, %

Реакция	Oln	Ens	H_2O	CO_2	O_2	Lis	Ant	Brs	Mzt	Mgt	Opl
7	100	–	15,84	1,07	–	76,02	–	19,45	2,05	–	2,48
8	100	–	15,89	0,45	–	82,38	–	16,73	0,89	–	–
9	100	–	16,1	–	–	82,58	–	17,42	–	–	–
10	78,5	21,5	14,9	–	–	84,07	–	12,75	–	–	3,18
11	75,3	24,7	14,3	–	–	92,76	–	7,24	–	–	–
12	100	–	15,19	0,22	0,081	–	82,39	16,00	0,43	1,18	–
13	83,0	17,0	13,98	0,21	0,075	–	89,51	9,00	0,40	1,09	–

Принятые обозначения: Lis –лизардит, Ant – антигорит, Brs – брусит, Mzt – магнезит, Mgt – магнетит, Opl – опал, Oln – оливин, Ens –энстатит.

ского массива свойственны низкое содержание магнезита, отсутствие опала, что может указывать на щелочную или нейтральную среду процесса гидратации. Расчетный состав исходных пород, флюида (по отношению к исходной породе) и продуктов реакции (7-13) представлены в табл.3.

Прогрессивная стадия метаморфизма отличается от регрессивной высоким окислительным потенциалом,имеет наложенный характер и легко диагностируется по присутствию в породах магнетита. Это наиболее поздний процесс, происходящий при повторном прогреве пород вследствие внедрения соседних интрузивов диоритов, гранодиоритов, гранитов. В ультрабазитах он проявляется образованием антигорита, магнетита, окислением хромшпинелида до хроммагнетита, уменьшением содержаний лизардита и брусита.

Из уравнений реакции 7-13 и табл.3 следует, что при гидратации дунитов брусита образуется в два раза больше, чем при гидратации гарцбургитов. Это подтверждается статистически при термическом анализе пород. Выше было показано, что войкариты содержат значительно меньше брусита, чем все другие метаморфиты. Все это может служить доказательством образования войкаритов исключительно по перидотитам, пироксен – содержащим породам – гарцбургитам и лерцолитам.Этот важный вывод можно использовать в геологическом картировании при реконструкции первичного петрографического состава пород.

Петрофизические свойства ультраосновных пород – объемный вес (d) и эффективная пористость (P,%) позволяют также судить о степени серпентинизации пород. Для сопоставления надежности такой оценки измерены d и P у 186 образцов пород, по которым имелись данные термического анализа. Построена зависимость d от ≤ Spn (рис.2). Эта зависимость имеет линейный характер, но разброс значений объемного веса при одном значении степени серпентинизации (точность измерений ≤ Spn равна 1 абс.%, а d = ± 0,02 г/см^3) различается почти на 0,3–0,4 г/см^3. И наоборот, оценка степени серпентинизации по объемному весу может отличаться на ±20 абс.%. Такой большой разброс плотности пород при одной степени

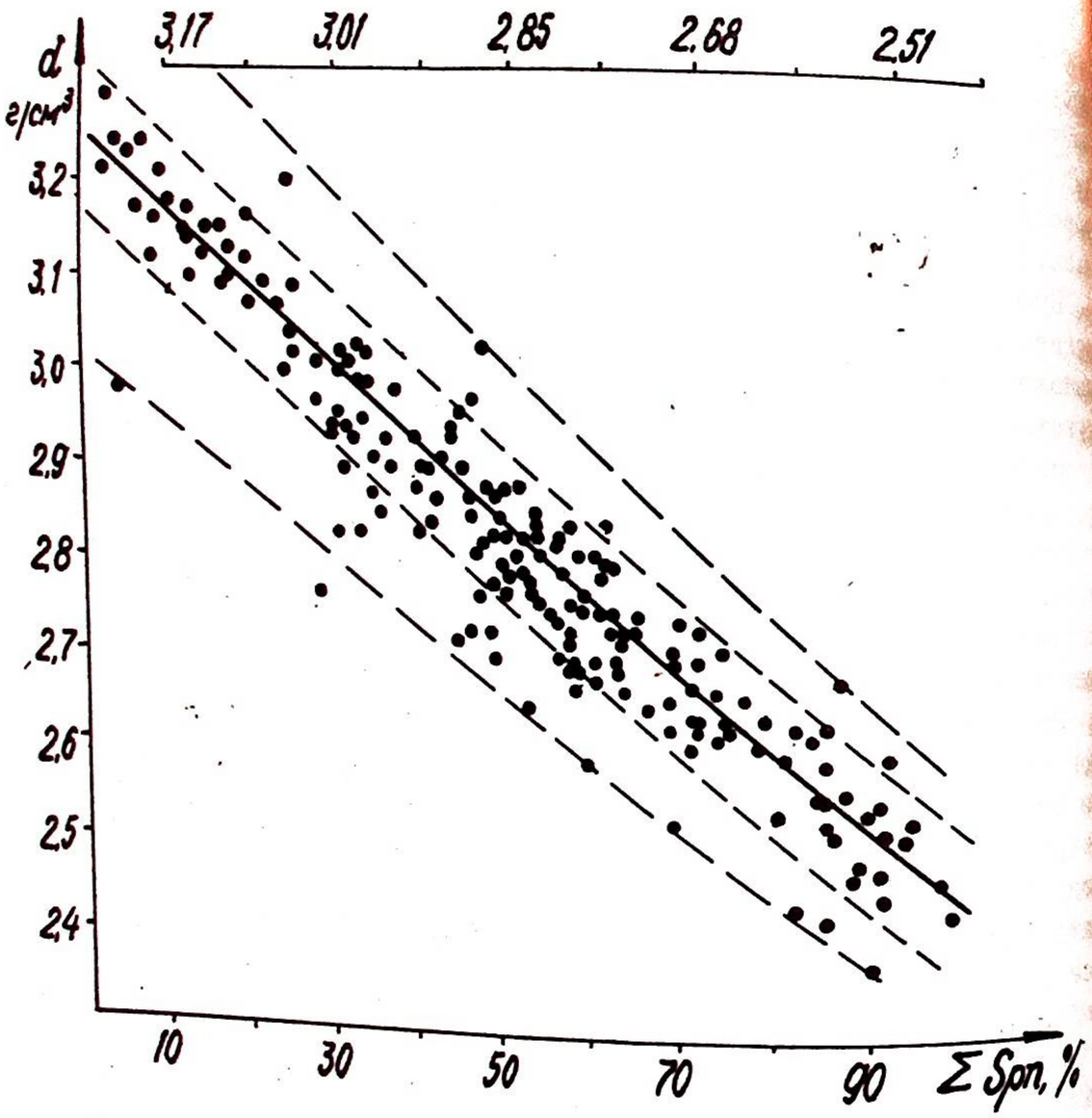


Рис.2. Зависимость объемного веса ультраосновных пород (d) от степени их серпентинизации (Σ Spn).

серпентинизации зависит от трех причин: 1) от различной пористости пород (на рис.2 нижней пунктирной линией ограничены фигуративные точки образцов пород, имеющие пористость 5-7%, так как пористость снижает плотность пород); 2) от содержания акцессорного хромшпинелида - увеличение содержания хромшпинелида, плотность которого больше 4 г/см^3, увеличивает плотность пород (на рис. 2 верхней пунктирной линией показаны границы фигуративных точек образцов пород, содержащих до 5-6% акцессорного хромшпинелида); 3) от содержания метаморфического брусита в породе, увеличение содержания которого, например, в серпентинизированных дунитах снижает их плотность. Тем не менее, если контролировать пористость и содержание акцессорного хромшпинелида, то можно оценивать степень серпентинизации по объемному весу с точностью ±10 абс.%. Рассчитаны уравнения регрессии зависимости степени серпентинизации и плотности (14), а также плотности и степени серпентинизации (15):

$$\Sigma Spn = 396,3 - 121,95 \cdot d, \ \% \qquad (14)$$

$$d = 3,25 - 0,0082 \cdot \Sigma Spn, \ г/см^3 \qquad (15)$$

Пользуясь этими данными, а также картой-схемой степени серпентинизации пород массива (рис.1), можно построить схематическую карту плотностных характеристик пород. Для этого вместо изолиний Σ Spn - 10,20,50,70, 90 нужно подставить соответственно значения плотности 3,17; 3,01; 2,85; 2,68; 2,51. Такая карта будет весьма полезна геофизикам для построения плотностной модели строения ультрабазитовых массивов и в конечном счете для построения объемной модели строения альпинотипных ультрабазитовых массивов.

Авторы выражают признательность Г.Н.Модяновой и Л.А.Юшкиной за качественное выполнение большого объема термических анализов и петрофизических характеристик ультраосновных пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Макеев А.Б., Брянчанинова Н.И., Модянова Г.Н. Особенности серпентинизации ультраосновных пород массива Рай-Из // Минералы и минералообразование: Науч. тр. /АН СССР. Коми фил. Ин-т геологии, Сыктывкар, 1985. - Вып. 50. - С. 80-86.

2. Макеев А.Б., Перевозчиков Б.В., Афанасьев А.К. Хромитоносность Полярного Урала. - Сыктывкар, 1985. - 152 с.

3. Мельник Ю.П., Радчук В.В. Физико-химические условия метаморфизма ультраосновных пород докембрия. - Киев: Наукова думка, 1987. - 119 с.

4. Сыромятников Ф.В., Иванова В.П., Рыбакова Л.И. Термический анализ минерального сырья //Современные методы минералогического исследования. Т.1.- М.: Недра, 1969. - С. 233-264.

Труды Института геологии Коми научного центра УрО АН СССР
Вып. № 72
1989

МАГНИТНАЯ ВОСПРИИМЧИВОСТЬ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ УЛЬТРАБАЗИТОВ И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ КАРТИРОВАНИЯ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

А.Б.Макеев, Т.А.Лыюрова

Одним из широко используемых параметров, определяющих магнитные свойства горных пород и минералов, является магнитная восприимчивость ($\varkappa$) - способность намагничиваться под действием внешнего магнитного поля. С помощью прибора KAPPABRIGE KLY-2 (ЧССР), с высокой точностью (0,2-1%) измеряющего магнитную восприимчивость в диапазоне от 0,02 до 200000 ед.СИ ($\cdot 10^{-6}$), изучены породообразующие минералы (оливин, орто- и клинопироксен, хромшпинелид и магнетит) и многие разновидности пород базит-ультрабазитового пояса Полярного Урала. Магнитная восприимчивость минералов зависит от содержания в них парамагнитных ионов, в основном группы железа (Fe^{+2}, Fe^{3+}, Mn^{2+}), а горных пород - от парамагнитных и ферромагнитных минералов, В ультрабазитах Полярного Урала выявлены следующие ферромагнитные минералы: магнетит, когенит, самородное железо, пирротин. Содержание последних трех незначительно и редко превышает 10 г/т, поэтому основную роль в магнитной восприимчивости пород играет магнетит.

Изучено 107 монофракций породообразующих силикатов из всех комплексов пород и 152 монофракции рудных и акцессорных хромшпинелидов, получены результаты химического силикатного анализа всех монофракций. Магнитная восприимчивость оливина (n = 68) колеблется от 23 до 71 (среднее 41,1 ± 11,3), диопсида (n = 14) от 6 до 19 (12,6 ± 3,8), ортопироксена (n = 25) от 15 до 29 (21,4 ± 4,8) ед.СИ. Отмечается увеличение магнитной

восприимчивости в ряду силикатов с увеличением изоморфной примеси двух- и трехвалентного железа.

Магнитная восприимчивость хромшпинелидов (n = 139) ряда пикотит-хромит изменяется от 97 до 2100 (325,1 ± ± 228,5) ед.СИ. Хромшпинелиды, имеющие каймы хромагнетита и магнетита, характеризуются повышенной $\varkappa$, от 400 до 2100 ед.СИ. Низкожелезистые хромшпинелиды - -хромиты отличающиеся высокой хромистостью и низкой глиноземистостью, отвечающие требованиям промышленности по модулю Cr_2O_3 / FeO' > 3, такие, например, как в месторождении Центральном (массив Рай-Из), имеют низкую $\varkappa$ (n=19) - от 115 до 270 (190,0 ± 39,8) ед.СИ. Содержание железа в хромшпинелиде коррелируется с $\varkappa$.

Магнетиты (n=4) имеют наибольшую $\varkappa$, от 197 до 241,8 (217,9 ± 16,9) тыс.ед.СИ, промежуточные значения $\varkappa$ имеют феррихромиты и хроммагнетиты (n=7) от 28,3 до 157 (110,3 ± 45,1) тыс.ед.СИ. Анализ имеющихся результатов подтверждает установленный нами ранее с помощью эффекта Мессбауэра [4] разрыв смесимости в ряду хромит - магнетит. Образцы хромшпинелида, которые по химическим анализам соответствуют разновидностям феррихромиту и хроммагнетиту, на самом деле представляют собой смесь двух фаз - феррохромита и магнетита. Принимая среднюю величину $\varkappa$ магнетита за характеристику ферромагнитной фазы в двухфазных образцах, можно тем самым определить ее содержание в процентах. Согласно расчету, в семи изученных образцах содержится от 14 до 78% ферромагнитной фазы (магнетита). Исследование этих же образцов рентгеноструктурным и микроскопическими методами показало их гомогенность. Из этого можно заключить, что двухфазность этих образцов проявляется на кластерном уровне. Такие структуры распада характерны для хромшпинелидов из сильно метаморфизованных пород (амфиболитовой фации прогрессивного метаморфизма).

Ультраосновные породы Полярноуральских массивов имеют широкий разброс значений $\varkappa$ - от 40 до 4500, а в редких случаях, как, например, серпентиниты Яр-Кеу, - до 7-8 тыс.ед.СИ. Слабо серпентинизированные и неизмененные породы - гарцбургиты и лерцолиты - имеют низкую магнитную восприимчивость - от 40 до 150 ед.СИ,

их магнитные свойства обусловлены первичными породообразующими минералами, которые сами парамагнитны, как было показано выше. У дунитов $\varkappa$ несколько выше (от 100 до 500 ед.СИ) и обусловлена в основном $\varkappa$ акцессорного хромшпинелида, содержание которого в породе варьирует от 0,5 до 5% и выше, составляя в среднем 1,5%. Ультраосновные породы, серпентинизированные в регрессивную стадию регионального метаморфизма амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, также имеют низкие значения $\varkappa$, так как в процессе регрессивного метаморфизма магнетит не образуется. Повышенные значения $\varkappa$ характерны для пород прогрессивного этапа метаморфизма, поскольку с этим процессом связано образование метаморфитов оливин-антигорит-магнетитового состава.

Породы обрамления ультрабазитовых массивов имеют контрастные значения $\varkappa$, что позволяет использовать магнитную съемку в целях геологического картирования. Так, неизмененные габбро имеют $\varkappa$ от 25 до 50, габбро-амфиболиты 70-300, диабазы 3000-5000, верлиты и клинопироксениты 800-7000, диориты 7000-9000 ед.СИ. Жильные породы - верлиты, вебстериты, бронзититы, диопсиниты - имеют низкую магнитную восприимчивость, от 40 до 100 ед.СИ.

В Институте геологии Коми научного центра УрО АН СССР с 1985 г. ведутся исследования, имеющие конечной целью построение карт магнитной восприимчивости Полярноуральских ультрабазитовых массивов средних масштабов, от 1:50 000 до 1:200 000, и участков детализации масштабов 1:10 000 и 1:25 000. В геологическом строении Полярноуральских ультрабазитовых массивов принимает участие сложный комплекс пород, сильно различающихся по петрографическому составу, степени метаморфических изменений, текстурно-структурным особенностям и, соответственно, физическим характеристикам. Главной из этих особенностей следует признать единую оливиновую матрицу минерального состава пород и их мегатакситовую структуру. Доказанной считается симметричная зональность массивов с генеральной сменой комплексов пород от центральных частей массивов к периферии: дунитовый - дунит гарцбургитовый - гарцбургитовый - дунит-верлит-клинопироксенитовый - габбро. Есть основания утверждать наличие концентрической зо-

Петрографические, минералогические и петрофизические характеристики пород Войкаро-Сынинского массива

Горная порода	Содержание метаморфических минералов, %					Петрофизические характеристики				
	Brs	Lis	Ant	Mgz	Σ Spn	D,%	d, г/см³	P,%	ж, ед.СИ	Mgt, об.%
Аподунитовый серпентинит	12,9	68,5	-	0,19	81,6	15	2,63	0,99	680	0,20
Дунит	3,9	20,5	-	0,30	24,7	15	3,00	1,69	918	0,28
-"-	1,6	8,0	3,0	0,42	13,0	30	3,17	1,96	1537	0,47
-"-	7,4	45,0	10,1	0,63	63,1	60	2,72	3,22	1519	0,47
Аподунитовый серпентинит	17,4	69,3	-	1,25	87,9	20	2,49	2,80	237	0,06
Дунит	0,7	7,9	-	0,15	8,7	20	3,12	2,18	153	-
-"-	6,4	30,3	13,0	0,63	50,3	10	2,84	0,93	1302	0,39
-"-	4,5	21,2	15,0	0,79	41,5	60	2,90	1,85	1456	0,45
-"-	7,7	55,4	6,0	0,20	69,3	15	2,53	6,32	812	0,24
Гарцбургит	3,6	52,7	-	0,21	56,4	10	2,79	3,38	530	0,15
-"-	7,7	52,0	-	0,62	60,3	10	2,68	3,36	275	0,07
-"-	3,8	38,0	-	0,10	41,9	4	2,84	2,70	111	-
-"-	4,5	45,7	-	0,20	52,4	10	2,77	3,68	92	-
-"-	2,1	32,3	-	0,29	34,7	10	2,87	3,31	653	0,19
Лерцолит	4,2	41,7	-	0,54	46,4	5	2,85	1,31	182	0,04
-"-	0,3	3,9	-	0,31	4,5	10	2,98	0,51	46	-
-"-	2,6	28,3	-	0,05	30,9	10	2,83	4,90	44	-
-"-	1,0	6,9	60,0	0,31	68,2	4	2,70	1,48	1628	0,50
-"-	0,3	5,0	-	0,17	6,0	10	3,25	1,25	42	-
Войкарит	1,0	18,6	20,0	0,25	39,8	10	2,88	2,44	1994	0,62
-"-	0,6	-	60,6	0,79	62,0	10	2,75	2,08	2800	0,87
-"-	7,7	38,0	38,4	0,10	84,2	20	2,56	2,88	875	0,29
-"-	5,2	37,0	37,2	0,19	78,6	8	2,64	1,56	1875	0,58
-"-	1,6	4,8	55,0	0,10	61,5	5	2,73	3,01	2595	0,81
-"-	1,1	3,5	26,0	0,15	30,8	3	3,00	1,34	1228	0,37
-"-	0,3	-	85,0	0,10	85,4	1	2,45	3,02	5740	1,80
	0,3	-	96,8	0,05	97,1	1	2,40	2,10	3876	1,21

Условные обозначения и аббревиатура: Brs – брусит, Lis – лизардит, Ant – антигорит, Mgz – магнезит, Mgt – магнетит, Σ Spn – суммарная степень серпентинизации, D – дунитовая составляющая, P – пористость, d – объемный вес, ж – магнитная восприимчивость.

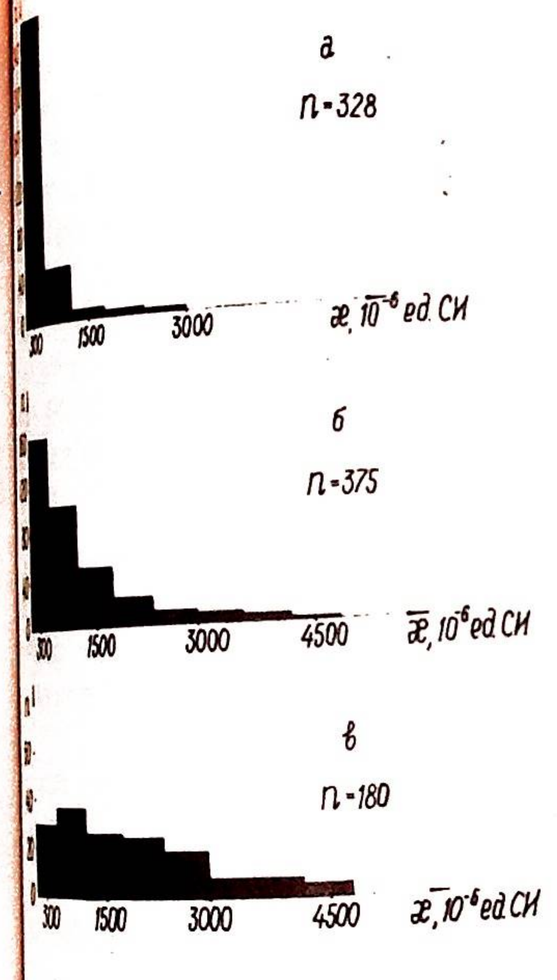


Рис.1. Гистограммы распределения магнитной восприимчивости ультраосновных пород Войкаро-Сынинского массива: а – гарцбургитов и лерцолитов, б – дунитов, в – войкаритов.

нальности альпинотипных ультрабазитовых массивов, их линзовидное строение [2,5].

В таблице приведены петрофизические характеристики небольшой части изученных проб. Их анализ показал отсутствие корреляции между магнитной восприимчивостью, степенью серпентинизации (Σ Spn), дунитовой составляющей (D) и петрографическим составом пород. Из этого следует, что перечисленные параметры являются независимыми переменными. Единственным параметром, с которым коррелируется содержание магнетита (Mt) и ж, является содержание антигорита в породе (подтверждаемое изучением петрографических шлифов), что доказывает образование магнетита и антигорита в результате единого процесса.

На первом этапе исследований была изучена магнитная восприимчивость Войкаро-Сынинского массива. Материалом послужили пробы дунитов, гарцбургитов, лерцолитов и серпентинитов (войкаритов) весом 1-2 кг, отобранные по сети 0,5 х 4 км, что соответствует съемке 1:200 000. Изучено более 1000 проб, построены гистограммы распределения значений для основных разновидностей пород (рис.1). Из гистограмм следует, что наиболее магнитны войкариты, менее – дуниты, и самая низкая ж свойственна гарцбургитам и лерцолитам. Распределение значений ж имеет логнормальный характер.

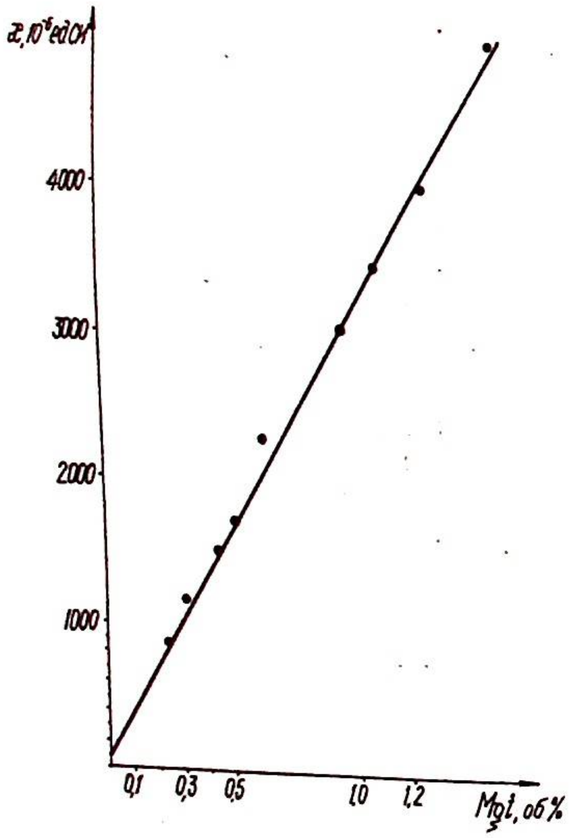


Рис.2. Зависимость магнитной восприимчивости ($\varkappa$) ультраосновных пород от содержания магнетита.

Для интерпретации полученных данных дополнительно исследовали влияние содержания магнетита на магнитную восприимчивость пород. Для этого несколько навесок с различными содержаниями магнетита смешивались с одной пробой неизмененного гарцбургита ($\varkappa = 40(\cdot 10^{-6}$ ед.СИ). Экспериментально установлена зависимость $\varkappa$ породы от объемного содержания в ней магнетита (рис.2).

Математическое выражение этой зависимости имеет вид:

$\varkappa = 40+3160$ Mgt, (ед.СИ $\cdot 10^{-6}$),

где Mgt – объемное содержание магнетита в породе (об.%).

Конечно, магнетит не единственный ферромагнитный минерал в ультраосновных породах, обуславливающий их магнитную восприимчивость, но так как содержание в породах когенита и пирротина редко превышает 0,001%, можно допустить, что основной вклад в $\varkappa$ породы вносит магнетит. Поэтому переводить значения магнитной восприимчивости в содержание магнетита можно с некоторой долей условности. И тем не менее график на рис. 2 дает возможность оценить долю условного магнетита.

Минералогическое картирование Войкаро-Сынинского массива с опробованием ультраосновных пород по регулярной сети и изменение магнитной восприимчивости проб позволили построить схематическую карту (рис.3), отражающую намагниченность поверхности массива. Эта карта одновременно является и минералогической картой, отра-

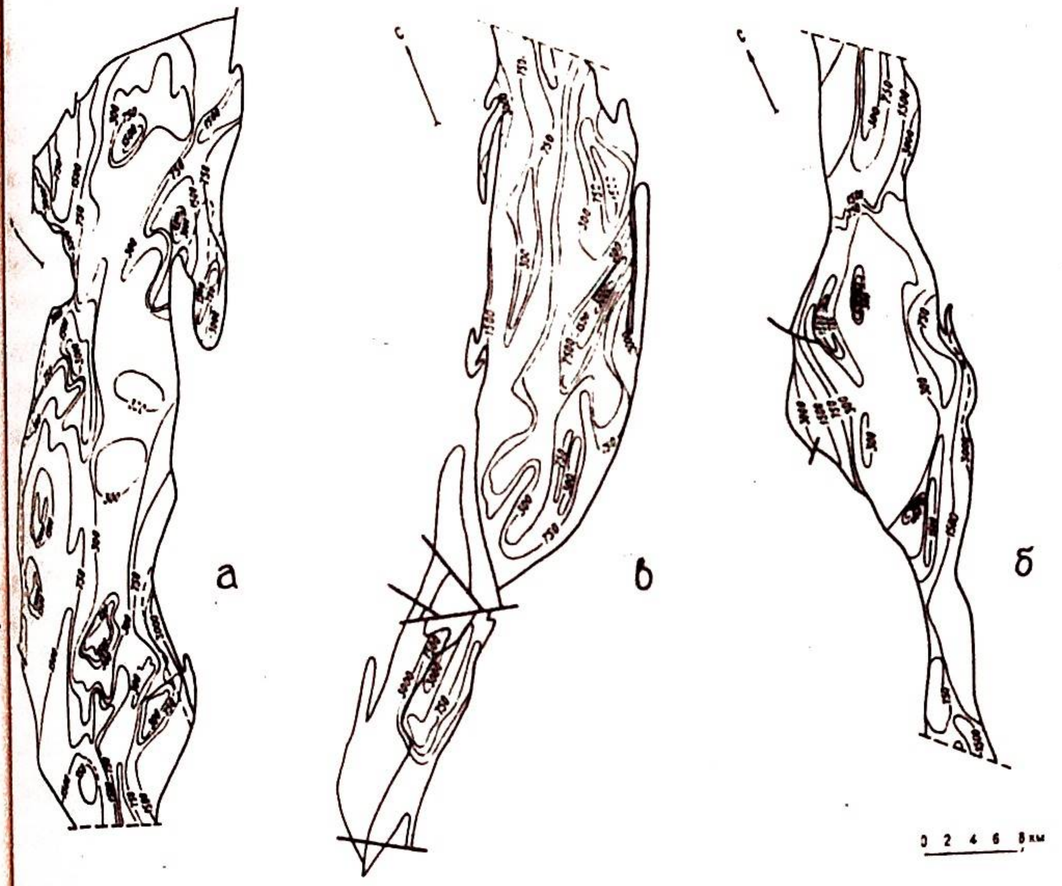


Рис.3. Карта-схема магнитной восприимчивости ультраазитов Войкаро-Сынинского массива: а – Пайерский, б – Войкарский и в – Лаптапайский блоки.

ающей содержание условного магнетита в объемных проентах. Карта построена методом интерполяций. Изолинии проводились согласно методическим рекомендациям Л.А.Логачева, В.П.Захарова [1] через значения $\varkappa$ 300, 750, 1500, 3000, 4000 ед. СИ. При этом породы с $\varkappa$ менее 300 ед.СИ отнесены к слабомагнитным, до 1500 к среднемагнитным и выше 1500 к сильномагнитным. Значения $\varkappa$ изолиний можно перевести в содержания условного магнетита, которые будут соответствовать 0,08, 0,22, 0,46, 0,94, 1,26 об.% Mgt.

Общей чертой четырех блоков Войкаро-Сынинского массива (Сынинского, Лаптапайского, Войкарского, Пайерского) является закономерное снижение магнитной восприимчивости, а значит и содержания магнетита в направ-

лении внутренних частей массива. Центральные части каждого блока массива сложены слабомагнитными породами с $\mathcal{H}$ меньше 300 ед.СИ; краевые части, состоящие из пород дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса, имеют наибольшую $\mathcal{H}$ (>3000 ед.СИ). Поля массивов, сложенные войкаритами и тяготеющие в основном к западному склону, показывают на карте магнитные аномалии с $\mathcal{H}$ более 1500 ед.СИ. Наблюдается определенное сходство карт магнитной восприимчивости каждого блока Войкаро-Сынинского массива и карт степени серпентинизации пород (см. статью А.Б.Макеева, Н.И.Брянчаниновой в этом же сборнике), хотя в деталях имеются расхождения. Совпадения обусловлены отражением на обеих картах полей развития неизмененных или слабо серпентинизированных пород, обладающих наименьшей магнитной восприимчивостью. Различия же вызваны тем, что высокая степень серпентинизации не обязательно сопровождается высоким содержанием магнетита в породах. Магнетит - индикатор прогрессивного этапа метаморфизма [3,5], а, значит, содержание в породах магнетита (и их высокая магнитная восприимчивость) свидетельствует о его интенсивности. Прогрессивный метаморфизм - это контактовый метаморфизм, обусловленный прогревом ультрабазитов после внедрения соседних массивов диоритов, гранодиоритов и др. Естественно, что в наибольшей степени этим процессом должны были быть затронуты контактовые части массивов и их лежачие западные бока. Эту закономерность и отражает карта магнитной восприимчивости (рис.3).

Для сравнения интенсивности прошедшего процесса прогрессивного метаморфизма на каждом блоке массива подсчитаны средние величины $\mathcal{H}$ и содержания условного магнетита в породах: Сынинский блок (n = 43) - $\mathcal{H}$ = 1515 ± 1089, Mgt = 0,47 ± 0,33; Лаптапайский (n = 250) - $\mathcal{H}$ = 934 ± 881, Mgt = 0,28 ± 0,27; Войкарский (n = 140) - $\mathcal{H}$ = 613 ± 893, Mgt = 0,18 ± 0,27; Пайерский (n = 515) - $\mathcal{H}$ = 983 ± 1003 ед.СИ, Mgt = 0,30 ± 0,30 об.%. Из этого следует, что наиболее интенсивно метаморфизован самый южный и самый маленький Сынинский блок, несколько меньше и примерно в одинаковой степени - Лаптапайский и Пайерский, менее всего - Войкарский.

Прогрессивный метаморфизм - наложенный процесс, проходивший значительно позже формирования первичных пород и рудообразования [2], поэтому содержание магнетита в породах не коррелируется с содержанием полезного компонента хромита. При проведении поисковых работ высокая магнитная восприимчивость пород является отрицательным признаком на наличие высококачественной промышленной рудоносности, поскольку прогрессивный этап метаморфизма ведет к разубоживанию и ухудшению качества руд вследствие увеличения содержания в них железа - вредного компонента руд.

Геофизические методы поисков хромитовых руд, такие как магнито, - грави- и электроразведка, широко применяются на практике [1]. Высокая магнитная восприимчивость пород, связанная с высоким содержанием магнетита, мешает интерпретации результатов геофизической съемки. Поэтому эффективно проводить магнито- и электроразведку можно только при минимальных значениях $\mathcal{H}$. Экспериментально установлено, что значения $\mathcal{H}$ менее 300 ед. СИ являются оптимальными. Отсюда вытекает практическое значение составления карт магнитной восприимчивости пород на основании изучения проголочковых проб, собранных при минералогическом картировании массивов по определенной регулярной сети: эти работы должны опережать проведение на исследуемых площадях магнито- и электроразведки.

Площади Войкаро-Сынинского массива со значениями $\mathcal{H}$ менее 300 ед.СИ (рис.3) пригодны для постановки здесь геофизических поисков хромитов, так как они совпадают с выделенными ранее по минералогическим данным перспективными на поиски хромитовых месторождений площадями [2,5]. Высокая магнитная восприимчивость пород не влияет на интерпретацию результатов гравиметрической съемки так, как влияет на не степень серпентинизации пород. В сильно серпентинизированных породах (выше 70%) тяжелые хромитовые руды будут давать более контрастные аномалии, что способствует проведению здесь гравиразведки с большим эффектом. На площадях развития пород с $\mathcal{H}$ менее 300 ед.СИ, но сильно серпентиризированных в регрессивную стадию метаморфизма, возможно комплексное применение методов магнито- и гравиразведки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Логачев А.А., Захаров В.П. Магниторазведка. - Л.: Недра, 1973. - 452 с.

2. Макеев А.Б., Брянчанинова Н.И. Геолого-минералогическая зональность и модель становления альпинотипных ультрабазитов //Минералы и минералогенезис: Науч.тр. /АН СССР. Коми фил. Ин-т геологии. - Сыктывкар, 1987. - Вып. 59. - С. 5-13.

3. Макеев А.Б.,Брянчанинова Н.И.,Модянова Г.Н. Особенности серпентинизации пород массива Рай-Из //Минералы и минералообразование: Науч.тр. /АН СССР. Коми фил. Ин-т геологии. - Сыктывкар, 1985. - Вып. 50. - С.80-86.

4. Макеев А.Б., Зарипова Л.Д. Особенности ЯГР-спектров природных Ti-содержащих ферриалюмохромитов и ферроферрихромшпинелидов // ДАН СССР. - 1984. - Т. 275. - С. 974-978.

5. Макеев А.Б.,Перевозчиков Б.В., Афанасьев А.К. Хромитоносность Полярного Урала. - Сыктывкар, 1985. - 152 с.

Труды Института геологии Коми научного центра УрО АН СССР

Вып. 72 1989

РЕДКИЕ МИНЕРАЛЫ В РУДАХ МЕДИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

(На примере Падьягинского месторождения)

В.Д.Тихомирова,О.А.Яковлева,Л.А.Янулова

Падьягинское месторождение является наиболее крупным представителем формации медистых песчаников на севере Урала. Этому месторождению уделено внимание во многих работах по региональной геологии и металлогении, однако вопросы его вещественного состава остаются до настоящего времени открытыми. Проведенные нами исследования позволяют в некоторой степени заполнить этот пробел.

До данным Б.Я.Дембовского [2], Падьягинское месторождение приурочено к опрокинутой изоклинальной складке, в ядре которой залегают терригенные породы нижнего ордовика (манитанырдская свита), а на крыльях - терригенно-карбонатные породы среднего-верхнего ордовика (щугорская свита). Структура осложнена складчатостью более высокого порядка и разрывными нарушениями северо-восточного и северо-западного простираний. Манитанырдская свита подразделяется на две толщи: нижняя сложена малиновыми песчаниками, алевритистыми сланцами, серовато-розовыми гравелитами, верхняя представлена зеленовато-серыми песчаниками и сланцами, переслаивающимися между собой. К зеленоцветным слоям приурочена система согласных и секущих жилоподобных тел кварцевого состава, контролирующих продуктивную минерализацию.

На месторождении выделено три участка: Западный, Периклинальный и Свинцовый, минеральный состав которых заметно различается. На западном участке при

широком развитии кварцевых жил отмечается халькопирит-борнитовая с пиритом минерализация. Периклинальный участок характеризуется халькопирит-борнит-халькозиновым типом руд. По данным В.И.Силаева, здесь отмечается горизонтальная рудно-минералогическая зональность, в рамках которой выделяются существенно халькозиновое ядро, промежуточная халькозин-борнитовая и внешняя халькопиритовая зоны. На участке Свинцовом фиксируется халькопирит-галенитовая минерализация.

Полученные нами данные свидетельствуют о сложном минеральном составе исследуемого месторождения. Впервые в медистых песчаниках севера Урала установлены ассоциации никель-кобальтовых сульфоарсенидов, арсенопирит, киноварь, касситерит. Кроме того, на Падьягинском месторождении обнаружены блеклые руды, молибденит, самородное золото и серебро, ранее отмечавшиеся на других объектах рассматриваемой формации. Молибденит,киноварь и самородное серебро диагностированы рентгенометрически по единичным находкам в пробах. Основные линии на рентгенограммах: молибденит - 3,03; 2,29; 2,05; 1,830; киноварь - 3,40; 2,89; 1,988; 1,678; серебро самородное - 2,37; 2,05; 1,235; 1,187. Характеристика наиболее изученных редких минералов приводится ниже.

Из перечисленных минералов на Падьягинском месторождении относительно широко распространен арсенопирит, обнаруженный на флангах участка Периклинального, а также на участке Свинцовом. Обычно арсенопирит встречается в виде единичных зерен или образует незначительные концентрации в пробах. На южном фланге Периклинального участка арсенопирит наблюдается в измененном песчанике совместно с гематитом, халькозином, пиритом и галенитом (табл.1, анализ 1). На севере участка в пределах халькопиритовой зоны он встречен в кварцевой жиле с халькопиритом, борнитом, небольшим количеством халькозина и пирита (табл.1, ан. 4-7). На участке Свинцовом арсенопирит установлен в халькопирит-галенитовой минерализации со сфалеритом (табл.1, ан.2-3).

Сравнительный анализ химического состава исследуемого арсенопирита указывает на довольно широкие его вариации, что отражает, вероятно, нестабильность ак-

Таблица 1

Состав арсенопиритов, мас. %

Номер анализа	Fe	As	S	Sb	Ni	Сумма	As/S	Формула
1	33,4	41,9	23,0	0,02	-	98,32	0,87	$Fe_{0,96}As_{0,98}S_{1,15}$
2	34,2	45,9	20,8	0,03	-	100,93	0,94	$Fe_{0,98}As_{0,98}S_{1,04}$
3	34,0	46,4	20,2	0,02	-	100,62	0,98	$Fe_{0,98}As_{1,00}S_{1,02}$
4	34,4	46,0	19,3	-	н/об.	99,70	1,02	$Fe_{1,01}As_{1,01}S_{0,99}$
5	33,7	46,5	19,4	-	0,02	99,62	1,03	$Fe_{0,99}As_{1,02}S_{0,99}$
6	34,1	46,3	19,1	-	0,01	99,51	1,04	$Fe_{1,00}As_{1,02}S_{0,98}$
7	34,5	46,6	18,9	-	0,01	100,01	1,05	$Fe_{1,01}As_{1,02}S_{0,97}$

Таблица 2

Состав сульфоарсенидов никеля и кобальта, мас. %

Номер анализа	Ni	Co	Fe	Cu	As	S	Сумма
1	33,85	0,94	0,13	0,10	45,69	19,82	100,53
2	15,1	17,1	3,73	0,07	43,8	19,7	99,5
3	15,0	16,5	4,98	0,09	43,9	19,9	100,37

Кристаллохимические формулы

1. $(Ni_{0,95}Co_{0,03}Fe_{0,004})_{0,984}As_{1,00}S_{1,02}$
2. $(Ni_{0,43}Co_{0,48}Fe_{0,11})_{1,02}As_{0,97}S_{1,02}$
3. $(Ni_{0,42}Co_{0,46}Fe_{0,15})_{1,03}As_{0,96}S_{1,02}$

Примечание. Здесь и далее: анализы выполнены на микроанализаторе "Camеca" MS-46, 20 кВ, 20-40 нА, диаметр зонда 1-2 мкм; эталоны - чистые металлы Au, Ag, Cu, Sb, Bi, Fe, Ni, Co, а также халькопирит и арсенопирит известного химического состава.

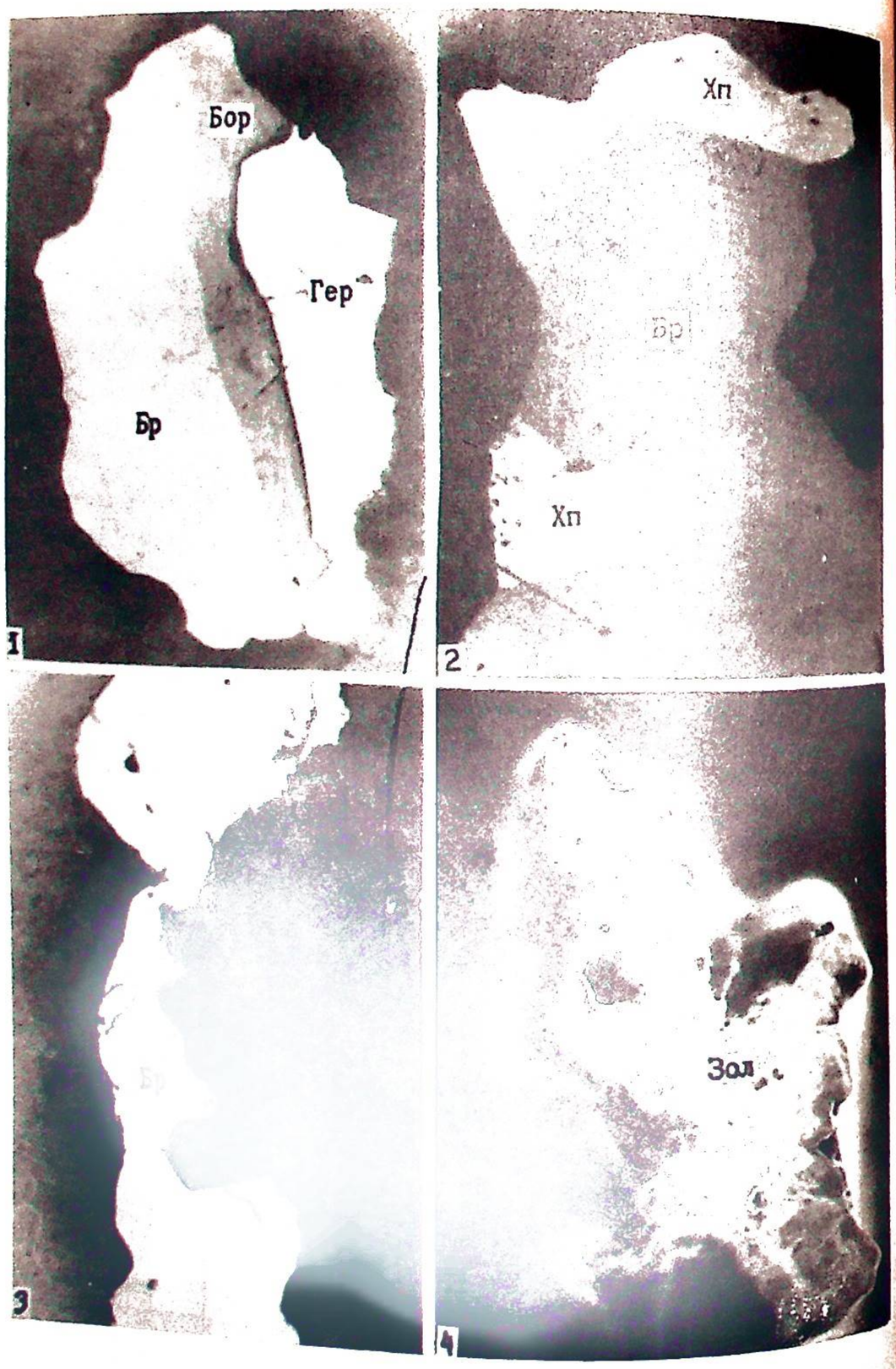


Рисунок. Морфология выделений и характер взаимоотношений минералов в рудах (увел.: 1,2 - 300; 3 - 180; 4 - 220).

Условные обозначения: Бор - борнит, Бр - блеклые руды, Гер - герсдорфит, Хп - халькопирит, Зол - золото.

ности серы и мышьяка в ходе минералообразования. , арсенопирит из песчаника участка Периклинально- и халькопирит-галенитовых жил участка Свинцового рактеризуется относительно сернистым составом(As/S= 0,87-0,98), а арсенопирит из кварцевых тел участка ериклинального отличается мышьяковистостью (As/S= 1,02-1,05).

Микроскопические исследования руд участка Западно- позволили установить на Падьягинском месторождении инералы ряда герсдорфит-кобальтин и блеклые руды.Эти инералы наблюдаются как акцессорные компоненты халькопирит-борнитовой минерализации в кварцевых жилах.

Сульфоарсениды никеля и кобальта встречаются в виде зерен неправильной и гипидиоморфной форм размером 0,01 до 0,29 мм. Они образуют тесные срастания борнитом, блеклыми рудами (см. рисунок,1),а иногда ключены в борнит. Под микроскопом минералы имеют ый цвет, они изотропны. Твердость микровдавлива- я (ПМТ-3 , нагрузка 50 г) у герсдорфита составляет 2 кгс/мм^2 , что находится в пределах допустимых начений [6].

Электронно-зондовый анализ минералов (табл.2) показал, что сульфоарсениды Падьягинского месторождения представлены герсдорфитом и минералом промежуточного остава, который мы условно определяем как герсдорфит-кобальтин.

Блеклые руды встречаются на Падьягинском месторождении во всех типах руд, но представлены очень неравномерно. В халькопирит-галенитовых рудах участка Свинцового, халькозин-борнитовых и халькопиритовых рудах частка Периклинального они встречаются в виде отдельных зерен. В халькопирит-борнитовых рудах участка Западного они образуют рассеянную вкрапленность, но в отдельных пробах содержание их достигает 90 г/т.

Блеклые руды образуют изолированные неправильной формы зерна, локализованные в интерстициях зерен кварца. стами они срастаются с борнитом, герсдорфитом, халькопиритом (см.рисунок, 1-3). Размер выделений блеклых руд 0,1-0,5 мм, изредка 1 мм. Цвет их под микроскопом светло-серый с зеленоватым оттенком. Изотропны. Твердость микровдавливания (ПМТ-3, нагрузка 50г)

Состав блеклых руд, мас. %

Таблица 3

Номер анализа	Cu	Ag	Fe	Zn	Cd	Hg	As	Sb	Bi	S	Сумма
1	44,84	0,13	3,82	1,94	0,07	0,04	20,31	0,22	0,44	28,91	100,72
2	44,5	0,09	4,76	2,64	0,44	0,11	18,18	0,66	0,24	29,02	100,64
3	43,13	0,13	4,85	2,61	0,48	н/об.	18,28	0,92	0,29	29,41	100,1
4	44,92	0,11	4,19	2,53	0,42	0,04	18,43	0,93	0,29	29,02	100,88
5	45,36	0,11	4,49	2,74	0,26	0,11	17,63	1,67	0,52	29,72	102,61

Кристаллохимические формулы

1. $(Cu_{10,32}Ag_{0,02}Fe_{1,0}Zn_{0,43}Cd_{0,01}Hg_{0,003})_{11,783}(As_{3,96}Sb_{0,03}Bi_{0,03})_{4,02}S_{13,18}$

2. $(Cu_{10,23}Ag_{0,01}Fe_{1,25}Zn_{0,59}Cd_{0,06}Hg_{0,01})_{12,15}(As_{3,55}Sb_{0,08}Bi_{0,02})_{3,65}S_{13,23}$

3. $(Cu_{9,94}Ag_{0,02}Fe_{1,27}Zn_{0,59}Cd_{0,06})_{11,88}(As_{3,57}Sb_{0,11}Bi_{0,02})_{3,7}S_{13,44}$

4. $(Cu_{10,32}Ag_{0,02}Fe_{1,09}Zn_{0,57}Cd_{0,05}Hg_{0,003})_{12,053}(As_{3,59}Sb_{0,11}Bi_{0,02})_{3,72}S_{13,21}$

5. $(Cu_{10,26}Ag_{0,02}Fe_{1,15}Zn_{0,6}Cd_{0,03}Hg_{0,01})_{12,07}(As_{3,38}Sb_{0,2}Bi_{0,04})_{3,62}S_{13,32}$

320 кгс/мм^2 (среднее по 20 отпечаткам).

Электронно-зондовый анализ блеклых руд Падьягинского месторождения (табл.3, ан.1; табл.4, пр.1) и Саурипейского рудопроявления (табл.3, ан.2-5; табл.4, пр.3), также относящегося к формации медистых песчаников, показывает удивительную близость их составов.

Данные рентгеноструктурного анализа блеклых руд (табл.4) из различных объектов формации медистых песчаников свидетельствуют о том, что набор основных диагностических отражений соответствует теннантиту. Незначительные вариации межплоскостных расстояний и увеличение диффузных отражений в пробах 2 и 6 связаны, вероятно, с неоднородностью анализируемых образцов или наличием других фаз. Постоянство состава блеклых руд является, возможно, одним из минералогических признаков формации медистых песчаников.

В соответствии с существующей классификацией [3] исследуемые блеклые руды можно отнести к Fe-теннантиту. Кроме того, блеклые руды медистых песчаников характеризуются низкой медистостью (Cu < 11 ф.е.) и постоянным присутствием значительного количества цинка (до 2,74 мас.%). В небольших количествах содержится также серебро, кадмий, висмут и ртуть.

Сопоставление данных по блеклым рудам Падьягинского и других месторождений Уральско-Новоземельской провинции [1] показывает, что блеклые руды формации медистых песчаников наиболее близки по составу к блеклым рудам сульфидных месторождений о-ва Вайгач. Последнее, вероятно, отражает принадлежность сопоставляемых объектов к стратиформной рудной формации.

Значительный интерес представляют данные по химизму акцессорного самородного золота, обнаруженного в рудах Падьягинского месторождения в ассоциации с гематитом и халькозином. В измененном песчанике золото наблюдается в виде зерен неправильной уплощенной формы размером до 0,5 мм (см.рисунок,4). По составу оно низкопробное и ртутистое (табл.5) и по этим свойствам хорошо сопоставляется с самородным золотом гидротермальных месторождений европейского Северо-Востока СССР [5].

Приведенные выше новые данные о минералогии Падьягинского месторождения медистых песчаников дают возможность сделать несколько общих выводов.

Межплоскостные расстояния блеклых руд медистых песчаников

Таблица 4

1		2		3		4		5		6		hkl
I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	
–	–	–	–	2	4,99	–	–	–	–	–	–	
–	–	10	4,32	–	–	–	–	–	–	–	–	
4	4,14	–	–	–	–	3	4,20	3	4,20	–	–	
–	–	4	3,86	–	–	–	–	–	–	–	–	
1	3,62	–	–	–	–	4	3,70	1	3,68	–	–	
–	–	–	–	3	3,49	–	–	–	–	–	–	
–	–	5	3,30	–	–	–	–	–	–	–	–	
10	2,97	10	3,03	8	2,96	4ш*	2,98	10	2,96	7	3,03	222
–	–	3ш	2,76	–	–	–	–	1р	2,70	–	–	
4	2,57	–	–	10	2,58	10	2,56	4	2,56	5	2,64	400
3	2,41	2	2,42	1	2,36	4	2,38	1	2,40	3	2,47	411,330
–	–	3	2,22	–	–	–	–	–	–	–	–	
–	–	3	2,18	1	2,15	–	–	–	–	–	–	
4	2,01	10ш	2,07	5	2,05	10	2,09	3	1,992	2	2,08	510,431
–	–	1	1,985	–	–	–	–	–	–	–	–	
–	–	–	–	–	–	4	1,953	–	–	–	–	
–	–	–	–	3	1,928	–	–	–	–	–	–	
5	1,879	4	1,907	4	1,870	–	–	8ш	1,850	2	1,908	521
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	10	1,840	
10	1,816	–	–	5	1,810	–	–	4	1,820	–	–	440
–	–	4	1,804	–	–	–	–	–	–	–	–	
1	1,767	–	–	–	–	–	–	–	–	1ш	1,773	
–	–	–	–	–	–	5	1,746	–	–	–	–	
–	–	3ш	1,728	–	–	–	–	–	–	–	–	
4	1,663	–	–	2	1,654	1	1,669	–	–	–	–	
1	1,636	2ш	1,634	2	1,622	6	1,610	–	–	–	–	
10	1,554	3	1,574	–	–	4	1,541	6	1,542	4	1,570	622
–	–	–	–	1	1,514	–	–	–	–	–	–	
2	1,482	5	1,500	–	–	–	–	–	–	1	1,500	
2	1,451	2	1,446	1	1,459	–	–	1	1,445	–	–	
–	–	1	1,412	2	1,415	–	–	–	–	–	–	
–	–	8	1,374	–	–	4	1,375	–	–	–	–	
–	–	8	1,332	–	–	–	–	–	–	–	–	
4	1,285	1	1,293	1	1,308	–	–	–	–	1	1,300	
1	1,263	1	1,250	1	1,283	–	–	1	1,280	–	–	
4	1,175	4	1,220	–	–	4	1,245	–	–	–	–	
				3	1,175	–	–	6	1,170	2	1,193	911,753

Примечание. Условия съемки: УРС-55, CuKα,β,40 кВ, 10 мА, Øк.= 57,3мм, Ø обр.~0.3 мм, экс. 3 часа. *ш – диффузная линия. Пробы блеклых руд: 1,2 – соответственно участки Западный и Свинцовый Падьягинского месторождения, 3 – Саурипейское, 4 – Молюдвожское, 5,6 – Косьюнское рудопроявления.

Таблица 5

Состав золота, масс.%

Номер пробы	Au	Hg	Ag	Cu	Сумма	Проба
1	80,9	0,49	16,7	0,09	98,18	824
2	71,6	1,15	25,8	н/об.	98,55	726
3	68,7	5,13	27,5	0,04	101,37	678
4	66,5	5,52	28,6	н/об.	100,62	661

Выявленный нами сложный минеральный состав сближает Падьягинское месторождение с типичными гидротермальными месторождениями Полярного Урала. В этом смысле особенно примечательна ртутистость самородного золота, являющаяся, по данным В.И.Силаева и О.А.Яковлевой, типоморфным признаком эндогенного золота Полярноуральского региона. Показательно присутствие в медистых песчаниках Падьяги сульфоарсенидов никеля и кобальта: во-первых, минералы ряда герсдорфит–кобальтин являются сквозным компонентом именно гидротермальных месторождений Полярного Урала [4] , а во-вторых, отмеченные сульфоарсениды в геохимических условиях медистых песчаников можно, вероятно, рассматривать как индикатор глубинности источника, как минимум части их рудного вещества. Наконец, не случайным представляется нам состав блеклых руд Падьягинского месторождения и его однообразность в ряду объектов медистых песчаников севера Урала. Если придерживаться гидротермальной модели формирования исследуемой минерализации, то однообразный теннантитовый состав блеклых руд может свидетельствовать о значительной центробежности минерализации медистых песчаников. Последнее хорошо согласуется с удаленностью рассматриваемых стратиформных месторождений от центров эндогенной активности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Блеклые руды гидротермальных месторождений севера Уральско-Новоземельской провинции /В.И.Силаев, В.Д.Тихомирова, О.А.Яковлева, А.Ю.Герасимов // ЗВМО. – 1986. – Вып.2. – С. 177–191.

2. Дембовский Б.Я. Медистые песчаники Полярного Урала //Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР и севера Урала: Тр. УП геолог. конф. Коми АССР. - Сыктывкар, 1973. - Вып. 2. - С. 379-384.

3. Мозгова Н.Н., Цепин А.И. Блеклые руды.-М.: Наука, 1983. - 280 с.

4. Силаев В.И. Эволюция минералообразования в гидротермальных палеосистемах. - Л.: Наука, 1989.

5. Силаев В.И., Майорова Т.П. Тимохимизм самородного золота Европейского Северо-Востока СССР. - Сыктывкар, 1986. - 16 с. (Сер.препринтов "Науч.докл." /АН СССР. Коми фил.; Вып. 159).

6. Справочник - определитель рудных минералов в отраженном свете / Т.Н.Чвилева, М.С.Безсмертная, Э.М.Спиридонов и др. - М.: Недра, 1988. - 504 с.

Труды Института геологии Коми научного центра УрО АН СССР

Вып. 72 1989

НОВОЕ В МИНЕРАЛОГИИ МАРГАНЦА И КОБАЛЬТА НА ПОЛЯРНОМ УРАЛЕ

В.И.Силаев, И.Б.Иванова, Л.А.Янулова, О.А.Яковлева

В ходе топоминералогических исследований, проведенных нами в 1984-1985 гг. на Хараматалоуской структуре при активном содействии сотрудников Полярно-Уральской ГРЭ, была изучена серия проявлений марганцевой минерализации. Район исследований располагается в верховьях р. Б.Хараматалоу, включая ее притоки Изъякырью и Тышор. Согласно данным последней геологической съемки, территория сложена мощной толщей метаморфизованных базальтоидов и их туфов с пачками туфогенно-карбонатных пород, выделенной в трехчленную хараматалоускую серию рифейского возраста (устное сообщение А.В.Цымбалюка). Обнаруженные здесь марганцевые проявления подразделяются на силикатно-марганцевые (гондитоподобные), карбонатно-марганцевые и смешанные, силикатно-карбонатно-марганцевые. Лучше изучены в настоящее время Изъякырьюское и Верхнетышорское проявления.

Изъякырьюское проявление располагается на правом берегу одноименного притока р. Б.Хараматалоу и представляет собой довольно протяженный горизонт кварц-гранатовой породы, залегающей среди хлорит-амфиболовых (иногда с гранатом) гнейсов и сланцев. Типичный разрез рудопроявления имеет следующий вид (снизу вверх):

1. Гнейсы хлорит-амфиболовые, гранатсодержащие, интенсивно эпидотизированные и биотитизированные. Эпидот тонкозернистый, светло-зеленый наблюдается в виде прожилок и линзочек. Биотит - в гнездах, крупночешуйчатый. Видимая мощность около 2 м.

2. Кварц-гранатовая гондитоподобная порода, криптозернистая, массивная, розовато-кирпичного цвета, состав которой приведен в табл.1. В приконтактовых частях слоя наблюдается довольно густая вкрапленность магнетита. Мощность около 0,1 м.

3. Гнейс хлорит-амфиболовый, сильно измененный, с тонкой прожилковой минерализацией манганэпидота. Мощность 1-2 м.

4. Кварц-гранатовая порода, криптозернистая, массивная, часто полосчатая, розовато-кирпичного цвета. Полосчатость обусловлена чередованием кварц-гранатовых и хлоритовых слойков. В последних, по данным микрозондового анализа, присутствует литийсодержащий хлорит. Часто отмечается плойчатость. Магнетит не фиксируется. Мощность составляет 0,5 м.

5. Гнейсы хлорит-кварц-полевошпатовые, массивные, светло-серые. Видимая мощность 5-7 м.

По текстуре кварц-гранатовые породы разделяются на полосчатые, полосчато-массивные и массивные. Полосчатые гондиты характеризуются чередованием кварц-гранатовых слойков с хлорит-амфиболовыми, мощность слойков колеблется от одного до 8-10 мм. При этом часто наблюдается закономерное изменение соотношений между слойками в направлении от вмещающих пород внутрь гондитового слоя. На границе гнейсов и гондитов среди хлорит-амфиболового материала сначала появляются неясно очерченные пятна кремового цвета. Далее таких пятен становится больше, они сливаются в линзочки и слойки. Затем мощность слойков кварц-гранатового состава увеличивается, они начинают сливаться. По мере укрупнения кварц-гранатовых слойков происходит постепенное превращение полосчатых пород в полосчато-массивные и массивные. Важно также присутствие в полосчатых разностях гондитов равномерной вкрапленности магнетита (размер зерен 1-2 мм).

Под микроскопом кварц-гранатовая порода характеризуется криптозернистым строением. Основная масса сложена кварцем и железо-марганцевым гранатом. В качестве примеси выступает карбонат. Растровая электронная микроскопия показывает, что гранат исследуемых гондитов представлен однообразными по размеру и форме изометричными кристаллами ромбододекаэдрического габитуса,

Химический состав гондитов Полярного Урала, вес.%

Таблица 1

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	CO_2	P_2O_5	Сумма
47,34	0,49	10,15	13,45	12,30	9,06	1,38	3,61	0,10	0,05	0,65	0,83	0,48	99,78
61,31	0,52	10,69	3,62	12,55	5,18	1,85	3,03	0,09	0,06	0,36	нет	0,35	99,50
58,63	0,39	7,09	11,64	8,14	7,22	1,23	3,14	0,18	0,13	0,52	0,9	0,37	99,50

Таблица 2

Состав карбонатной части гондитов и их вмещающих пород

Номер пробы	Вес. %						Мол. %			
	CO_2	CaO	MgO	MnO	FeO	Сумма	$CaCO_3$	$MgCO_3$	$MnCO_3$	$FeCO_3$
1	1,89	1,35	0,12	0,41	0,49	4,26	2,41	0,25	0,65	1,2
2	0,79	0,55	0,07	0,04	0,60	2,05	0,98	0,14	0,07	1,5
3	1,98	1,35	0,28	0,29	0,98	4,88	2,41	0,58	0,47	2,4
4	2,05	1,72	0,14	0,14	0,63	4,68	3,03	0,29	0,23	1,6
5	2,71	2,45	0,25	0,18	0,70	6,29	4,37	0,52	0,29	1,8
6	2,20	0,86	1,21	0,03	1,31	5,62	1,46	2,51	0,05	2,1
7	2,38	0,73	1,29	0,05	1,58	6,03	1,30	2,71	0,08	2,5
8	1,49	0,98	1,05	0,01	0,89	4,42	1,78	2,10	0,02	1,4
9	2,68	1,84	0,60	0,03	1,21	6,36	3,30	1,25	0,05	3,1

Примечание. 1-5 - гондиты, 6-9 - гнейсы хлорит-амфиболовые.

сцементированными еще более тонкозернистым кварцем. Размер индивидов граната 10-30 мк.

Химический состав гондитов Полярного Урала приведен в табл.1. Пересчеты этих данных с учетом состава граната показывают, что содержание последнего в рассматриваемых породах колеблется в интервале 25-55%. Общее содержание карбонатов (табл.2) в гондитах составляет 2-6,5%, что находится на уровне карбонатности вмещающих пород. По составу карбонатов гнейсы и кварц-гранатовые породы довольно резко различаются. Если для первых характерны кальцит, доломит, сидерит, то для вторых - кальцит и сидерит. Обращает на себя внимание относительная обогащенность гондитов марганцевым карбонатным компонентом.

Следует, наконец, отметить повышенное содержание в кварц-гранатовых породах ряда сидерофильных и халькофильных элементов (табл.3). Среди первых выделяются титан, ванадий и никель, среди вторых - медь.

Верхнетышорское рудопроявление расположено в 800 м юго-восточнее одноименного озера. Участок проявления сложен амфиболовыми и хлорит-амфиболовыми гнейсами и сланца-

Таблица 3

Основные элементы-примеси гондитов Полярного Урала, г/т

Медь	Никель	Кобальт	Хром	Титан	Ванадий	Молибден
60	130	не обн.	16	1300	250	1,9
290	140	18	19	1300	160	1,2
210	130	12	13	1100	230	1,4
100	87	не обн.	15	4500	200	не обн.

ми, прорванными небольшими, линейно вытянутыми согласно региональной сланцеватости телами гранит-порфиров. Одно из этих тел размером 150x1000 м располагается в непосредственной близости от рассматриваемого проявления. Простирание пород северо-западное, падение к юго-западу под углом 25-30°. Объект представляет собой линзовидную зону сланцев, минерализованных силикатами и карбонатами марганца. Минерализация наблюдается в виде линзочек, прожилок и прерывистых прослоев мощностью 0,2-0,7 см, протяженностью 20-30 см. Некоторые из карбонатных выделений напоминают уплощенные конкреции, размер которых достигает по удлинению 10, а в поперечнике 3 см.

Минерализованная зона вскрыта поверхностными выработками, ее мощность составляет 1,5 м, протяженность - 12-15 м. Внутреннее строение зоны представляется в следующем виде (в направлении от вмещающих сланцев к осевой части зоны): 1) сланцы кварц-хлорит-амфиболовые с редкими прожилками кварца; 2) сланцы сильно окварцованные и эпидотизированные; 3) породы кварц-эпидотовые (эпидот крупнокристаллический, кварц мелкими друзовидный); 4) породы кварц-гранатовые, криптозернистые, розовато-кремового цвета с вкрапленностью магнетита, линзочками и гнездами карбонатов марганца.

Таким образом, в составе исследуемого проявления обнаруживаются как силикатно-марганцевая, так и карбонатно-марганцевая минерализация. Первая сопоставима с минерализацией Изъякырьюского проявления. На характеристике второй мы остановимся ниже.

Карбонатно-марганцевая минерализация Верхнетьшорского проявления имеет, по данным двух силикатных анализов, следующий химический состав, вес.%: SiO_2 31,24-34,90; Al_2O_3 2,95-3,45; Fe_2O_3 1,43-1,45; MnO 24,50-36,29; MgO 0-0,98; CaO 5,25-9,18; CoO 1,05-1,17; CuO 0,08; ZnO 0-0,1; SrO 0,008; Na_2O 0-0,94; K_2O 0-0,03; P_2O_5 0,04; CO_2 10,98-12,05; $S_{общ}$ 0,08; H_2O 0,74-0,76. Приведенные данные указывают на одну уникальную особенность минерализации - ее необновенно высокую кобальтоносность при явно низком содержании железа. Необычность этой ситуации определяется тем, что во всех эндогенных процессах кобальт и железо сопутствуют друг другу при резком преобладании второго. Это обстоятельство заставляет определить соответствующую минерализацию Верхнетьшорского проявления не как карбонатно-марганцевую, а как карбонатно-кобальт-марганцевую. В генетическом отношении выявленный факт тоже весьма нетривиален. Он свидетельствует о специфической в геохимическом отношении природе рассматриваемых образований. Нам представляется, что наблюдающееся соотношение кобальта и железа в карбонатной минерализации Верхнетьшорского проявления можно расценивать как указание на экзогенную дифференциацию слагающего ее вещества. Минеральный состав карбонатно-кобальт-марганцевых образований определяется в основном минералами рядов кальцит-родохрозит и кальцит-кобальтокальцит, причем которых являются некоторые редкие силикаты марганца: родонит, Fe-фридель, пироксмангит. Кроме того, здесь установлен кобальтпентландит в виде мелкого включения в карбонатах.

Таким образом, в составе исследуемых марганцевых проявлений Хараматалоуской структуры выявлены четыре силиката марганца (гранат, родонит, фридель, минерал типа пироксмангита), серия карбонатов, представляющих ряды кальцит-родохрозит и кальцит- кобальтокальцит, один сульфид - кобальт-пентландит, которые являются на Полярном Урале либо весьма редкими, либо неизвестными до последнего времени. Остановимся на характеристике наиболее изученных из них.

Таблица

Состав силикатов марганца Верхнетьшорского и Изъякырьюского проявлений по данным микрозондового анализа, масс.%

N п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма
1	35,45	нет	0,20	0,49	нет	0,37	52,65	0,65	0,12	нет	0,09	90,09
2	37,56	-"-	0,12	нет	0,08	2,28	47,51	2,49	0,97	0,17	нет	91,14
3	38,31	-"-	0,16	-"-	нет	2,85	47,04	2,83	0,15	нет	-"-	91,26
4	58,27	-"-	1,46	-"-	-"-	4,62	18,39	10,79	1,49	-"-	-"-	95,02
5	41,22	-"-	17,62	-"-	0,23	14,58	17,67	1,10	5,26	0,44	-"-	98,16
6	45,93	0,14	нет	-"-	нет	нет	49,50	0,77	3,57	нет	-"-	99,91
7	47,14	нет	0,43	-"-	0,14	нет	46,37	1,48	4,81	-"-	-"-	100,37

Кристаллохимические формулы:

1. $(Mn_{7,465}Fe^{2+}_{0,052}Fe^{3+}_{0,062}Mg_{0,164}Ca_{0,212}K_{0,018})_{7,943}\{(Si_{5,960}Al_{0,038})_{5,998}O_{15}\}(OH)_{10}$

2. $(Mn_{6,630}Fe_{0,314}Mg_{0,612}Ca_{0,171}Na_{0,054})_{7,781}\{Si_{6,185}Al_{0,023}Cr_{0,010})_{6,218}O_{15}(OH)_{10}$

Окончание табл.4

3. $(Mn_{6,550}^{Fe}O_{,392}^{Mg}O_{,691}^{Ca}O_{,025})_{7,658}\{(Si_{6,310}^{Al}O_{,032})_{6,342}O_{15}\}^{(OH)}{}_{10}$

4. $(Ca_{0,234}^{Mg}{}_{2,354}^{Fe}O_{,544}^{Mn}{}_{2,282})_{5,414}\{(Si_{8,538}^{Al}O_{,025})_{8,563}O_{21}\}$

5. $(Ca_{0,455}^{Mg}O_{,133}^{Mn}{}_{1,206}^{Fe}O_{,981}^{Na}O_{,069})_{2,844}(Al_{1,674}^{Cr}O_{,014})_{1,688}Si_{3,328}O_{12}$

6. $(Ca_{0,412}^{Mg}O_{,122})_{0,534}^{Mn}{}_{4,517}(Si_{4,938}^{Ti}O_{,012})_{4,950}O_{15}$

7. $(Ca_{0,545}^{Mg}O_{,233})_{0,778}^{Mn}{}_{4,558}(Si_{4,996}^{Al}O_{,054}^{Cr}O_{,011})_{5,061}O_{15}$

Примечание. Дефицит суммы обусловлен отсутствием данных о содержании воды. Минералы: 1-3 - фриделит, 4 - минерал типа пироксмангит, 5 - граната, 6-7 - родонит.

Гранат является наиболее распространенным марганцевым минералом рассматриваемых объектов. По данным рентгеновского микроанализа (табл.4), исследуемый гранат характеризуется смешанным составом со следующим соотношением миналсв, мол.%: пироп - 4,8; альмандин - 35,3; спессартин - 43,4; гроссуляр - 15,7; уваровит - 0,8. Следовательно, в рассматриваемом минерале преобладает пиральспитовая составляющая (83,5 мол.%). Характерно также отсутствие в составе граната андрадитового минала.

На дифрактограмме исследуемого граната фиксируется широкий набор отражений, отвечающих гранату промежуточного альмандин-спессартинового состава. В этом можно убедиться, если проанализировать ряд основных отражений (первая цифра - альмандин, вторая - спессартин, в скобках - исследуемый гранат): 2,87-2,91 (2,90); 2,57-2,60 (2,59); 1,600-1,615 (1,613); 1,54-1,56 (1,55). Приведенный ряд отражений указывает на большую близость этого граната к спессартину, что хорошо согласуется с данными микрозондового анализа.

ИК-спектры исследуемого граната изучались на спектрографе DS-701 в области 200-1300 $см^{-1}$. В спектрах наблюдаются полосы поглощения, отвечающие валентным колебаниям в кремнекислородном каркасе минерала (1070, 940, 850, 870 $см^{-1}$), колебаниям связей Al-O (440-460 $см^{-1}$) и Me (Mg, Fe, Mn) - O (620, 550, 500 $см^{-1}$). В целом ИК-спектр граната марганцевых проявлений Хараматалоуской структуры соответствует эталонному спектру спессартина из атласа Менке.

Родонит обнаружен нами в карбонатных гнездах и линзочках Верхнетышорского проявления в ассоциации с некоторыми другими редкими пироксеноидами (фриделитом, пироксмангитом). В штуфах исследуемый родонит выявляется по необычному сиреневато-фиолетовому до синего цвету. Размер выделения родонита в карбонатных гнездах достигает 200 мм.

Диагностика рассматриваемого минерала осуществлена рентгенометрически. На дифрактограмме чисто отобранного образца фиксируется серия отражений,

Таблица 5

Данные карбонатного анализа основных типов карбонатных частиц, вес.%

Вес. %					Мол. %					Цвет частиц
MnO	CaO	MgO	FeO	CoO	$MnCO_3$	$CaCO_3$	$MgCO_3$	$FeCO_3$	$CoCO_3$	
25,39	5,27	0,13	0,08	0,16	77,9	20,5	0,7	0,2	0,5	Розовато-белый
22,64	9,12	нет	0,69	0,64	63,8	32,6	нет	1,9	1,7	Розовый
37,06	6,71	0,26	0,30	0,42	79,3	18,2	1,0	0,6	0,9	Розовато-белый
10,75	16,47	0,24	0,85	0,43	62,7	1,3	2,5	1,2	1,2	Розовато-белый
39,24	7,91	0,46	0,34	0,45	77,2	19,7	1,6	0,6	0,8	Бледно-розовый
72,86	1,99	0,31	0,16	0,77	94,8	3,3	0,7	0,2	1,0	Желтовато-серый
30,95	11,29	0,61	0,45	0,60	65,4	30,2	2,3	0,9	1,2	Розоватый
48,81	10,23	0,77	0,21	0,92	76,0	20,2	2,1	0,3	1,4	Розовый
30,39	13,92	0,97	0,18	0,92	59,8	34,7	3,4	0,3	1,7	Розоватый

Таблица 6

Состав карбонатов Верхнетышорского проявления по данным микрозондового анализа, мас.%

Масс. %							Мол. %			
MnO	CaO	MgO	FeO	TiO_2	SiO_2	Сумма	$MnCO_3$	$CaCO_3$	$MgCO_3$	$FeCO_3$
34,02	22,11	2,03	0,50	0,16	0,09	56,91	51,1	42,7	5,4	0,8
42,46	14,11	2,10	нет	нет	0,16	58,82	66,3	27,9	5,8	нет
10,36	45,74	нет	нет	нет	0,98	57,35	15,2	84,8	нет	нет
27,81	29,34	0,74	нет	нет	нет	57,89	41,9	56,1	2,0	нет
38,51	18,05	1,82	0,37	нет	нет	58,75	59,3	35,2	5,00	0,5

практически совпадающих с эталонными характеристиками (картотека ASTM): 10,52; 7,08; 6,61; 4,73; 3,53; 3,34; 3,08; 2,96; 2,51; 2,17; 1,895. Состав исследуемого родонита приведен в табл.4, из которой следует, что в данном случае мы имеем дело с необычной безжелезистой разновидностью этого минерала. В качестве основных его примесей установлены, г/т: Co 100-700; Ni 10-60; Sb 200-400; Cd 0-1000. ИК-спектр безжелезистого родонита хорошо согласуется со спектром обычной разновидности.

Карбонаты марганца более полно исследованы на Верхнетышорском рудопроявлении. Анализ минералогических проб показал, что карбонатные частицы соответствующих пород подразделяются по цвету на ряд типов: розовато-белый (почти бесцветный), бледно-розовый, розоватый, розовый, желтовато-серый, коричневый. Анализ состава этих частиц (табл.5) показывает следующее.

Во-первых, содержание собственно карбонатов в рассматриваемых частицах колеблется в весьма широких пределах от 49 до 100%, составляя в среднем около 75%. При этом обнаруживается, что наименее карбонатными являются коричневые частицы (общее содержание карбонатов - около 50%), а наиболее карбонатными - желтовато-серые и розовые (около 100%).

Во-вторых, нами не устанавливается корреляция между содержанием в частицах $MnCO_3$ и плотностью розовой ("родохрозитовой") окраски. Так, содержание карбоната марганца в розовых частицах варьирует от 63,8 до 76,0%, а в розовато-белых - в интервале 77,9-79,3%. Максимальное же содержание $MnCO_3$ показали частицы вообще не розового, а желтовато-серого цвета.

В-третьих, все выделенные карбонатные частицы характеризуются необычно высоким содержанием кобальта, причем в сочетании с малой железистостью (табл.5). Это отражается величиной CoO/FeO, которая изменяется от 0,5 до 5,11, составляя в среднем 2,42. Обращает на себя внимание то, что с содержанием $CoCO_3$ в составе карбонатных частиц коррелируется их цвет. С возрастанием содержания карбоната кобальта отчетливо увеличивается плотность розовой окраски частиц 0,7

(розовато-белый), 0,8 (бледно-розовый), 1,4 (розовый), 1,5 (розовый). Подытоживая полученные данные о кобальтоносности карбонатных частиц, мы приходим к выводу о вероятном вхождении в их состав кобальтокальцита ($CoCO_3$), образующего с кальцитом серию промежуточных соединений.

Сложный фазовый состав исследуемых карбонатных частиц подтверждается и рентгенометрически на основе анализа величины d_{104}. Полученные результаты указывают на расщепление пика, отвечающего этому межплоскостному расстоянию. Такое расщепление, несомненно, свидетельствует о полифазности карбонатов в исследуемом объекте. Так, появление пиков в интервале 2,86-2,89 говорит о присутствии смеси чистого родохрозита, родохрозита с содержанием $CaCO_3$ около 10% и кальциородохрозита с содержанием $CaCO_3$ до 30%. Интересно отметить, что на полученных дифрактограммах не зафиксированы отражения, отвечающие чистому кобальтокальциту (2,76). Можно полагать, что кобальт действительно входит изоморфно в кальций-марганцевые карбонаты.

Сложный фазовый состав карбонатных частиц подтверждается результатами микрозондового анализа (табл.6). Из последних следует, что в Верхнетьшорском проявлении карбонаты марганца и кальция представлены серией минералов от манганкальцита с содержанием $MnCO_3$ около 15% до кальциородохрозита с содержанием $CaCO_3$ около 28%.

Остановимся на данных об изотопном составе углерода и кислорода исследуемых карбонатов. По результатам двух анализов величина соответствующих изотопных коэффициентов составила, ‰: $\delta^{13}C$(РДВ) = -2,9; $\delta^{18}O$ (РДВ)= = -15,8 ÷ -15,3; $\delta^{18}O$(SMOW)= 14,5-15,0. Очевидно, что изотопный состав углерода исследуемых карбонатов хорошо сопоставляется с составом углерода нормальных морских карбонатов. Изотопный состав кислорода ($\delta^{18}O$ SMOW) оказался более противоречивым. Он в большей степени отвечает изотопному составу кислорода эндогенного происхождения (8-12%), хотя и несколько утяжелен.

Проведенные исследования выявили в марганцевых проявлениях Хараматалоуской структуры четыре марганцевых силиката (железомарганцевый гранат, фриделит, пирокманганит, родонит), серию карбонатов, представляющих ряды кальцит-родохрозит и кальцит-кобальтокальцит, сульфид - кобальт-пентландит. Среди силикатов два-пироксманганит и фриделит - представляют собой первые находки на севере Урала, а один - безжелезистый родонит - является, вероятно, вообще новой разновидностью этого минерала.

Обнаружение карбонатно-марганцевой минерализации с необычно высоким содержанием кобальта, находящимся в породах в карбонатной форме, позволяет констатировать открытие нового - карбонатно-кобальт-марганцевого типа оруденения. Эта находка в сочетании с известными фактами развития на Полярном Урале пьемонтита, манганэпидота, розового родонита свидетельствует о том, что Полярноуральский регион, возможно, является одним из новых интересных районов разнообразной, в том числе и нетрадиционной марганцевой минерализации.

Труды Института геологии Коми научного центра УрО АН СССР

Вып. 72 1989

МИНЕРАЛОГИЯ ЗОЛОТА ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ ОДНОГО ИЗ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ УРАЛА

М.Б.Тарбаев, Л.А.Янулова, В.Н.Филиппов

Рудопроявление кварцево-жильного типа локализовано в толще среднерифейских кварц-хлорит-серицитовых и кварц-альбит-хлорит-серицитовых сланцев. Оно относится к рудопроявлениям малосульфидного типа золото-кварц-сульфидной формации. Рудная минерализация представлена галенитом, пиритом, арсенопиритом, пирротином, сфалеритом, халькопиритом и золотом. Текстуры руд - вкрапленные. Кварцевые жилы сложены кварцем двух генераций: крупно-гигантозернистым кварцем и мелким хрусталем. Кварц первой генерации слагает основной объем жилы и отличается сильной трещиноватостью. В жилах наблюдается большое количество пустот выщелачивания, размер которых достигает нескольких сантиметров.

Значительную роль в приповерхностных частях рудопроявления играют продукты гипергенного минералообразования: гетит, ярозит, церуссит, англезит, самородная сера, плюмбоярозит, ковеллин, малахит и скородит. Основная масса этих минералов наблюдается в пустотах выщелачивания, но распределены они неравномерно. Гетит встречается наиболее часто, он окаймляет зальбанды жил, приурочен к трещинам в кварце, в пустотах часто образует каркасно-ящичную текстуру. Ярозит заполняет пустоты в гетитовом каркасе полостей выщелачивания. Церуссит отмечается в основном в виде каемок вокруг галенита, изредка образуя белые мучнистые скопления. Англезит наблюдается в виде корочек на стенках пустот, в каймах вокруг галенита. Остальные минералы встречают-

редко в виде корочек и скоплений землистых масс.

Основное внимание при изучении минералогии этого удопроявления было уделено исследованию золота.

В 20 просмотренных образцах было обнаружено 65 наков золота. По частоте встречаемости они распределяются следующим образом: 46% частиц локализовано в коплениях гипергенных минералов; 31% - в кварце первой генерации, причем большая часть золотин расположена трещинах; 20% наблюдается в кварце второй генерации, из них 9% золотин срастаются непосредственно с исталлами кварца; 3% частиц связаны с сульфидами ия с продуктами их непосредственного разрушения.

Золото этого рудопроявления относится к мелким и редним классам крупности. Изученные 427 знаков золота из протолочек распределяются по классам крупности следующим образом: до 0,1 мм - 0,9%; 0,1-0,16 - ,7%; 0,16-0,25 - 35,4%; 0,25-0,5 - 45,4%; 0,5-1,0 - 8,0%; 1,0 мм и больше - 1,6%. Самая крупная олотина, обнаруженная нами, имеет размеры 5 х 2 мм представляет собой сросток нескольких кристаллов. о весовым фракциям золотины распределяются следующим образом (от общего веса золота всех фракций, равного 220 мг): 1,0 - 6,2%; 0,5-1,0 - 30,0%; 0,25-0,5 - 55,3%; 0,16-0,25 - 7,6%; 0,1-0,16 - 0,9%.

Исследования морфологии золота проводились на материале из протолочек и частично на золоте в образцах. ие особенности - сохранность поверхностей, наличие самых причудливых форм, отсутствие механических деформаций - у золотин из протолочек такие же, как и у олота, извлеченного в результате растворения образцов. ыделены следующие морфологические разности золота: ристаллы, кристалло-комковатые, комковатые, уплощенные, стержневидные и изогнутые частицы.

Количественные соотношения их следующие, %: кристаллы - 5,3; кристалло-комковатые частицы - 7,2; комковатые - 66,5; уплощенные - 6,4; причудливые - 14,6. езко преобладают изометричные частицы, составляющие 0%. Сюда относятся практически все комковатые и кристаллические формы.

Рис.1. Электронные микрофотографии морфологических разностей золота: а - каплевидная частица, увел. 80; б - неправильная комковатая частица, увел.80; в - грани роста на поверхности кристалла,увел. 2000;г - сросток двух частиц, увел. 200.

Кристаллы представлены кубами, октаэдрами и их комбинациями, реже встречаются более сложные формы. Кристалло-комковатые частицы являются сростками кристаллов с комками и пластинчатыми формами, комковатые частицы в своем большинстве похожи на изометричные округлые "капли" различного размера (рис.1). Иногда на них наблюдаются плохо развитые кристаллографические грани. Частиц уплощенной формы мало, причем часто пластинчатые частицы золота составляют менее 1%. Мелкие пленочные формы размером в десятки микрон наблюдаются на

стенках пустот выщелоченного пирита. Удлиненные зо-тины имеют стержневую форму. Коэффициент удлинения таких частиц не превышает 10.

Для кристаллических форм характерны ровные гладкие поверхности с отчетливыми гранями роста (рис.1в). У изометрично-комковатых частиц поверхности в основном шероховатые, рельефные, с отдельными гладкими участками.

По данным Н.В.Петровской [2] , наличие каплевидных частиц и кристаллов изометричной формы характерно для малосульфидных месторождений, сформировавшихся в условиях больших и средних глубин. Присутствие небольшого количества пластинчатых и удлиненных частиц свидетельствует о том, что формирование золотого оруденения происходило, скорее всего, в условиях средних глубин.

По химическому составу золото относится к высокопробному и умеренно высокопробному и разбивается соответственно на два класса пробности 856-890 и 900-927 ед. Определение химического состава проводилось в полированных образцах и искусственных монтировках на рентгеноспектральном микроанализаторе IXA-5 (Ин-т геологии и геохимии УрО АН СССР). Содержание золота колеблется от 85,59 до 92,53%, серебра - от 7,29 до 14,30%, меди - от 0,09 до 0,22%.

Умеренно высокопробное золото встречается в ассоциации с галенитом и в ряде случаев с гетитом,высокопробное наблюдается в кварце и гипергенных минералах. Это подтверждает известный факт парагенезиса золота более низкой пробы с сульфидами, а золота более высокой пробы - с кварцем [3].

Определение элементов-примесей выполнено на лазерном микроанализаторе LMA-1. Отмечаются устойчиво высокие содержания таких элементов, как железо и свинец, в 53% проб присутствует мышьяк, в 60% - цинк, в 23% - титан. Содержание ртути по данным атомной абсорбции составляет 2×10^{-4} % (анализы сделаны в Институте геологии Коми НЦ УрО АН СССР; аналитики В.Н.Каликов, В.В.Маркова).

Поверхности золотин в большинстве случаев покрыты гипергенными пленками бурого, коричневого и черного цветов. В одних случаях они полностью покрывают поверхность золотины, образуя "рубашку", в других -

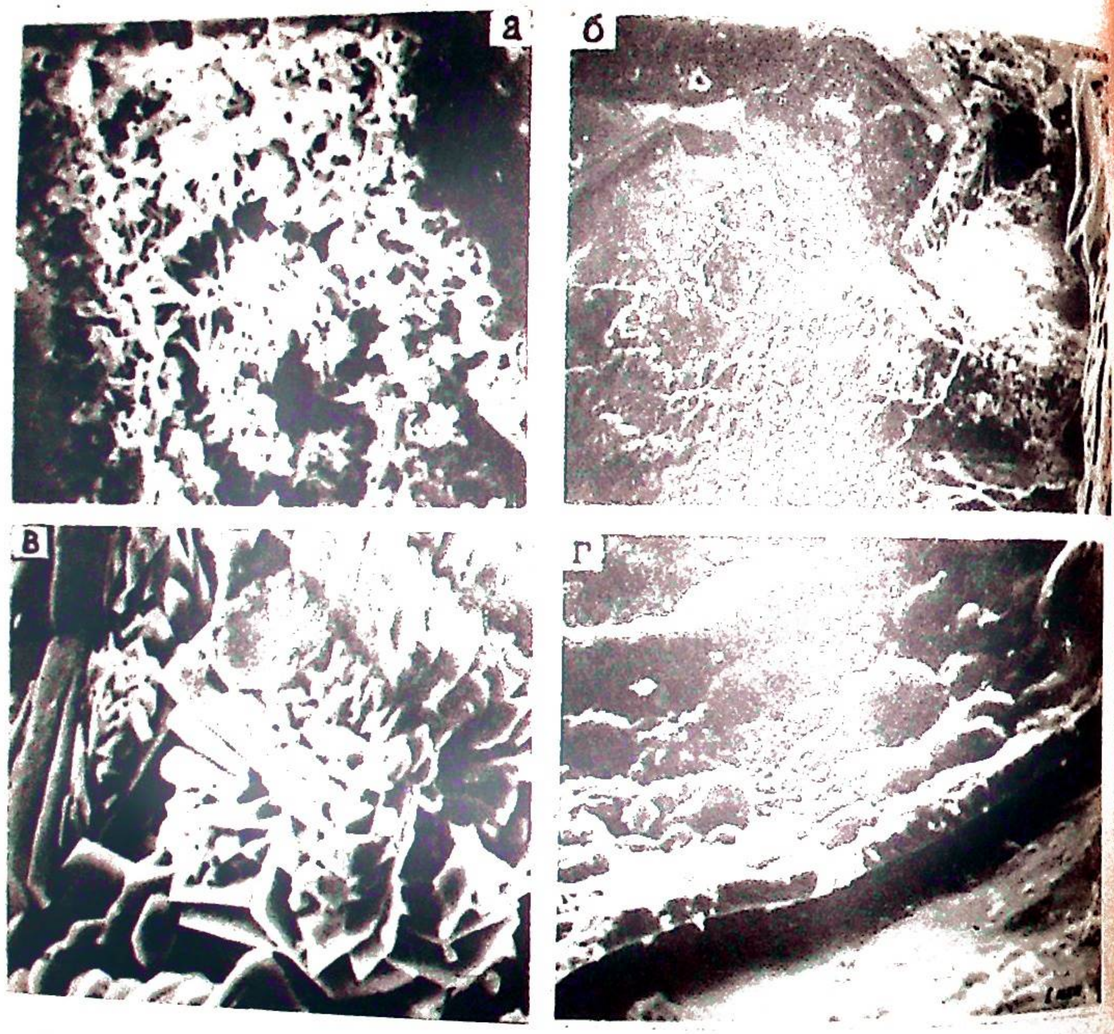


Рис.2. Электронные микрофотографии пленок на поверхности золота: а – игольчатые кристаллы, увел. 2000; б – таблитчатые кристаллы, увел. 800; в – то же, увел. 5000; г – скрытокристаллическая пленка, увел. 2000.

заполняют углубления на поверхностях. "Рубашки" легко отделяются от золота, в то время как скопления в углублениях трудно извлекаются механическими способами. По морфологии различаются скрытокристаллические выделения и хорошо образованные кристаллы пластинчатого и игольчатого габитуса (рис.2). Пленки представлены агрегатами гетита, ярозита и гематофанита.

Гематофанит ($4 \cdot PbO \cdot Pb(Cl \cdot OH)_2 \cdot 2\ Fe_2O_3$) впервые обнаружен на Урале. Он отмечается на нескольких зо-

Межплоскостные расстояния гематофанита

ТП–534		Гематофанит (эталон)		
I	d	I	d	hkl
3	3,90	4	3,902	200
Iш	3,03	3	3,029	220
5	2,755	8	2,757	220
5	2,730	8	2,735	204
–	–	1	2,465	310,302
1	2,246	2	2,237	224
1	1,947	3	1,950	440
–	–	1	1,903	008
2	1,736	2	1,742	404,420
–	–	1	1,710	422,208
2	1,592	3	1,590	424
–	–	1	1,567	228
–	–	1	1,381	440
–	–	1	1,362	408
–	–	1	1,292	444
1	1,242	2	1,232	604,620
–	–	1	1,211	446
–	–	1	1,174	624
–	–	1	1,117	448
–	–	2	1,042	644
–	–	1	1,027	42,12

Условия съемки: УРС–55, CuKα – излучение, 40kv, 10 ma; экспозиция 6ч, диаметр камеры 57,3 мм, диаметр образца 0,3 мм.

лотинах в виде тонких пленок красно–бурого цвета, обладающих металлическим блеском. Минерал диагностирован рентгенографически. Рентгенограмма соответствует стандартной (см. таблицу) [1]. Параметры элементарной ячейки: $a_o = 7,82$ Å; $c_o = 15,25 \pm 0,02$ Å. Минерал тетрагональной симметрии, пространственная группа И" I4/mmm.

Наличие гипергенных пленок на золотинах следует рассматривать как результат разрушения сульфидов. Большая часть таких образований приурочена к отпечаткам от срастаний золота с сульфидами. Таким образом морфология, химический состав и элементы-примеси золота этого рудопроявления являются типичными для малосульфидных месторождений золото-кварц-сульфидной формации, сформировавшихся в условиях средних глубин.

ЛИТЕРАТУРА

1. Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. - М.: Недра, 1957.

2. Петровская Н.В. Самородное золото. - М.: Наука, 1973. - 346 с.

3. Покровский П.В., Мурзин В.В., Александров А.И. Минералообразующие и акцессорные элементы в самородном золоте коренных месторождений Урала // Элементы-примеси в минералах и горных породах Урала. - Свердловск, 1980. - С.116-128.

Труды Института геологии Коми научного центра УрО АН СССР

Вып. 72 1989

ОРЕОЛЫ РТУТИ НА АМДЕРМИНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ФЛЮОРИТА (Пай-Хой)

Ю.В.Глухов

Большая часть исследователей считает использование ртутных ореолов весьма эффективным при поисках и разведке сульфидсодержащих рудопроявлений и месторождений гидротермального генезиса [2-6, 8,9]. С целью выяснения этой зависимости мы поставили задачу получить полную картину поведения ртути на одном из участков Амдерминского месторождения.

Впервые ореолы ртути на гидротермальных флюоритовых, баритовых и флюорит-сульфидных месторождениях и проявлениях Пайхойского антиклинория, в том числе и на Амдерминском флюоритовом месторождении установил Н.П.Юшкин [9]. Более детально ртутные ореолы Амдерминского месторождения изучил Ю.Н.Ромашкин (1980г.). В процессе исследований он обратил внимание на контрастные положительные ртутные ореолы вокруг рудных тел, в состав которых входит сфалерит, и определил взаимоотношения ртути с рудными элементами и элементами-примесями.

На Амдерминском месторождении ртутные ореолы локализованы в субмеридиональной зоне контакта карбонатных верхнерифейских и нижнепалеозойских отложений [7, 10].

На исследуемом участке (северная часть гряды 7-1) верхнерифейские отложения представлены переслаивающимися темно-серыми и серыми мелко- и среднекристаллическими известняками амдерминской свиты (R_3am) с прослоями (первые метры) серых известняков, имеющих оолитоподобную текстуру. Мощность пород амдерминской свиты достигает 1000 м [7, 10].

Отложения тремадокского яруса (O_1t) сложены (снизу вверх) серыми глинистыми среднезернистыми известняками мощностью около 10 м, конгломератами (около 5 м), пачкой чередующихся красновато-зеленых хлоритизированных известковых туфогравелитов и туфопесчаников (около 40 м). Вулканогенно-осадочная пачка перекрывается породами аренигского яруса (O_1a) - темно-серыми глинистыми сланцами и известняками с эллипсоидальными конкрециями.

Магматические породы представлены измененными пластообразными темно-зелеными диабазовыми порфиритами так называемого габбро-диабазового комплекса (O_2-O_3) [10]. Диабазовые порфириты залегают в кровле отложений тремадокского яруса (O_1t). Породы сильно хлоритизированы. Местами сохранились реликты миндалекаменной и порфировой текстур. Мощность отложений составляет первые метры.

В туфах отмечаются прослои зеленых пиритизированных сланцев небольшой мощности (первые метры), фиксирующих зоны субсогласного разлома.

Пласты имеют северо-западное простирание и круто падают на северо-восток. Структура участка осложнена субсогласным протяженным разломом, проходящим в непосредственной близости от оруденения. Аналогичное, субпараллельное общему напластованию, простирание имеют зоны рассланцевания и трещины в них. Широко развиты секущие крутопадающие разломы и относительно мелкие трещины отрыва и скола.

Рудные тела тяготеют к пересечениям тектонических структур, образуя рудные столбы [10] и жилы. Оруденение, как правило, наблюдается в кровле известняков амдерминской свиты и в известняках тремадокского яруса.

Центральные, собственно жильные, части рудных тел представлены флюоритом и кальцитом. Во флангах и зальбандах преобладает кварц с развитой в нем сульфидной минерализацией - сфалеритом, пиритом, халькопиритом, галенитом и блеклыми рудами. Последние три минерала встречаются спорадически. В зальбандовых частях часто можно наблюдать закономерное изменение минеральных ассоциаций - метасоматическую зональность. Самая

внешняя зона на границе метасоматического фронта - это зона фронтального окварцевания. Она переходит в кварц-флюоритовую зону, где отмечается мелкая вкрапленность пирита и сфалерита. Количество кальцита невелико и уменьшается от внешней границы зоны к внутренней, сложенной почти мономинеральным флюоритом с примесью кварца. В непосредственной близости от оруденения вмещающие известняки осветлены и перекристаллизованы. Возраст месторождения оценивается как позднe- или послепермский (P_2?) [10].

Кроме рудных тел и околорудных метасоматитов эпигенетическая минерализация находится в так называемых безрудных жилах и прожилках (минерализованных трещинах скола и отрыва), где она представлена кальцитом, кварцем, плагиоклазом, флюоритом, халькопиритом, пиритом и галенитом (сульфиды и флюорит являются акцессориями). Соотношение основных минералов зависит от состава вмещающих пород: в диабазовых порфиритах и туфах - кварц, плагиоклаз и кальцит, в известняках - кальцит и кварц. Встречается минерализация и в субсогласных общему простиранию зонах разлома и рассланцеваний, где она представлена серицитом, пиритом, кварцем, кальцитом и др.

В зоне гипергенного окисления сульфидов развиты в основном окислы и гидроокислы железа.

При геохимическом опробировании нами использовались пробы-сколки весом 5-20 г из естественных выходов коренных пород, а также из канав, шурфов и скважин. Были опробованы основные литологические разновидности пород, рудные тела и безрудные жилы. Кроме того, проводился отбор мономинеральных проб весом до 10 г, жильных минералов и сульфидов из рудных тел, безрудных жил и мелких прожилок. Проанализированы 171 литохимическая и 101 мономинеральная пробы. Определение ртути проводилось на ртутном атомно-абсорбционном фотометре аналитиком В.В.Морковой. Результаты приведены в табл. 1-3. Сотрудник отдела математики Института биологии Коми научного центра УрО АН СССР М.И.Игнатов обработал фактические данные методом сплайн-аппроксимации по созданной им программе. В итоге мы получили карту распределения ртути на исследуемом участке месторождения (см.рисунок).

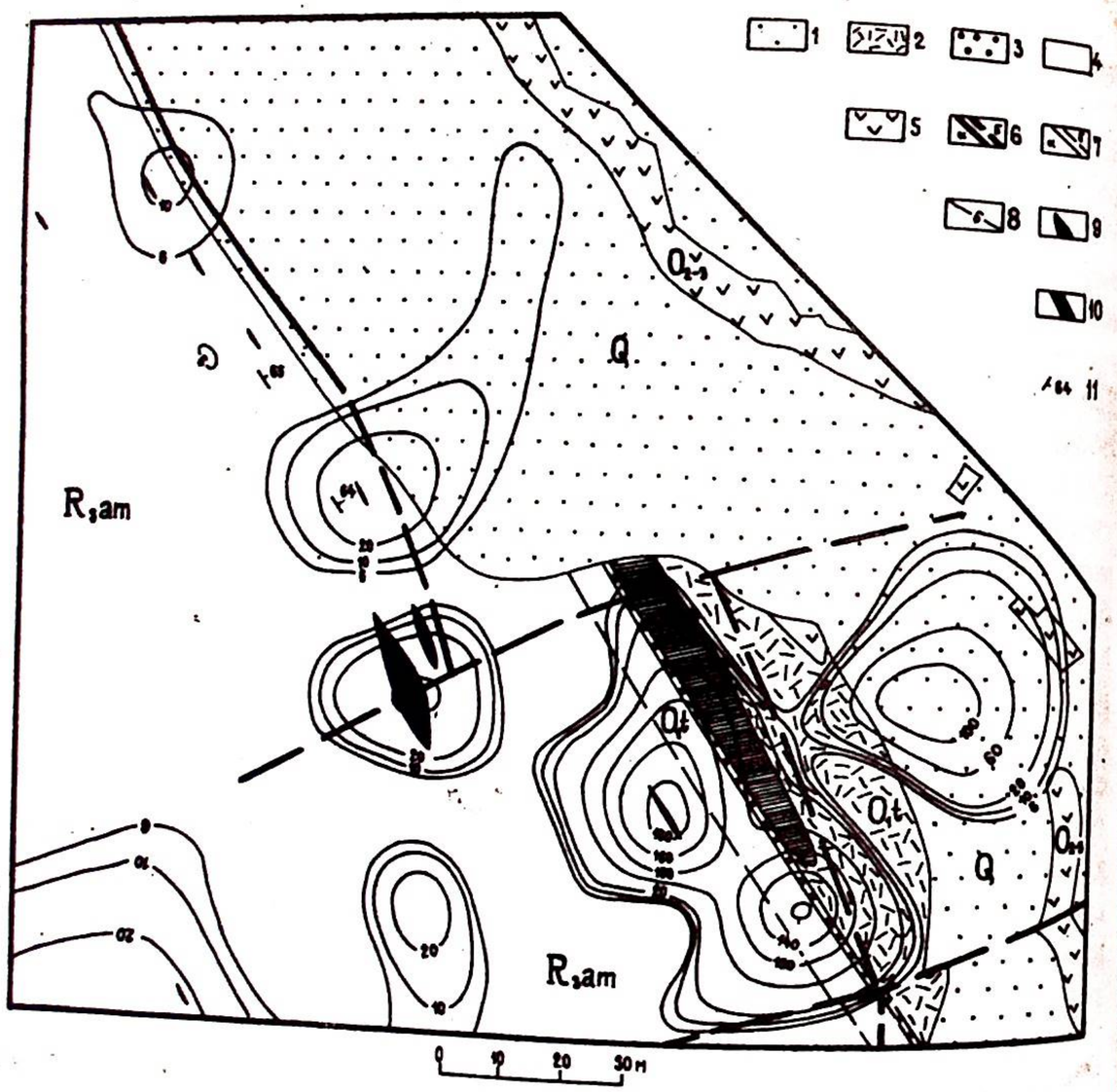


Рисунок. Геологическая схема участка и распределение ртути: 1 – четвертичные отложения (Q), 2 – туфы (O_1t), 3 – конгломераты (O_1t), 4 – известняки (R_3-O_1), 5 – диабазовые порфириты (O_2-O_3), 6 – разломы (а – установленные, б – предполагаемые), 7 – геологические границы (а – установленные, б – предполагаемые), 8 – изолинии сечений сплайновых поверхностей, 9 – рудные тела, 10 – рудная зона, 11 – элементы залегания.

Содержание ртути в породах и рудах изменяется от $0,7 \times 10^{-6}$ до $207,5 \times 10^{-6}$ % (табл. 1-2). Средние содержания ртути по литологическим разновидностям пород отчетливо зависят от их зернистости, которая

Таблица 1

Содержание ртути в породах

Горная порода	Возраст породы	n	X min	X max	X	σ
Конгломерат	O_1	2	108,2	138,0	123,1	
Туфогравелит	–"–	14	1,4	57,2	12,4	20,7
Туфопесчаник	–"–	22	0,9	207,5	18,9	48,7
Серые известняки	–"–	4	0,9	59,0	17,4	32,2
Темно-серые известняки	R_3	46	1,4	20,5	4,7	4,9
Серые известняки	–"–	26	1,3	6,5	2,5	1,4
Долитовые известняки	–"–	5	1,4	5,3	2,8	1,7
Диабазовые порфириты	O_2-O_3	21	1,0	27,5	3,9	6,6
Светло-серые известняки	R_3(?)	12	3,0	32,0	7,0	8,3
Сланцы зон рассланцевания	R_3(?)	3	4,5	23,0	11,9	12,0
Все туфы	O_1	36	0,9	207,5	16,3	39,5
Все известняки	R_3-O_1	93	0,9	59,0	4,9	7,4

Таблица 2

Ртуть в рудных телах и безрудных жилах

Эпигенетическая минерализация	n	X min	X max	X	σ
Рудные тела	13	8,8	162,0	69,0	112,0
Безрудные жилы	5	0,7	39,0	11,0	18,1

определяет проницаемость. Максимальное среднее содержание ртути (123×10^{-6} %), правда,в небольшом числе анализов, наблюдалось в конгломератах, а минимальное – в серых верхнерифейских известняках ($2,5 \times 10^{-6}$ %), в тех

Таблица 3

Ртуть в минералах

Минералы	n	X min	X max	X	σ
Кальцит	72	1,4	25,0	4,3	3,7
Флюорит	18	0,4	33,0	4,3	7,5
Кварц	8	0,2	1,8	0,8	0,6
Сфалерит	1			1880,0	
Пирит	1			360,0	
Галенит	1			271,0	

Примечание. n -число проб; Xmin/Xmax/X - минимальное, максимальное и среднее значения ртути ($n \cdot 10^{-6}$ %); σ - стандартное отклонение.

Пробы обработаны по программе расчета статистических параметров В.П.Лютоева (с согласия автора программы).

же известняках с оолитоподобной текстурой ($2,8 \times 10^{-6}$ %) и диабазовых порфиритах ($3,9 \times 10^{-6}$ %). При сравнении пород по способу образования с учетом кларка для земной коры, по В.И.Смирнову - $4,5 \times 10^{-6}$ %[3], диабазовые порфириты имеют средние значения содержания ртути меньше кларковых, а известняки ($4,9 \times 10^{-6}$ %), карбонатсодержащие туфы ($16,3 \times 10^{-6}$ %) и конгломераты в целом - больше кларковых. Эпигенетическая минерализация характеризуется аномальными содержаниями ртути, причем безрудные жилы отличаются меньшими их значениями по сравнению с рудными телами ($11,0 \times 10^{-6}$ и 69×10^{-6} %). Вышекларковые содержания ртути отмечены в сланцах зон рассланцевания ($11,9 \times 10^{-6}$ %). При анализе карты-схемы (см.рисунок) видно, что ртутные аномалии локализуются в области рудных тел и в протяженной зоне обохренных пород, которая зафиксирована на схеме (рудная зона).

Результаты анализа мономинеральных проб свидетельствуют о более высоком среднем содержании ртути в сульфидах - галените, пирите и особенно сфалерите (табл.3). В жильных минералах - флюорите, кальците и кварце содержания ртути приближаются к фоновым [1,2,4,5,6,8,9].

Изложенный материал позволяет выделить следующие факторы, определяющие локализацию ртути: литологический, структурный, гидротермальный (минералогический), гипергенный.

Литологический фактор. При прочих равных условиях более проницаемые породы (конгломераты и туфы) более ртутоносны, чем менее проницаемые (мелкозернистые серые известняки и диабазовые порфириты).

Структурный фактор. Высокие содержания ртути установлены в ослабленных тектонических зонах, к которым тяготеет оруденение. Наличие аномалий ртути и в безрудных зонах подтверждает относительно самостоятельную роль структурного фактора.

Гидротермальный фактор. В гидротермальных растворах образовались флюоритовые руды, сульфиды которых - главные концентраторы ртути. Наивысшими содержаниями ртути отличается сфалерит. Ртутные аномалии встречены и в околорудных метасоматитах, что отражает процесс привноса ртути гидротермальными растворами во вмещающие породы.

Гипергенный фактор. При гипергенном изменении сульфидов железа формируются гидроокислы железа, которые являются эффективными концентратами ртути.

В совокупности все эти факторы указывают на то,что вышекларковые концентрации ртути обусловлены эпигенетической минерализацией, как ранней - гидротермальной, так и поздней - гипергенной (в зонах окисления - ранней). Следовательно, ртутьметрическая съемка является эффективным средством для выявления и оконтуривания зон скрытой минерализации. Кроме того, более тонкие особенности распределения ртути в рудном поле помогают судить о его зональности.

Автор благодарит Н.П.Юшкина за ценные методические указания, а также Я.Э.Юдовича и С.К.Кузнецова за творческое обсуждение статьи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Коплус А.В., Озерова Н.А., Волкова А.В. Ртуть во флюоритовых месторождениях //Флюорит. - М.: Наука, 1976. - С.217-235.

2. Кунц А.Ф.Первая находка метациннабарита и проблема ртутной минерализации на Пай-Хое //Минералогия рудоносных территорий Европейского Северо-Востока СССР: Науч.тр. / АН СССР. Коми фил. Ин-т геологии. - Сыктывкар, 1987. - Вып. 58, № 15. - С. 53-57.

3. Новое в геохимии ртути / В.И.Смирнов, В.А.Кузнецов, Н.А.Озерова, В.П.Федорчук //Геология рудных месторождений. - 1972. - № 4, - С. 17-30.

4. Озерова Н.А. Первичные ореолы рассеяния ртути //Вопросы геохимии: Науч.тр. /АН СССР. Ин-т геол. рудн. местор., петрогр., минер. и геох. - М., 1962. - Вып. 72. - 136 с.

5. Сауков А.А. Геохимия ртути //Минералого-геохимическая серия: Науч.тр. /АН СССР. Ин-т геол. М., 1946. - Вып. 78. - 129 с.

6. Сауков А.А. Геохимия ртути и сурьмы //Геохимические очерки. - М.: Наука, 1976. - С. 74-325.

7. Сверчков В.С. Амдерминское месторождение плавикового шпата. - Л.: Изд-во Главсевморпути, 1939.

8. Сорокин В.И., Покровский В.А., Дадзе Г.П. Физико-химические условия образования сурьмяно-ртутного оруденения: Науч.тр. /АН СССР. Ин-т экспер. минер. - М.: Наука, 1988. - 144 с.

9. Юшкин Н.П. О ртути в гидротермальных месторождениях Пай-Хоя и поисковом значении ртутных ореолов // Магматизм и металлогения севера Урала: Науч.тр. / АН СССР. Коми фил. Ин-т геологии. - Сыктывкар, 1976. - Вып. 22. - С. 91-101.

10. Юшкин Н.П., Ромашкин Ю.Н., Маркова Г.А. Амдерминский район //Уральско-новоземельская флюоритоносная провинция. - Л.: Наука, 1982. - С. 11-35.

МЕХАНИЗМ ПОЯВЛЕНИЯ КИСЛЫХ ГРУПП В ВАВЕЛЛИТЕ

Г.С.Назарова, Т.А.Денисова

Вавеллит ($Al_3(PO_4)_2(OH_3)\cdot 4{,}5\text{-}5H_2O$ (пространственная группа P_{cmn} с параметрами элементарной ячейки A=9,62; B=17,36; C=6,99 Å) довольно широко распространен в природе и в последнее время рассматривается как возможный промышленный источник фосфора. Поскольку вавеллит, как и варисцит, является наиболее поздним минералом, кристаллизующимся на заключительной стадии эволюции алюмо-железо-сульфатно-фосфатной коллоидной системы, интересно проследить, будут ли проявляться в нем закономерности, характерные для варисцита [3].

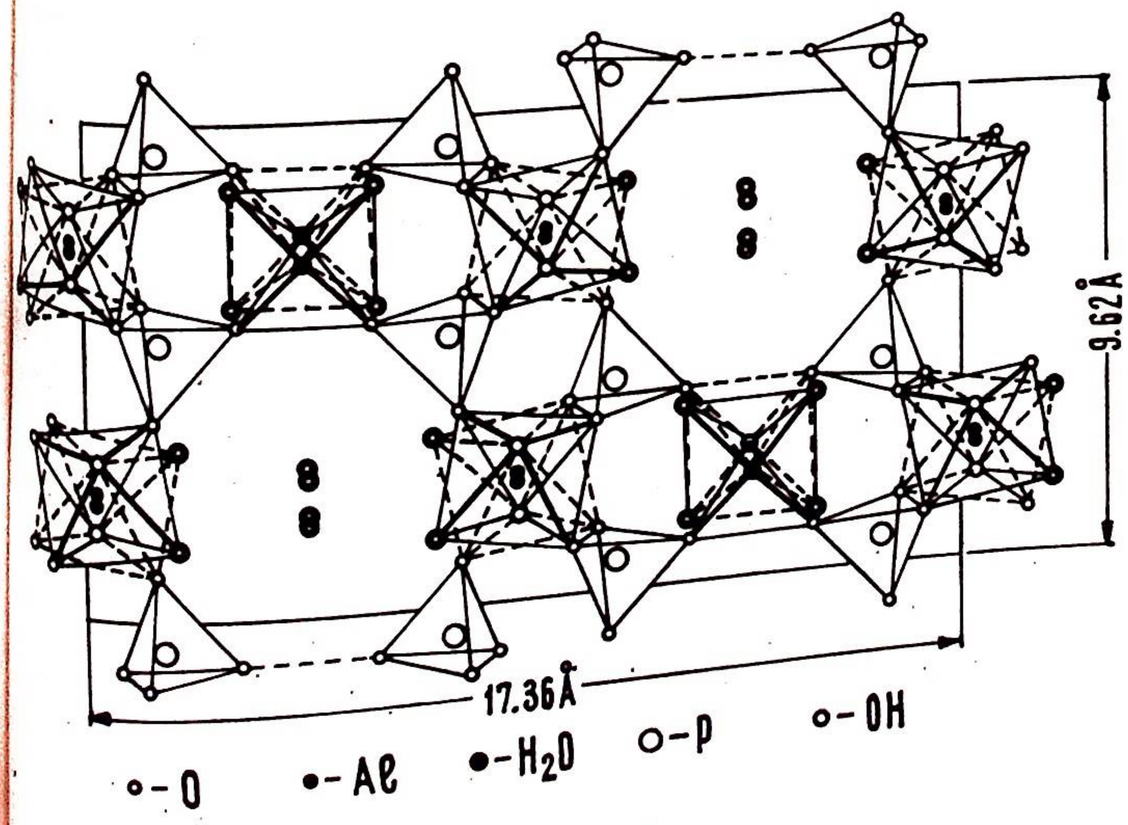


Рис. 1. Структура вавеллита.

Объектом изучения был вавеллит из фосфатоносных черных сланцев Пай-Хоя. Структура вавеллита (рис.1) довольно сложна [4]. В ней установлены две различные координации атомов алюминия. В первой координации атом Al(1) окружен двумя атомами кислорода, двумя молекулами воды и двумя гидроксильными группами, во второй - атом Al(2) окружен тремя атомами кислорода, двумя гидроксильными группами и одной молекулой воды. Октаэдры образуют две независимые зигзагообразные цепочки, параллельные оси С. Октаэдрические цепочки Al(1) и Al(II) соединяются с фосфорными тетраэдрами атомами кислорода. Водные молекулы связывают эти слои цепочек, занимая большие каналы, параллельные оси С.

Спектр электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) вавеллита снимался при комнатной температуре на радиоспектрометре ИРЭС 1001 при частоте 9,39 ГГц на частоте модуляции 500 кГц. Спектр представляет собой две группы по восемь линий с существенно различными сверхтонкими расщеплениями. Спектр анизотропный, имеет аксиальную симметрию. Сверхтонкая структура обусловлена взаимодействием электрона с ядром I=7/2. Спектр характеризуется следующими параметрами спин-гамильтонина: $g_{\parallel}$=1,934, $g_{\perp}$=1,971; $A_{\parallel}$ = 190 Гс, $A_{\perp}$= 63 Гс. Такие параметры свойственны ванадилу $V O^{2+}$. Все линии ванадила расщепляются на дублеты, состоящие из широкой и узкой компонент, расстояние между которыми 16-18 Гс; интенсивность широкой и узкой компонент соотносятся как 1:2. Подобный спектр может быть результатом наложения двух спектров, соответствующих положению V^{4+} в разных структурных позициях. Это может быть в случае, если V_I^{4+} замещает Al (1), а V_{II}^{4+} находится в положении Al(II) или может быть обусловлено суперсверхтонким взаимодействием V^{4+} с протонами групп OH; вполне возможно сочетание обоих вариантов. Чтобы выяснить это, рассмотрим изменение спектра в процессе отжига. При прокаливании образца вавеллита параметры спин-гамильтонина существенно не изменяются, но значительно меняется интенсивность линий ванадила (рис.2). На-

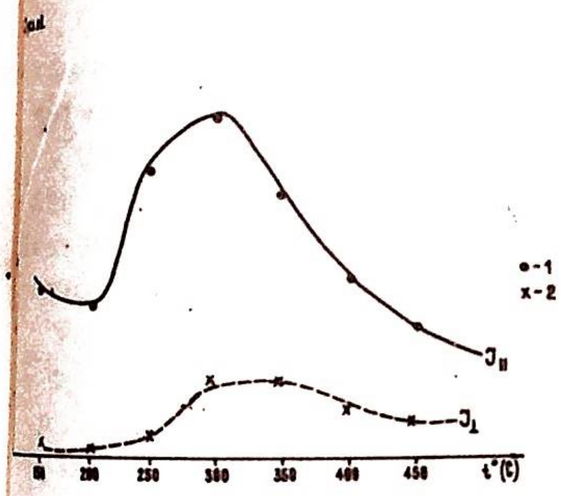


Рис.2. Зависимость интенсивности линий в спектре ЭПР ванадила от температуры отжига: 1 - для параллельных составляющих спектра; 2 - для перпендикулярных составляющих спектра.

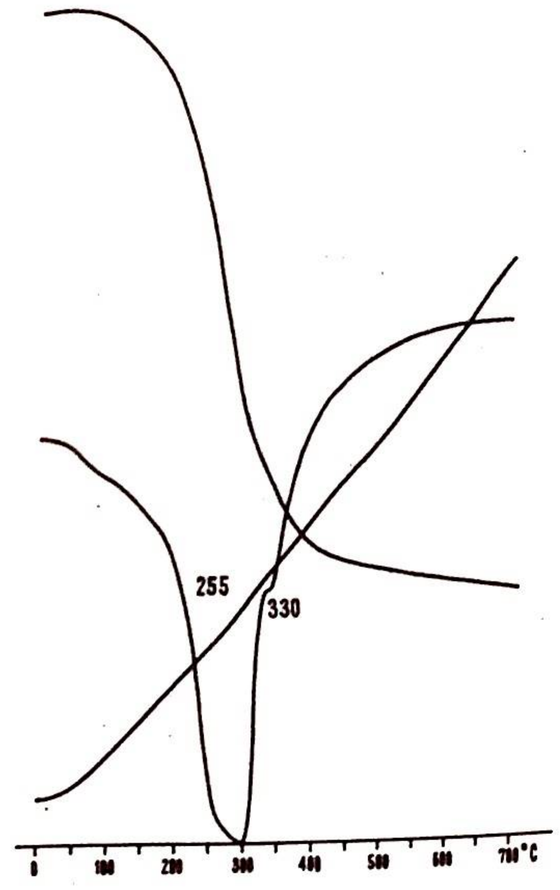


Рис. 3. Дериватограмма вавеллита.

...ная с 300°С полностью исчезает расщепление линий ванадила на дублеты, что совпадает с первым отделением молекулярной воды (см. спектр ДТА на рис.3), причем узкий компонент дублета пропадает, а широкий остается. В то же время при 300°С интенсивность линий ванадила достигает максимума. Кроме того, при данной температуре между второй и третьей линиями ванадила появляется дополнительная линия, интенсивность которой при дальнейшем нагревании уменьшается. При температуре выше 300°С интенсивность линий ванадила также уменьшается. Линии уширяются, причем в большей степени это проявляется у параллельных составляющих (рис.4). Таким образом, анализ изменений спектра в связи с изменением температуры показывает следующее:

1. Наблюдаемый спектр представляет собой наложение двух спектров, а именно $V_I O^{2+}$ и $V_{II} O^{2+}$, причем $V_{II} O^{2+}$ вдвое больше. Это хорошо согласуется со структурными данными, соответственно которым $Al_{II} O_6$ октаэдров вдвое больше, чем октаэдров $Al_I O_6$.

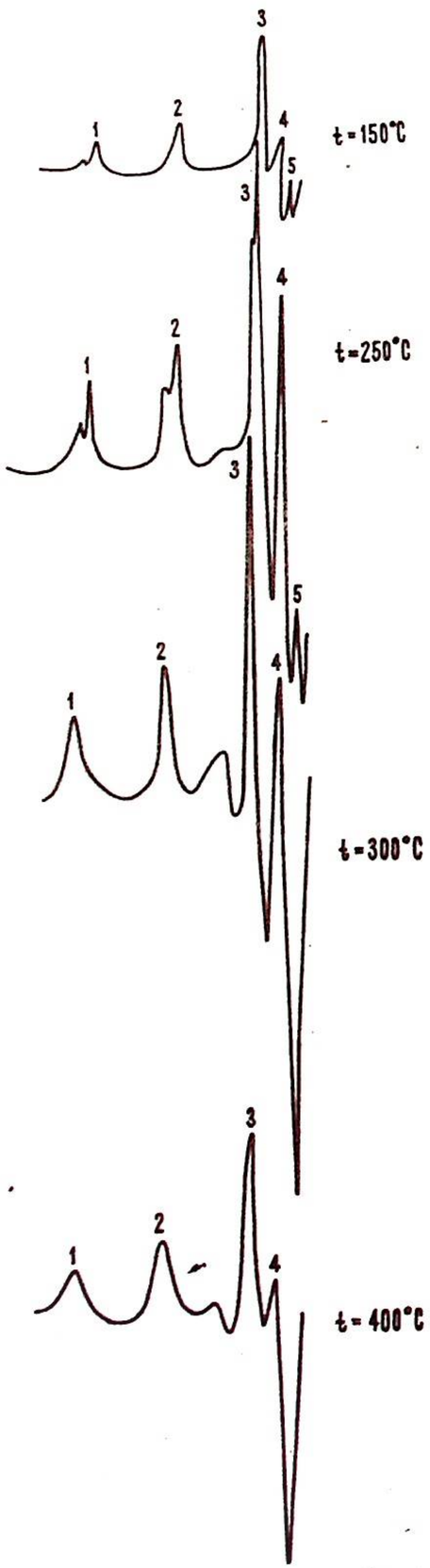


Рис.4. Спектры ЭПР VO^{2+} в зависимости от температуры отжига.

2. Исчезновение расщепления линий ванадила в интервале температур 250-300°С свидетельствует о том, что нагревание образца приводит к быстрой перестройке октаэдра $V_{II}O_6$, нивелирующей структурную неэквивалентность, в результате чего остается один уширенный спектр.

3. Зависимость интенсивности линий ванадила от температуры отжига, максимум этой интенсивности и появление дополнительной линии в интервале 250-300°С позволяет предположить, что перестройка ванадиевого комплекса связана с отрывом протона у гидроксильной группы и его подвижностью. В таком случае возникает вопрос, будет ли подвижность протона сопровождаться появлением кислых групп и будет ли механизм их образования таким же, как и в варисците.

Для этого обратимся к спектрам протонного магнитного резонанса (ПМР), записанным при комнатной температуре и при - 150°С на спектрометре широких линий (модифицированный прибор фирмы "Tesla" BS 487B) с рабочей частотой 54 МГц.

На спектре первая

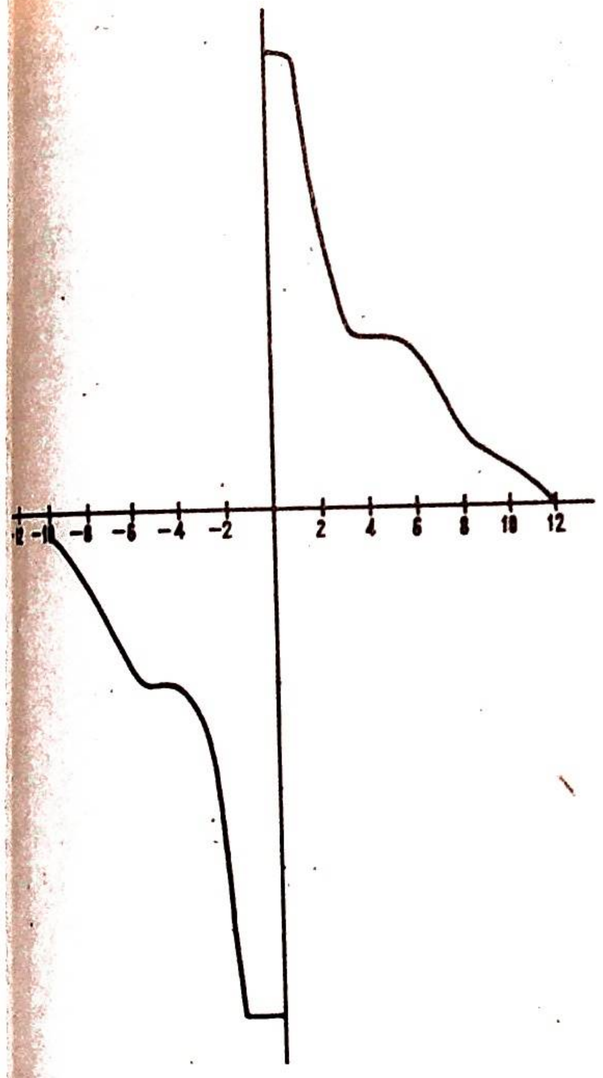


Рис.5. Производная форма линии протонного магнитного резонанса (ПМР) в вавеллите.

производная формы линии ПМР (при - 150°С) является суперпозицией трех линий (рис.5):

$$F^1_{\text{экспер.}} = \rho_{OH} \cdot F^1_{OH} + \rho_{H_2O} \cdot F^1_{H_2O} + \rho_{H_3O^+} \cdot F^1_{H_3O^+},$$

где

F^1 - первая производная,

ρ_i - относительное содержание протонов в i-ой конфигурации протонов.

Анализ спектров ПМР, проведенный на основе атласа спектров двух- и трехспиновых протонных систем [1], показывает следующее:

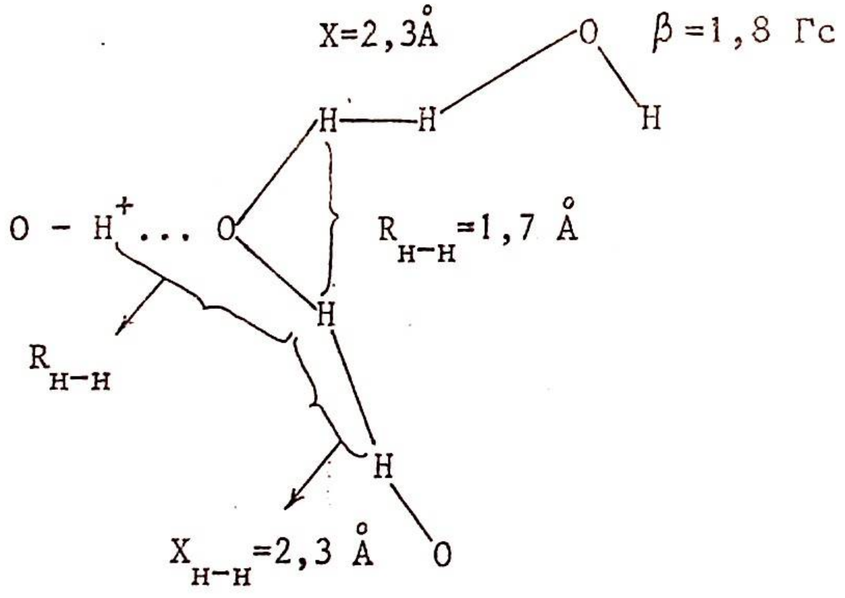
1. Относительно изолированные протоны ОН-групп описываются гауссовой формой линии с параметром межмолекулярного взаимодействия β, равным 2,2 Гс, что соответствует среднему межпротонному расстоянию

Н-Н, составляющему примерно 2,1 - 2,2 Å. Обычно изолированные протоны дают сигнал с β менее 1 Гс, что соответствует межпротонному расстоянию около 3 Å. Малые межпротонные расстояния можно объяснить близким расположением ОН-групп, связанных с одним атомом металла [5], например, Al (V)$\begin{matrix}OH\\OH\end{matrix}$, что и наблюдается в нашем случае.

2. Молекулярная вода присутствует в двух формах - жесткосвязанной с решеткой и подвижной. О наличии последней свидетельствует спектр ПМР при комнатной температуре, в котором наблюдается узкий центральный сигнал от подвижных протонов в суперпозиции с широким дублетом от жесткосвязанной воды. При температуре -150°С определены расстояния между протонами внутри молекулы

воды (R_{H-H}=1,64 Å) и параметр межмолекулярного взаимодействия (β =1,8 Гс), характеризующий среднее расстояние X_{H-H} между внешними протонами и протонами молекул воды ($X_{H-H} \approx 2,3$ Å).

3. Трехспиновые системы типа H_3O^+ образованы подвижным протоном ОН-группы и молекулой воды. В данном случае трехспиновая система рассматривалась в виде равностороннего треугольника с параметрами R_{H-H}, равными 1,7 Å.



Результаты анализа спектров ПМР приведены в таблице.

Спектры ПМР вавеллита

Образец	ρ_{OH}	ρ_{H_2O}	$\rho_{H_3O^+}$	n = 6,5			По результатам ТГ		
				N_{OH}	N_{H_2O}	$N_{H_3O^+}$	N_{OH}	N_{H_2O}	$N_{H_3O^+}$
Вавеллит исходный	0,15	0,65	0,20	2,00	4,20	0,90	1,90	4,10	0,80
Вавелит, обработанный HCl	0,12	0,60	0,28	1,70	4,10	1,20	1,50	3,70	1,15

Примечание. N - содержание одной из группировок на формульную единицу:

$$N_{OH}=2\rho_{OH} \cdot n;\ N_{H_2O}=\rho_{H_2O} \cdot n;\ N_{H_3O^+}=2/3\rho_{H_3O^+} \cdot n.$$

исходном вавеллите общеее число протонов ОН-групп авно сумме $N_{OH}+N_{H_3O^+}$, - следовательно, одна из трех Н-групп в формуле должна быть неэквивалентна двум ругим в структуре и, как следствие этого, в химическом отношении. Протон этой группы более "кислый", но ттянут от атома кислорода и гидратируется водой до бразования H_3O^+. Обработка образца соляной кислотой усиливает этот эффект, т.е. величина $N_{H_3O^+}$ возастает (рис.6).

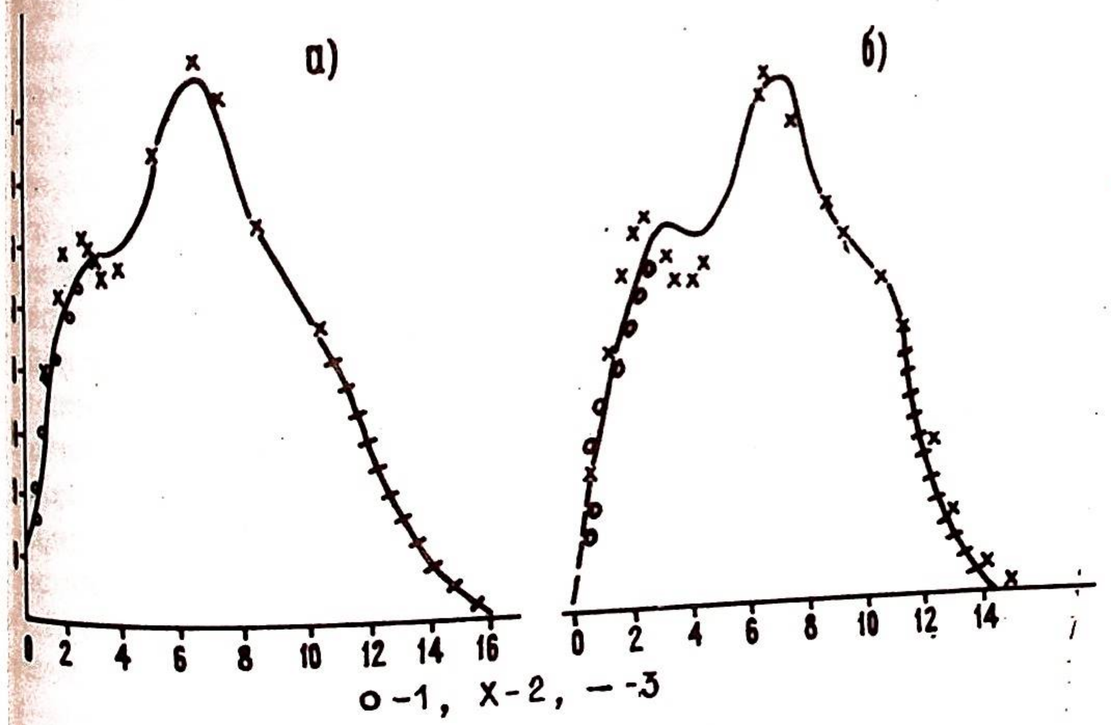
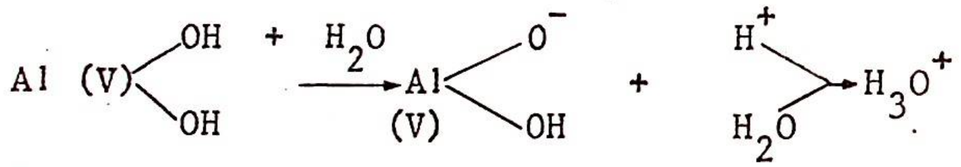


Рис.6. Спектр протонного магнитного резонанса: а) сходного образца вавеллита, б) образца вавеллита, обаботанного соляной кислотой: 1 - ОН-группировки; - H_2O; 3 - H_3O.

з таблицы видно, что количество подвижных групп оксония (H_3O^+) может характеризовать как интенсивность вадила в спектрах ЭПР, так и степень окисления данного бразца.

Возникновение центральной суженной линии в спектре ПМР при комнатной температуре можно объяснить и другим образом. Она может быть обусловлена участием в движении подвижных протонов трехспиновой системы типа H_3O^+, которая фиксируется на спектрах ПМР лишь при низкой температуре. Если бы механизм возникновения кислых групп в вавеллите был аналогичен тому, что установлен в варисците [2,3], тогда общее число групп ($N_{OH} + N_{H_3O^+}$) должно быть больше трех, что противоречит результатам ПМР. Таким образом, анализ спектров ЭПР и ПМР показывает, что в силу структурной неэквивалентности ОН-групп механизм возникновения кислых групп в вавеллите иной, а именно:



Если проследить изменения спектров ПМР при прокаливании образцов вавеллита, то можно выделить три характерных интервала. В интервале $50^\circ \leqslant t \leqslant 200^\circ C$ наблюдается уменьшение интенсивности узкого компонента с шириной линии ΔH менее 1 Гс, который обусловлен подвижными протонами молекул воды и трехспиновых конфигураций. Спектры, записанные при $-140^\circ C$, имеют одинаковый вид, однако с повышением температуры прокаливания уменьшается интенсивность линии шириной $\pm 6{,}5$ Гс, соответствующей молекулам воды. Следовательно, в указанном интервале происходит удаление подвижной молекулярной воды, возможно, сорбированной, а группировки ОН и H_3O^+ остаются неизменными.

При прокаливании вавеллита в интервале температур $200 \leqslant t \leqslant 250^\circ C$ происходит удаление молекулярной воды из каналов структуры с одновременным разрушением и удалением групп, образующих H_3O^+.

На спектрах, записанных при низких температурах, наблюдается резкое уменьшение интенсивности линий молекулярной воды и отсутствие сигнала трехспиновых конфигураций. На спектрах, полученных при комнатной температуре, узкий сигнал подвижных протонов также отсутствует.

Дальнейший нагрев ($250 \leqslant t \leqslant 400^\circ C$) приводит к еньшению содержания как молекул H_2O, так и групп ОН. Таким образом, проведенные эксперименты позволяют тановить некоторые конституционные особенности валлита. Образование подвижных кислых групп в вавелте происходит не вследствие диссоциации части во- и диффузии протонов, как в варисците, а в результа- отрыва протона от одной из близко расположенных дроксильных групп, соединенных атомом металла, и захта его ближайшей молекулой воды. Сопоставление темратурной зависимости спектров ЭПР и ПМР ясно показывает, что в интервале температур 200-250°С происхот разрушение и удаление групп, образующих H_3O^+, что провождается нивелированием структурных различий и явлением дополнительной линии в спектрах ЭПР вавелта. Следовательно, устойчивость и количество H_3O^+ упп, играющих первостепенную роль в перестройке руктурных полиэдров, и интенсивность дополнительй линии между второй и третьей компонентами в спектванадила могут служить своеобразным маркером струкрных превращений при изучении трансформации полных разований железо-алюмо-фосфатно-сульфатного состаразличной консистенции в кристаллические сульфаты фосфаты, в том числе варисцит и вавеллит.

Авторы выражают благодарность доктору геологоминералогических наук Л.В.Бершову и младшему научному сотруднику В.П. Лютоеву за участие в обсуждении атьи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Капусткин В.К., Плетнев Р.Н., Иванов В.П. ализ спектров ядерного магнитного резонанса полиисталлических гидратов (Методические рекомендации) УНЦ АН СССР. - Свердловск, 1985. - 125 с.
2. Макатун В.Н. Химия неорганических гидратов. Минск: Наука и техника, 1985. - 346 с.
3. Назарова Г.С., Медведева Н.И., Фрейдман С.М. ектронная структура и свойства варисцита //Минералоние и минералогенезис: Науч. тр. /УрО АН СССР. Коми уч. центр. Ин-т геологии. - Сыктывкар, 1988. - Вып.66. С.91-101.

4. T.Araki, T.Zoltai The crystal structure of wawellite // Zeitschrift fur Kristallographie, 1968. - Bd. 127. - S. 21-33.

5. C.Doremieux - Morin, M.Krake, F.Yvoir Etude par resonance magnetigue sur pourdres d'hydrogenophosphatus et arsenates anhydres on hydrals //Bull. Soc. Chim. France. - 1973. - W. 2. - P.409-417.

ды Института геологии Коми научного центра УрО АН СССР
. 72 1989

ОНТОГЕНИЯ КОЛЛОИДНЫХ АГРЕГАТОВ ИЗ КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПАЙ-ХОЯ

А.А.Иевлев

Изучение свойств и вопросов генезиса коллоидных агре-ов является одним из интереснейших и дискутируемых равлений современной минералогии. В настоящее время знано, что так называемая "натечная", почковидная, таколлоидная" поверхность минеральных агрегатов не зательно является следствием возникновения их из кол-дных растворов. Подобные агрегаты могут образовывать-и из истинных растворов [2]. Поэтому установление ка--либо свойств или черт морфологии минеральных агре-ов, характерных только для коллоидного минералогене-а, весьма актуально, так как это позволило бы сравни-льно простым способом воссоздать историю образования го или иного минерала и обоснованно судить о его воз-ном коллоидном происхождении.

Объектом нашего изучения являются природные коллоидные азования, возникшие при современном гипергенезе фос-итоносных черных сланцев Пай-Хоя. Физико-химические йства этих коллоидов подробно описаны в работе Н.П. ина и Г.С.Назаровой [6]. В природных условиях обнару-ы жидкие и твердые коллоиды, причем установлен пере-коллоидов из жидкого в твердое состояние при естест-ном обезвоживании и коагуляции. Таким образом, кол-дное происхождение твердых агрегатов не вызывало сом-ия. Жидкие коллоиды представляют собой вязкие прозрач-ные гидрозоли, не дающие отстоя при многолетнем хране-в закупоренных сосудах. Концентрация сухого вещест-в гидрозолях колеблется от 113 до 572 г/л. Твердые и являются рентгеноаморфными, на картинах микродифрак-электронов фиксируются два слабоинтенсивных гало при 322 и 0,224 нм,свидетельствующие о плохой структурной

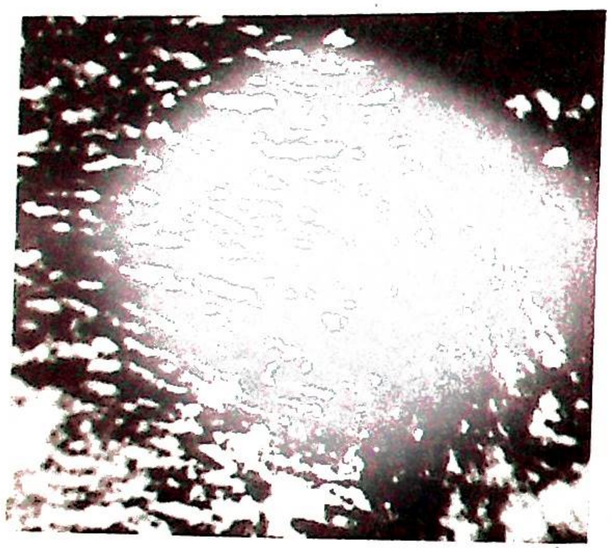


Рис.1. Морщинистая поверхность материала, полученного при загустевании на воздухе природного гидрозоля;увел. 20.

упорядоченности материала [3]. Плотность твердых гелей составляет 1,9 г/см^3 [6].

По отличительным чертам морфологии твердые фосфатные гели Пай-Хоя можно подразделить на следующие группы:

1) обломочные агрегаты с фрагментами морщинистой поверхности;
2) уплощенно-сферические агрегаты с концентрически-волнистой и концентрически-трещиноватой поверхностью;
3) агрегаты с глобулярной (почковидной) поверхностью;
4) сосулькообразные агрегаты;
5) порошкообразный рыхлый материал.

Агрегаты твердого геля с микроморщинистой поверхностью являются наиболее распространенными. На электронных микрофотографиях рельеф поверхности таких агрегатов выглядит как некая "слоистость" [6]. Природа возникновения такого рельефа вскрывается в сравнительно простом и наглядном опыте. Если природный жидкий коллоид налить тонким слоем на дно стеклянного сосуда, то через несколько часов он превратится в пластинку твердого геля. Сторона пластины, которая соприкасалась с дном сосуда, была рыхлой и высокодефектной. Напротив, сторона, контактировавшая с воздухом, имела блестящую поверхность со множеством морщин (рис.1). Электронные микрофотографии также выявляют морщинистый характер этой поверхности геля, кроме того, фиксируются многочисленные трещины, связанные с усыханием.

По-видимому, образование морщинистой поверхности можно объяснить следующим образом. Первоначально на

Рис.2. Капля природного ля с концентрически-волстой и концентрически-ещиноватой поверхностями. ектронная микрофотогра-я, увел. 90.

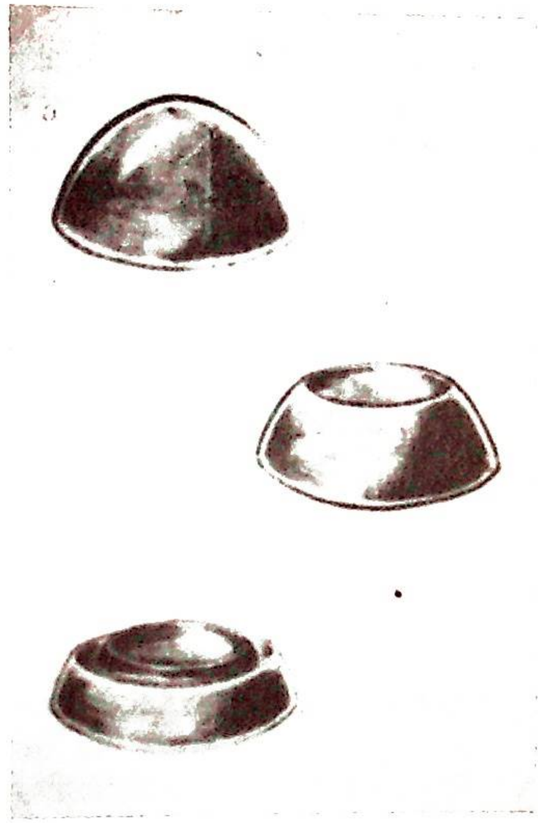


Рис. 3. Схема загустевания капли гидрозоля с образованием концентрически-волнистой поверхности.

верхности коллоида вследствие испарения дисперсионной дкости формируется более или менее твердая корочка ге-. Действие сил поверхностного натяжения обеспечивает ркально-глянцевый рельеф этой корочки. Развитие трещин ыхания в корочке способствует продолжению дегидратации и леобразования в нижележащей массе коллоида. Обезвожива-е сопровождается уменьшением объема коллоида, и это иводит к сморщиванию ранее образовавшейся корочки геля. Образование морщинистой поверхности не является каким-исключительным свойством гелей Пай-Хоя. Ф.В.Чухров от-чал, что вспучивание и образование морщинок на поверх-сти гелей происходит при неравномерной дегидратации внут-нних и внешних участков некоторых богатых водой коллоид-х минералов [5].

Уплощенно-сферические агрегаты встречаются гораз-реже и являются уникальными природными образованиями, торые ранее в литературе не описывались. Они представ-от собой капли застывшего геля поперечным размером в

пределах 2-5 мм. Одна из уплощенных поверхностей каждой капли имеет концентрически-волнистое и концентрически-трещиноватое строение (рис.2), тогда как обратная поверхность такими чертами не обладает.

Можно предположить, что такие морфологические особенности являются результатом особого процесса затвердевания коллоида при его капельном выделении. Схематично этот процесс, по нашему мнению, происходит следующим образом (рис.3). Первоначально на поверхности капли жидкого коллоида по мере испарения воды образуется твердая корочка геля. Развитие трещин усыхания в этой корочке способствует продолжению обезвоживания и гелеобразования в "глубинных" частях капли. Обезвоживание сопровождается сокращением объема капли, и она проседает. Это приводит к образованию первой кольцевой морщины на поверхности геля. Дальнейшее высыхание порождает систему концентрических морщин. Если корочка геля на поверхности сферического агрегата высыхающего коллоида становится настолько "непластичной", что морщина не может образоваться, вместо нее возникает круговая трещина. Последующее высыхание должно приводить к образованию системы концентрических трещин.

Агрегаты с глобулярной поверхностью достаточно представительны в общем объеме твердых гелей Пай-Хоя. Агрегаты такого типа (не обладающие радиально лучистым строением) общепризнанно считаются продуктами коллоидного минералогенезиса. Причем, объясняя возникновение такой морфологии агрегатов, обычно ограничиваются утверждением, что она является следствием действия сил поверхностного натяжения при усыхании коллоида. Подобное утверждение слишком схематично и нуждается в уточнении. Если коллоид усыхает как единое целое, то действие сил поверхностного натяжения должно приводить к образованию единой гладкой поверхности того или иного радиуса кривизны. Напротив, природные агрегаты обладают поверхностью, которая представляет собой сумму фрагментов сферических поверхностей. Следовательно, коллоид усыхал не как единое целое, а по какой-то причине был разбит (по крайней мере, с поверхности) на отдельные фрагменты, внутри которых действие сил поверхностного натяжения приводило к образованию сферических поверхностей.

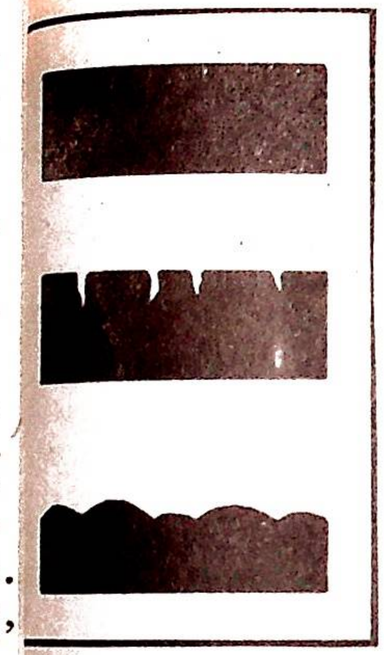


Рис.4 Схема возникновения глобулярной поверхности у агрегатов геля.

По нашему мнению, образование агрегатов с почковидной поверхностью происходило следующим образом(рис.4). Вначале резко обезвоживались поверхностные части выделившейся массы жидкого коллоида (например, под воздействием солнечного тепла).Из-за трещин усыхания поверхность разбивалась на многочисленные фрагменты, образуя так называемые многоугольники дегидратации [5, с.191-192]. Однако, поскольку консистенция коллоида, находящегося непосредственно под корочкой геля, оставалась достаточно жидкой, в каждом таком многоугольнике раздельно действовали силы поверхностного натяжения, приводя к образованию округлых

В литературе описан интересный опыт Е.Манегольда и Хэртеля [5, с.193]. В результате дегидратации желатина под воздействием формальдегида помимо трещинок образовались шарики с поперечником около 0,4 мм, заключенные в основной массе усыхающего желатина. Появление таких шариков объяснялось стяжением коллоидного вещества в каждом из многоугольников дегидратации вследствие поверхностного натяжения.

Изредка встречаются сосулькообразные агрегаты твердых гелей, свидетельствующие о продолжительном капельном истечении гидрозоля. Причем наиболее поздно отделившиеся капли могли не успеть дойти до конца сосульки и затвердеть на пути к нему.

Порошкообразные агрегаты коллоидов широко представлены в зоне гипергенеза. По-видимому, они являются продуктами сильнейшей дезинтеграции вышеупомянутых типов агрегатов гелей. Главными агентами такой дезинтеграции, несомненно, являлись морозное выветривание и

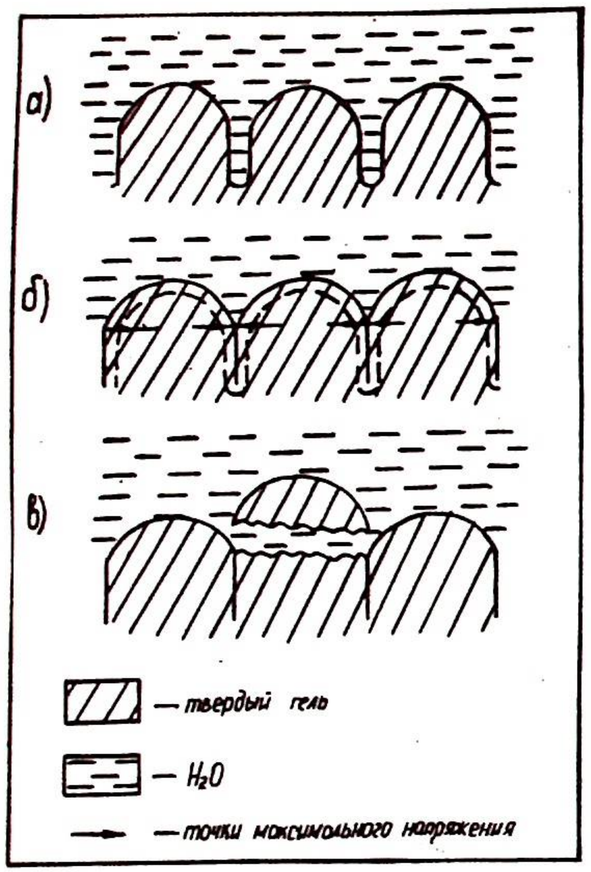


Рис.5. Схема разрушения пористого материала в воде:
а - исходное положение,
б - набухание материала,
в - выкалывание.

суточные колебания температуры. Однако одним из факторов разрушения могло быть и свойство самодиспергации гелей в воде, хотя масштабность его проявления трудно оценить.

Самодиспергация в воде отмечалась у коллоидных образований Каратау [4], которые являются своеобразным аналогом коллоидов Пай-Хоя. Причем самодиспергация у них сопровождалась потрескиванием. Объяснение этому явлению не давалось

По нашему мнению, дело здесь заключается в следующем. Известно, что образование коллоидов Каратау особенно обильно происходит в жаркие периоды, когда температура на поверхности достигает 60^{o}C [1]. Очевидно, в таких условиях испарение воды из гидрозолей происходит очень быстро, и продуктом такого обезвоживания будет трещиноватый высокопористый материал. Механизм разрушения такого материала в водной среде можно представить следующим образом (рис.5). Отдельные участки рыхлой поверхности начинают обильно впитывать воду и набухать, увеличиваясь в объеме. Соприкасаясь, они давят друг на друга, и наиболее слабые участки выкалываются.

Пайхойские гели не диспергируются в воде. Однако при высушивании природных гидрозолей при высокой температуре ($100-120^{o}$) агрегаты сухого остатка получаются очень пористыми и легко распадаются в воде. Следовательно, при истечении гидрозоля на нагретую солнцем поверх-

Рис.6. Интерферограмма ...нвекции природного гид... ...золя в процессе испаре... ...я дисперсионной жидкос... ...и роста поликристаллов ...ценита; увел. 8.

Рис.7. Дендриты вокруг трещин усыхания геля. Электронная микрофотография, увел. 1000.

...сть черных сланцев в природных условиях могли образова... ...ся высокопористые агрегаты. Воздействие воды могло при... ...сти их к самодиспергации, которая могла стать одной из ...роятных причин возникновения природного порошко... ...разного материала.

Нами проведен эксперимент по изучению характера загус... ...вания природного гидрозоля. Гидрозоль помещали в высо... ...ю узкую кювету, чем достигалась малая площадь контакта ...дкости с воздушной средой. Контроль за консистенцией ...ыхающего коллоида осуществлялся с помощью голографичес... ...й интерферометрии. В ходе эксперимента в объеме загус... ...вающей жидкости на стенках кюветы наблюдалось образова... ...е многочисленных радиально-лучистых агрегатов снежно... ...лого цвета (рис.6). Рентгенографическое исследование

показало, что они сложены роценитом $FeSO_4 \cdot 4H_2O$. Сам гидрозоль оставался вязко-текучим и по прошествии месяца, хотя за это время занимаемый им объем сократился наполовину за счет испарения дисперсионной жидкости.

При загустевании гидрозоля, налитого тонким слоем на дно широкого стеклянного сосуда, на поверхности полученного материала фиксировались многочисленные дендритные образования вокруг трещин усыхания (рис.7) принадлежащие сульфатам железа. Следовательно, при загустевании на воздухе высококонцентрированных гидрозолей образуются не только твердые гели, но и кристаллические сульфаты железа. Экспериментальные данные хорошо согласуются с результатами полевых наблюдений: места истечения гидрозолей имеют сульфатную драпировку.

Таким образом, при изучении образования и разрушения различных агрегатов фосфатных коллоидов Пай-Хоя нами предложены модели образования морщинистой, почковидной, концентрически-волнистой и концентрически-трещиноватой поверхности агрегатов гелей, основанные на представлении о том, что первоначально на поверхности коллоида возникает твердая корочка. Следовательно, эволюция коллоида начинается с его поверхностных участков. Это принципиально отличается от представлений об эволюции истинных растворов, где центры зародышеобразования могут находиться либо в объеме раствора, возникая спонтанно, либо на инородных телах. На базе предложенных моделей невозможно представить образование радиально-лучистых агрегатов в результате раскристаллизации собственно коллоида, тогда как их генезис из истинных растворов легко объясним [2]. Поэтому наличие у минеральных агрегатов морщинистой, концентрически-волнистой, концентрически-трещиноватой и почковидной поверхностей (без радиально-лучистого строения агрегатов), по нашему мнению, является критерием их коллоидного происхождения.

Экспериментально установленный процесс выделения кристаллических сульфатов железа при дегидратации природных гидрозолей Пай-Хоя подтверждает представление Ю.Юшкина [6] об эволюции единого раствора-гидрозоля на разных стадиях изменения которого кристаллизуются сульфаты и образуются твердые фосфато-сульфатные гели.

Автор благодарен В.И.Ракину, В.Н.Филиппову за помощь в проведении исследования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анкинович Е.А., Анкинович С.Г. Коллоидные образования в пачке ванадиеносных сланцев Южного Казахстана //Геология и разведка недр. - Алма-Ата: Наука, 1973. - С. 10-18.

2. Жабин А.Г. Онтогения минералов. Агрегаты. - М.: Наука, 1979. - 275 с.

3. Иевлев А.А., Бер М.Г. Структура твердых фосфатных коллоидов Пай-Хоя по данным микродифракции электронов: Тез. докл. X Коми республ. молод. научн. конференции. - Сыктывкар, 1987. - С. 145.

4. Сергиев Н.Г., Анкинович Е.А. Коллоидные минералы Северного Каратау //Геология, горное дело, металлургия. - М.: Госнаучтехиздат, 1955. - С.45-58.

5. Чухров Ф.В. Коллоиды в земной коре. - М.: Изд-во АН СССР, 1955. - 671 с.

6. Юшкин Н.П., Назарова Г.С. Конституция и эволюционные трансформации природных коллоидов алюмо-железо-сульфатно-фосфатного состава. - Сыктывкар, 1982. - 40 с. (Сер.препринтов "Науч. докл." /АН СССР. Коми фил.; Вып. 83).

Труды Института геологии Коми научного центра УрО АН СС
Вып. 72 19

ОСОБЕННОСТИ УЛЬТРАЗВУКОВОЙ ОБРАБОТКИ ЛЕЙКОКСЕНА

Б.А.Остащенко, И.Н.Бурцев, П.П.Усков

Производство металлического титана в мире в настоящее время составляет 100 000 т, а к 2000 г. планируется получение 1 000 000 т. Традиционно титан получают из титаномагнетитовых и ильменитовых концентратов, хотя содержание окислов титана в них по сравнению с рутилом, в котором содержание TiO_2 достигает 100%, относительно невелико. Однако месторождений рутила мало, и они незначительны по масштабам. По концентрации окислов титана к рутилу приближаются лейкоксеновые руды. Под термином лейкоксен в широком плане понимаются измененные в различных физико-химических условиях земной коры титансодержащие минералы независимо от их состава, генезиса, структуры [1].

Лейкоксен месторождений Среднего Тимана представляет собой агрегат, состоящий из сростков окислов титана (рутила, брукита, анатаза) и кварца. Содержание кварца меняется в довольно широких пределах - от 28 до 38%, составляя в среднем 25%. Следовательно, в концентрате лейкоксена содержание TiO_2 не будет превышать 75%. Отмечено, что содержание двуокиси кремния во фракции лейкоксена тонкой размерности уменьшается [1]. Самой богатой титаном (75,5%) является тяжелая фракция весьма мелкого класса (-0,05+0,03 мм). Наиболее низкие содержания TiO_2 (64%) в концентрате класса +0,36 мм. Лейкоксен образует овальные, округлые зерна светло-желтого, кремового цвета размером 0,5 мм и менее. Преобладают (около 80%) зерна размером 0,4-0,15 мм. В полированных препаратах видно, что кварц в лейкоксене выполняет пустоты в сагенитовой структуре титановых

ералов или образует самостоятельные кристаллы в осном по периферии лейкоксенового выделения. Размер чений кварца колеблется от 1 до 150 мкм.

Как было сказано выше, содержание TiO_2 в концентре колеблется от 64 до 75,5%. Остальная часть приится в основном на кварц, от которого в дальнейприходится избавляться химическим путем. Этот меобогащения требует высоких температур, расхода реактивов и соблюдения определенных условий по обеспению охраны окружающей среды.

Учитывая неоднородность фазового состава лейкоксе, агрегатное состояние и размерность частиц, слагаих его, мы предприняли попытку с помощью ультразвуой обработки концентрата лейкоксена отделить кремевую и титановую фазы. Большое различие в удельном се этих фаз (2,5 у кварца и 5,5 у рутила) позволяет дальнейшем разделить их гравитационными методами.

Для решения поставленной задачи концентрат лейкоена по размерности частиц был разделен на два клас: - 0,4+0,1 и -0,1, содержание двуокиси титана в торых составляло соответственно 62,47 и 72,83%. Обботка концентрата проводилась на типовом ультразвукоом диспергаторе УЗДН - 2Т при соотношении Ж:Т = 2. емя ультразвуковой обработки менялось от 10 до мин.

В результате ультразвуковой обработки лейкоксенового нцентрата происходит его разделение по размерности стиц на две части. Одна часть (20%), представляюя собой тонкий класс (до - 10 мкм), переходит во весь и относительно долго держится в жидкости. Друая часть, содержащая крупный материал, после прекшения ультразвукового воздействия быстро опускает на дно. Изучение полученных классов под микроскопом казывает, что "взвесь" состоит из частиц светлоолтого титансодержащего минерала и кварца. Размер стиц колеблется от 1 до 10 мкм, преобладающим являет класс 5-7 мкм. Частицы минимального размера (1-3 м) обычно изометричной формы, более крупные - неавильной, удлиненной. После разделения этой части нцентрата в бромоформе на легкую и тяжелую фракции становлено, что отношение кремниевой и титановой фаз олеблется от 1:3 до 1:7, составляя в средней 1:4.

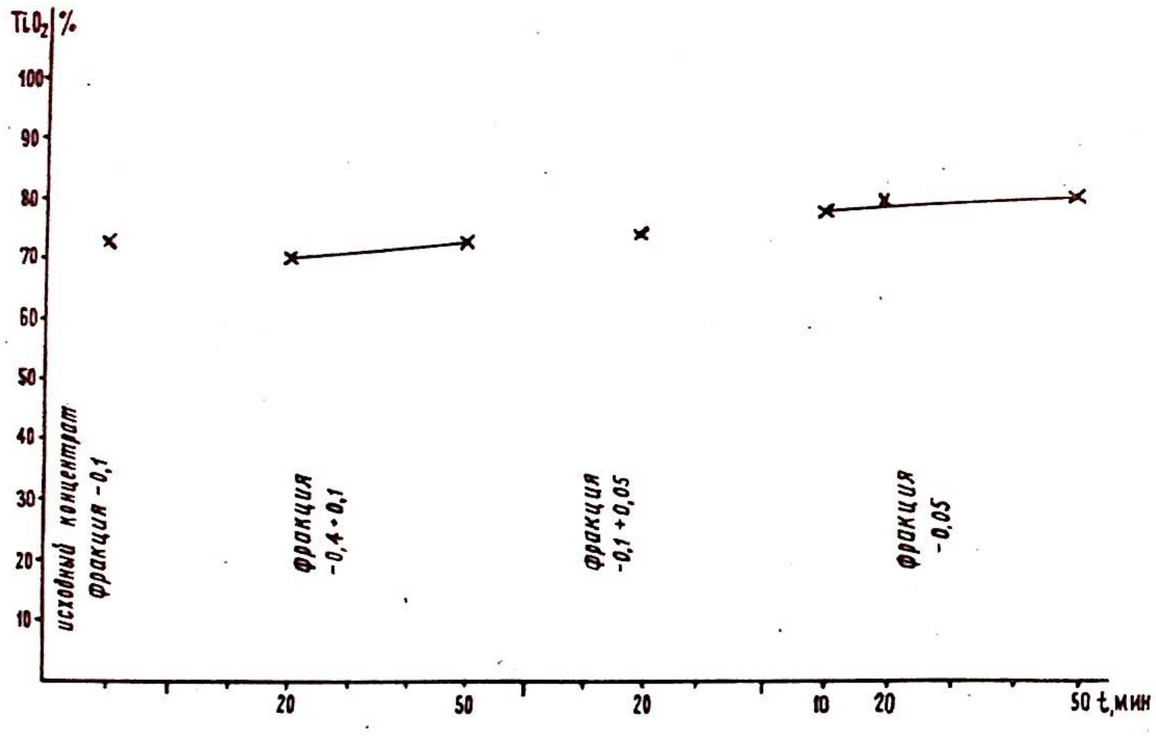


Рис. 1. Изменение содержания двуокиси титана во взвеси концентрата в зависимости от времени обработки.

На рис.1 прослеживается тенденция увеличения содержания двуокиси титана во взвеси в зависимости от размерности обрабатываемой фракции и времени ультразвукового воздействия. Содержание TiO_2 увеличивается от 72,83% (характерно для концентрата класса -0,1) до 77,41%.

Соотношение легкой и тяжелой фракции той части концентрата, которая выпадает в осадок, относительно стабильно и колеблется в пределах от 1:3 до 1:4. Содержание двуокиси титана увеличивается в зависимости от времени обработки (рис.2). При этом содержание TiO_2 возрастает от 62,47 до 86%.

На поверхности зерен лейкоксена под микроскопом довольно часто наблюдаются кристаллы или головки кристаллов кварца. После ультразвуковой обработки поверхность от них очищается, на ней остаются многочисленные углубления в местах бывшего прикрепления кристаллов кварца.

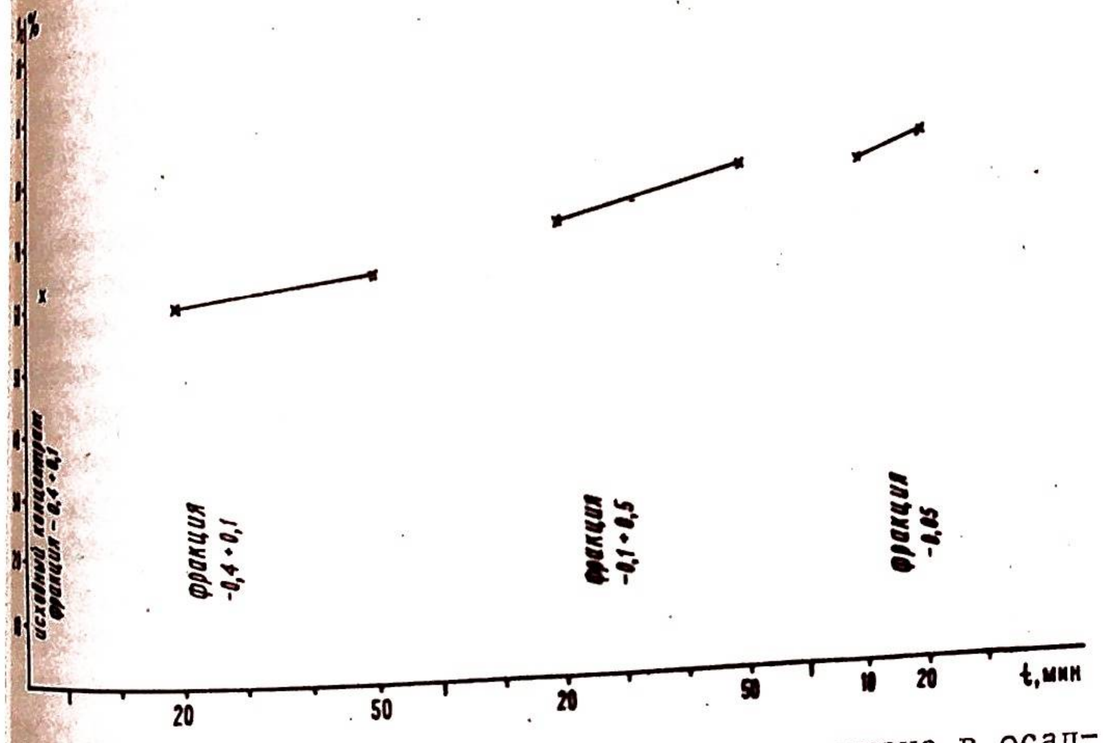


Рис.2. Изменение содержания двуокиси титана в осадке концентрата в зависимости от времени обработки.

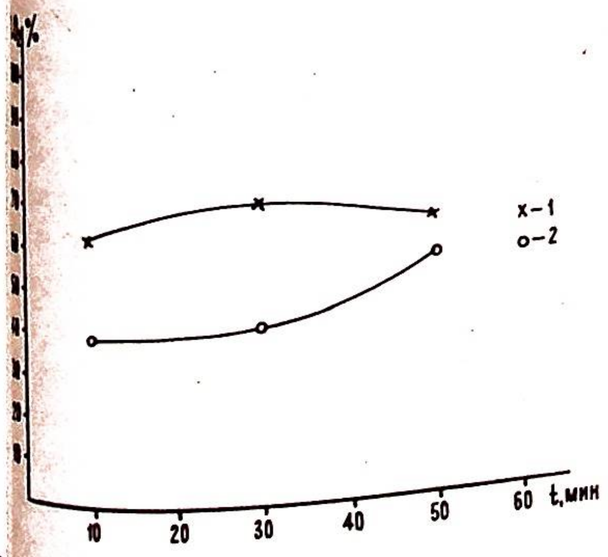


Рис.3. Изменение содержания рутила в концентрате в зависимости от времени обработки (1-осадок, 2-взвесь концентрата).

Фазовый состав концентратов, полученных в ходе экспериментов, изучался методом рентгеновского количественного фазового анализа (РКФА), при помощи которого установлено, что содержание рутила в концентрате осадка в зависимости от времени ультразвуковой обработки возрастает в интервале 10-30 минут (рис. 3, кривая 1), а затем наблюдается некоторое снижение содержания. Содержание TiO_2 во взвеси постоянно увеличивается. При сопоставлении

данных химического анализа и РКФА отмечается различие между содержанием TiO_2 и количеством кристаллической фазы. Не исключено, что часть двуокиси титана находится в рентгеноаморфном состоянии. РКФА исходного концентрата показывает, что в нем содержится 55% рутила и 2% анатаза, в то время как содержание TiO_2 по данным химического анализа составляет 62,5%.

Таким образом установлено, что ультразвуковая обработка лейкоксена позволяет проводить дробление агрегата зерен и отделять с поверхности лейкоксена кварц. Свободные фазы TiO_2, SiO_2 в дальнейшем можно разделить обычными гравитационными методами, получая концентраты с большим содержанием титана. Применение ультразвуковых методов обогащения в данном случае определяется прежде всего минералогическими особенностями объекта.

ЛИТЕРАТУРА

1. Щвецова И.В. Минералогия лейкоксена Ярегского месторождения. - Л.: Наука, 1975. - 128 с.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главными направлениями деятельности минералогов института геологии Коми научного центра УрО АН СССР являются разработка путей совершенствования минералогических поисков и прогнозирования месторождений полезных ископаемых, оценка ресурсов минерального сырья, геоминералогические исследования рудоносных территорий Урала, изучение механизмов, факторов и эволюции минералообразования.

Результаты исследований на территории Тимано-Североуральского региона нашли отражение в представляемом минералогическом сборнике. Наиболее важные выводы и рекомендации сводятся к следующему.

В результате детального изучения диабазов Сереговского месторождения каменной соли K-Ar методом установлен докембрийский возраст месторождения, значительно изменились первоначальные представления о его геологическом строении и запасах соли. Детальные исследования минералогии сереговской соли представляют большой интерес с генетических позиций и необходимы для совершенствования технологии соляного производства и оценки качества соли.

Подобная минералогическая характеристика черного монацита, сванбергита, пирохлора и других редкоземельных и редкометалльных минералов, обнаруженных в бокситоносных корах выветривания Тимана и аллювии Приполярного Урала, позволяет с новых позиций оценить комплексный характер руд целых провинций.

Квалифицированные предложения по более полному использованию агатового сырья Тимана, несомненно, будут способствовать повышению эффективности и снижению себестоимости его разработки.

Изучение минерального состава мелкозема основных пород является важным для выявления общих закономерностей формирования их состава, полученные данные найдут применение для расчленения разрезов и проведения локальных внутрирайонных корреляций.

Установлено, что секущие и согласные кварцевые

жилы Балбаньинского района на Приполярном Урале существенно различаются по геологическим условиям формирования и составу акцессорных минералов. Предложенный структурно-морфологический принцип позволяет быстро и эффективно прогнозировать качество горного хрусталя и жильного кварца.

Разработаны карты-схемы степени серпентинизации и магнитной восприимчивости ультрабазитов Полярного Урала. Эти данные позволяют оценить интенсивность прошедших процессов гидратации и последнего этапа прогрессивного метаморфизма зеленосланцевой фации.

Результатом исследования минерального состава Падьягинского месторождения медистых песчаников стало выявление ряда новых для этого типа месторождений минералов - герсдорфита, кобальтина, ртутистого золота, которые однозначно свидетельствуют о гидротермальной природе оруденения.

Экзотические минералы - спессартин, фриделит, родонит, минерал типа пироксмангита, кобальтовый кальцит, серия карбонатов марганца от манганокальцита до кальциородохрозита составляют новый марганец-кобальтовый тип минерализации на Полярном Урале.

Охарактеризован состав золота и минералов-спутников одного коренного золотого рудопроявления. Установлен новый для Урала минерал гематофанит. Тип оруденения отнесен к малосульфидной золото-сульфидно-кварцевой формации.

На Амдерминском флюоритовом месторождении выявлен важный геохимический поисковый признак - повышенные ореолы ртути над флюорит-сульфидными телами.

Применение радиоспектроскопических методов исследования ЭПР и ПМР позволило обнаружить оксоний и тем самым уточнить структуру вавеллита.

Минероморфологический анализ уникальных природных агрегатов минералоидов Пайхойского антиклинория алюмо-сульфатно-фосфатного состава позволил выявить типичные морфоструктуры и предложить модели их образования.

Изложенные выводы и практические рекомендации могут найти применение в ПГО Архангельскгеология и Полярноуралгеология, ПГУ Главтюменьгеология, СПО Северкварцсамоцветы и других производственных геологических организациях.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ 3
Лихачев В.В., Швецова И.В. Пирохлор в бокситоносной коре выветривания полевошпатовых метасоматитов на Среднем Тимане 4
Швецова И.В.,Лихачев В.В.,Ширяева Л.Л. Стронциевый алюмосульфофосфат в бокситоносной коре выветривания полевошпатовых метасоматитов на Среднем Тимане 17
Рожкова В.В., Остащенко Б.А. Повышение эффективности разработки агатовых месторождений Тимана 27
Юшкин Н.П. Минералогия соляной толщи Сереговского купола (Коми АССР) 37
Андреичева Л.Н., Никитенко И.П. Минеральный состав мелкозема основных морен Тимано-Печоро-Вычегодского района 52
Кузнецов С.К. Минералогические особенности и основные этапы формирования кварцевых жил Балбаньинского района (Приполярный Урал) 63
Майорова Т.П.,Литошко В.А.,Никитенко И.П. Находка черного монацита на Приполярном Урале . . 77
Брянчанинова Н.И., Макеев А.Б. Серпентинизация ультрабазитов Войкаро-Сынинского массива . . 85
Макеев А.Б., Лыюрова Т.А. Магнитная восприимчивость пород и минералов ультрабазитов и ее значение для картирования Полярного Урала 97
Тихомирова В.Д.,Яковлева О.А.,Янулова Л.А. Редкие минералы в рудах медистых песчаников Полярного Урала (на примере Падьягинского месторождения) . . 107
Силаев В.И.,Иванова И.Б.,Янулова Л.А. Яковлева О.А. Новое в минералогии марганца и кобальта на Полярном Урале 117
Тарбаев М.Б.,Янулова Л.А.,Филиппов В.Н. Минералогия золота зоны окисления одного из рудопроявлений Урала 130
Глухов Ю.В. Ореолы ртути на Амдерминском месторождении флюорита (Пай-Хой) 137
Назарова Г.С., Денисова Т.А. Механизм появления кислых групп в вавеллите 145
Иевлев А.А. Онтогения коллоидных агрегатов из каменноугольных отложений Пай-Хоя 155

Остащенко Б.А.,Бурцев И.Н.,Усков Н.Н. Особенности ультразвуковой обработки лейкоксена 164
ЗАКЛЮЧЕНИЕ 169

ДК 553.465:492.1 (234.83)

Лихачев В.В., Швецова И.В. ПИРОХЛОР В БОКСИТОНОСНОЙ КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ ПОЛЕВОШПАТОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ НА СРЕДНЕМ ТИМАНЕ //Минералогия Тиманско-Североуральского региона. - Сыктывкар, 1989. -С.4--16.(Тр.Ин-та геологии Коми научного центра УрО АН СССР; Вып. 72). Рис. 3. Библиогр. назв. - 6.

Приведены результаты микрозондового анализа пирохлора из полевошпатовых метасоматитов и из бокситоносной коры выветривания Среднего Тимана. Установлено, что состав пирохлора из полевошпатовых метасоматитов переменный: из катионов группы А доминируют Ca, Na, которые замещаются катионами Ba, Sr, Pb, Th, TR; в группе катионов B преобладает ниобий. В процессе выветривания пирохлора в формульной позиции начинают превалировать катионы свинца. Образуется новый минеральный вид - плюмбопирохлор, типоморфный минерал бокситоносной коры выветривания метасоматитов.

ДК 553.492 (234.83)

Щвецова И.В.,Лихачев В.В.,Ширяева Л.Л. СТРОНЦИЕВЫЙ АЛЮМОСУЛЬФОФОСФАТ В БОКСИТОНОСНОЙ КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ ПОЛЕВОШПАТОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ НА СРЕДНЕМ ТИМАНЕ //Минералогия Тиманско-Североуральского региона. - Сыктывкар, 1989. - С.17-26(Тр. Ин-та геологии Коми научного центра УрО АН СССР; Вып. 72). Рис. 3. Библиогр. назв. - 15.

Комплексом физико-химических методов исследованы алюмосульфофосфаты в бокситоносных корах выветривания полевошпатовых метасоматитов. Приведены результаты химических анализов рентгеноструктурных и термических исследований, ИК-спектроскопии. Минерал представлен агрегатом ромбоэдрических микрокристаллов размером 1 мкм. Он образует в породе порошковатые скопления в виде гнезд и прожилков, а также псевдоморфозы по кристаллам апатита и пирита. По химическому составу минерал является промежуточным членом изоморфного ряда гойяцит-сванбергит, в котором часть стронция замещена кальцием, свинцом, редкими землями. Параметры элементарной ячейки: a_o= 6,97; c_o=

= 16,48 Å. Состав минерала соответствует формуле $(Sr_{0,62}Ca_{0,23}TR_{0,08}Pb_{0,014})Al_{3,24}[(PO_4)_{1,41}(SO_4)_{0,36}](OH)_{6,59}$. Минерал имеет гипергенное происхождение.

УДК 549.514.52 (234.83)

Рожкова В.В., Остащенко Б.А. ПОВЫШЕНИЕ ЭФФЕКТИВНОСТИ РАЗРАБОТКИ АГАТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТИМАНА //Минералогия Тиманско-Североуральского региона. - Сыктывкар, 1989. - С. 27-36. (Тр.Ин-та геологии Коми научного центра УрО АН СССР; Вып. 72). Рис.3. Библиогр. назв. - 15.

Дается краткая характеристика месторождений и проявлений агатовой минерализации Тимана. Выделяются четыре типа морфологических форм агатовых секреций, определяется их минеральный состав. Предложены три направления повышения эффективности разработки агатовых месторождений Тимана: 1) вовлечение в добычу всего спектра имеющихся агатов, 2) попутная добыча других видов коллекционного и поделочного сырья, 3) улучшение технологии добычи, обработки, качества добываемого сырья.

УДК 549.451.1 (470.13)

Юшкин Н.П. МИНЕРАЛОГИЯ СОЛЯНОЙ ТОЛЩИ СЕРЕГОВСКОГО КУПОЛА (КОМИ АССР) //Минералогия Тиманско-Североуральского региона. - Сыктывкар, 1989. - С. 37 - 51. (Тр. Ин-та геологии Коми научного центра УрО АН СССР; Вып. 72). Рис. 5. Библиогр.назв. -8.

Изучены геолого-минералогические особенности Серегговского соляного диапира, расположенного на р.Вымь в 75 км севернее г.Сыктывкара. С помощью К-Ar метода определен возраст сингенетичных диабазовых даек (506 ± 15 млн.лет), что дает возможность предположить архейско-раннепротерозойский возраст каменной соли. Акцессорные минералы представлены кварцем, гематитом, мусковитом, биотитом, рутилом, эпидотом, калиевым полевым шпатом, кальцитом, доломитом, предположительно кридитом и др. Изучены сколы галита и включения акцессорных минералов на электронном сканирующем микроскопе, что позволило судить об особенностях вторичных процессов в соли:пластическом течении,деформации, перекристаллизации.

УДК 551.79.552.5 (470.13)

Андреичева Л.Н., Никитенко И.П. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ МЕЛКОЗЕМА ОСНОВНЫХ МОРЕН ТИМАНО-ПЕЧОРО-ВЫЧЕГОДСКОГО РАЙОНА //Минералогия Тиманско-Североуральского региона. - Сыктывкар, 1989. - С.52-62. (Тр. Ин-та геологии Коми научного центра УрО АН СССР; Вып. 72). Библиогр. назв. - 17.

Установлено, что в минеральном составе тяжелой фракции мелкозема основных морен из береговых разрезов рек Печорской низменности и бассейна Вычегды наиболее информативной для целей литостратиграфии и палеогеографии является фракция 0,25-0,1 мм. Проведено сопоставление минеральных спектров разновозрастных коренных горизонтов.

УДК 549.514.51 (234.851)

Кузнецов С.К. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ БАЛБАНЬИНСКОГО РАЙОНА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) //Минералогия Тиманско-Североуральского региона. - Сыктывкар, 1989. - С. 63-76.(Тр. Ин-та геологии Коми научного центра УрО АН СССР; Вып. 72). Рис. 2., табл. 4. Библиогр. назв. - 4.

В Балбаньинском районе Приполярного Урала развиты согласные и секущие хрусталеносные гидротермальные кварцевые жилы, формирование которых происходило последовательно. Согласные жилы сложены гигантозернистым массивным, нередко гранулированным кварцем. В них встречаются хлорит, серицит, гематит, апатит, лазулит, пирит, кальцит. Для секущих жил характерен гигантозернистый параллельно-шестоватый кварц. В этих жилах присутствуют серицит, хлорит, турмалин, рутил, циркон, кальцит и другие минералы. На основе разновозрастности жил выделяются два этапа: ранний послеордовикский и поздний послеордовикский.

УДК 549.752.143 (234.851)

Майорова Т.П.,Литошко В.А.,Никитенко И.П. НАХОДКА ЧЕРНОГО МОНАЦИТА НА ПРИПОЛЯРНОМ УРАЛЕ // Минералогия Тиманско-Североуральского региона. - Сыктывкар, 1989. - С. 77-84 . (Тр.Ин-та геологии

Коми научного центра УрО АН СССР; Вып. 72). Рис. 2. Библиогр.назв. - 5.

Черный монацит установлен в аллювиальных отложениях р.Большой Поток в виде таблитчатых зерен размером 0,4 - 1 мм, средней степени окатанности. Цвет преимущественно темно-серый, но встречаются и светло-серые разновидности. Основные структурные и оптические характеристики минерала соответствуют монациту. Состав его в целом близок к типичным черным монацитам мира, но в нем отмечены отсутствие примеси самария и европия, повышенная концентрация циркония, существенные колебания содержания лантана и неодима в пределах зерен. Вариации состава отдельных зерен весьма значительны, одна их часть сходна с монацитом Тимана, а другая - с монацитом Тайваня. Находка этого минерала в аллювии реки, по-видимому, может служить признаком коры выветривания в ее бассейне и индикатором на минералы редких, цветных и благородных металлов.

УДК 552.321.6:552.16 (234.851)

Брянчанинова Н.И., Макеев А.Б. СЕРПЕНТИНИЗАЦИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВ ВОЙКАРО-СЫНИНСКОГО МАССИВА //Минералогия Тиманско-Североуральского региона. - Сыктывкар, 1989. - С. 85-96. (Тр.Ин-та геологии Коми научного центра УрО АН СССР; Вып. 72). Рис. 2. Библиогр. назв. - 4.

С помощью термического анализа изучено распространение брусита, серпентина, магнезита и магнетита в ультрабазитах различных блоков Войкаро-Сынинского массива. Дано среднее процентное содержание метаморфогенных минералов в дунитах, гарцбургитах и лерцолитах. Построена карта-схема степени серпентинизации пород Войкаро-Сынинского массива. Установлено повышение степени серпентинизации к периферическим частям массива,в центральных частях блоков сохраняются слабо серпентинизированные и неизмененные породы. Средняя серпентинизация ультрабазитов массива по блокам: Пайерский и Войкарский - около 50, Лаптапайский - до 70%.

Обсуждаются теоретические реакции гидратации породообразующих минералов ультрабазитов в регрессивную и прогрессивную стадии метаморфизма.

552.321.6:552.16 (234.851)

Макеев А.Б., Лыюрова Т.А. МАГНИТНАЯ ВОСПРИИМЧИВОСТЬ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ УЛЬТРАБАЗИТОВ И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ КАРТИРОВАНИЯ ПОЛЯРНОГО УРАЛА //Минералогия Тиманско-Североуральского региона. - Сыктывкар, - 1989. - С. 97-106.(Тр.Ин-та геологии Коми научного центра УрО АН СССР; Вып. 72). Рис. 3. Библиогр. назв. - 5.

С помощью прибора КАРРАВRIGE KLY-2 (ЧССР) определена магнитная восприимчивость (ж) пород - дунитов, гарцбургитов, лерцолитов, войкаритов и минералов - оливина, диопсида, энстатита, хромшпинелида и магнетита из ультрабазитов Полярного Урала. Установлены пределы изменчивости ж пород и минералов и определяющее влияние железа на ж минералов и магнетита на ж пород. Приводится карта-схема магнитной восприимчивости пород поверхности Войкаро-Сынинского массива, которая отражает в изолиниях не только ж содержание в породах магнетита, но и интенсивность последнего процесса прогрессивного метаморфизма.

549.3:553.434 (234.851)

Тихомирова В.Д.,Яковлева О.А.,Янулова Л.А. РЕДКИЕ МИНЕРАЛЫ В РУДАХ МЕДИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ ПОЛЯРНОГО УРАЛА (НА ПРИМЕРЕ ПАДЬЯГИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ) //Минералогия Тиманско-Североуральского региона. - Сыктывкар, 1989. - С.107-116.(Тр.Ин-та геологии Коми научного центра УрО АН СССР; Вып. 72). Рис. 1, табл. 5. Библиогр. назв. - 6.

Приводятся данные о редких минералах, впервые установленных в рудах медистых песчаников Полярного Урала: герсдорфите, герсдорфите-кобальтине, арсенопирите, блеклых рудах, самородном золоте и серебре, колибдените, касситерите и киновари. Показано, что выявленные минералы позволяют сопоставить состав минерализации медистых песчаников с составом эндогенных рудных месторождений. Делается вывод о гидротермальном характере минерализации.

УДК 549.642.51 + 549.742.113 (234.851)

Силаев В.И., Иванова И.Б., Янулова Л.А., Яковлева О.А. НОВОЕ В МИНЕРАЛОГИИ МАРГАНЦА И КОБАЛЬТА НА ПОЛЯРНОМ УРАЛЕ //Минералогия Тиманско-Североуральского региона. - Сыктывкар, 1989.- С. 117-129(Тр.Ин-та геологии Коми научного центра УрО АН СССР ; Вып. 72).

В марганцевых проявлениях Хараматалоуской структуры впервые выявлены железомарганцевый гранат, Fe-фриделит, пироксмангит, родонит, серия карбонатов, представляющих ряды кальцит-родохрозит и кальцит-кобальтокальцит, а также кобальтовый пентландит. Родонит представлен, вероятно, неизвестной ранее безжелезистой кобальтсодержащей разновидностью. Обнаружение карбонатно-марганцевой минерализации с необычно высоким содержанием кобальта, находящегося в карбонатной форме, позволяет констатировать новый карбонатно-кобальт-марганцевый тип оруденения.

УДК 549.288 (234.851)

Тарбаев М.Б.,Янулова Л.А.,Филиппов В.Н. МИНЕРАЛОГИЯ ЗОЛОТА ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ ОДНОГО ИЗ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ УРАЛА // Минералогия Тиманско-Североуральского региона. - Сыктывкар, 1989. - С.130-136. (Тр.Ин-та геологии Коми научного центра УрО АН СССР, Вып. 72). Рис. 2. Библиогр. назв. - 3.

Рассматриваются основные свойства золота. Установлены особенности локализации минерала в жильной массе и взаимосвязь его химического состава с сосуществующей минеральной ассоциацией. Определена принадлежность золоторудной минерализации к малосульфидной золото-сульфидно-кварцевой формации. Изучен состав "рубашек" и пленок на выделениях золота и установлен новый для Урала минерал - гематофанит.

УДК 549.291.1 + 553.634.12 (234.82)

Глухов Ю.В. ОРЕОЛЫ РТУТИ НА АМДЕРМИНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ФЛЮОРИТА (ПАЙ-ХОЙ) //Минералогия Тиманско-Североуральского региона. - Сыктывкар, 1989. - С.137-144. (Тр.Ин-та геологии Коми научного центра УрО АН СССР; Вып. 72). Рис. 1. Библиогр. назв. - 10.

Приводятся результаты ртутьметрической съемки участка Амдерминского месторождения флюорита и отмечается ее эффективность для поисков скрытых рудных тел. Выделены факторы, определяющие локализацию ртути: литологический, структурный, гидротермальный и гипергенный.

УДК 549.755.333

Назарова Г.С.,Денисова Т.А. МЕХАНИЗМ ПОЯВЛЕНИЯ КИСЛЫХ ГРУПП В ВАВЕЛЛИТЕ //Минералогия Тиманско-Североуральского региона. - Сыктывкар, 1989.- С.145-154. (Тр.Ин-та геологии Коми научного центра УрО АН СССР; Вып. 72). Рис. 6. Библиогр. назв. - 5.

Методами ЭПР и ПМР исследован механизм возникновения кислых групп в вавеллите - за счет отрыва протона от одной из близко расположенных гидроксильных групп, соединенных атомом металла, и захвата его ближайшей молекулой воды. Сопоставление температурной зависимости спектров ЭПР и ПМР позволило установить, что устойчивость и количество H_3O^+ групп,играющих первостепенную роль в перестройке структурных полиэдров, и интенсивность дополнительной линии между вторым и третьим компонентами в спектре ванадила могут служить своеобразным маркером структурных превращений при трансформации полных образований железо-алюмофосфатно-сульфатного состава в кристаллические сульфаты и фосфаты.

УДК 549.754 (234.82)

Иевлев А.А. ОНТОГЕНИЯ КОЛЛОИДНЫХ АГРЕГАТОВ ИЗ КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПАЙ-ХОЯ //Минералогия Тиманско-Североуральского региона. - Сыктывкар, 1989. - С. 155-163. (Тр.Ин-та геологии Коми научного центра УрО АН СССР; Вып. 72). Рис. 7. Библиогр. назв. - 6.

Рассмотрены вопросы образования и разрушения различных агрегатов фосфатных коллоидов Пай-Хоя. Предложены модели возникновения морщинистой, почковидной, концентрически-волнистой и концентрически-трещиноватой поверхностей агрегатов гелей. Выделяются критерии коллоидного минералогенезиса.

УДК 549.54.6:621.9.048.6

Остащенко Б.А., Бурцев И.Н., Усков Н.Н. ОСОБЕННОСТИ УЛЬТРАЗВУКОВОЙ ОБРАБОТКИ ЛЕЙКОКСЕНА. //Минералогия Тиманско-Североуральского региона. - Сыктывкар, 1989. - С.164-168. (Тр.Ин-та геологии Коми научного центра УрО АН СССР; Вып. 72). Рис. 3. Библиогр. назв. - 1.

Приведены результаты ультразвукового воздействия на лейкоксеновый концентрат. Доказано, что происходит дробление лейкоксенового агрегата на фазы кремнезема и титановых минералов. Показана принципиальная возможность обогащения титанового концентрата путем его ультразвуковой обработки.

МИНЕРАЛОГИЯ
ТИМАНСКО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

Редактор Л.П.Мосунова
Художник А.А.Оплеснин
Техн.редактор М.А.Сазанская
Оператор О.В.Полева

Подписано в печать 09.06.1989. Ц03272. Формат 60x90/16. Бум.типографская № 1. Печать офсетная. Уч.-изд.л. 9. Усл.печ.л. 11,5. Тираж 525. Заказ №463. Цена 55 коп.

167610, ГСП, г.Сыктывкар, ул.Коммунистическая, 24
Ротапринт Коми научного центра УрО АН СССР