Минералого-петрографические исследования галогенных отложений

МИНИСТЕРСТВО ХИМИЧЕСКОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ СССР
ТРУДЫ ВСЕСОЮЗНОГО НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО
И ПРОЕКТНОГО ИНСТИТУТА ГАЛУРГИИ
(ВНИИГ)

Выпуск 54

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ГАЛОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Издательство «НЕДРА»
Ленинградское отделение
Ленинград · 1969

УДК 552 : 553.63

Сборник посвящен минералого-петрографической характеристике и основным условиям формирования соляных и соленосных пород кунгура (Челкарского поднятия, Верхнепечорского месторождения, Волгоградского Поволжья), верхнего девона (Сереговского месторождения), нижнего кембрия Иркутского амфитеатра. Приводятся дополнительные материалы о красной окраске сильвинитов, карналлитовых и других пород Верхнекамского месторождения.

В ряде работ уделяется внимание изучению минералогических особенностей боратов, обобщаются данные по парагенезисам и условиям образования борных минералов в различных типах галогенных формаций, по изотопному составу бора в различных по происхождению природных образованиях, излагаются материалы о бораците сложного состава, близкого к чемберситу.

Дается критическая оценка роли бром-хлорного отношения при поисках новых месторождений калийных солей.

Несколько статей относится к геофизической характеристике залегания галогенных отложений Северного Прикаспия и их подсолевого ложа и др.

Редакторы **П. С. Бобко** и **Я. Я. Яржемский**

В. В. ЛОБАНОВА

ПЕТРОГРАФИЯ СОЛЯНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧЕЛКАРСКОГО ПОДНЯТИЯ

МИНЕРАЛЫ СОЛЯНОЙ ТОЛЩИ ЧЕЛКАРСКОГО ПОДНЯТИЯ

К главным породообразующим минералам относятся галит, сильвин, карналлит, бишофит, ангидрит и кизерит, к второстепенным минералам — полигалит, как очень редкие минералы встречаются эпсомит, гипс, целестин, кокимбит, татарскит.

По химическому составу минералы соляной толщи Челкара разделены на хлориды, сульфаты, карбонаты, фториды и соли смешанных кислот (табл. 1). В каждой группе минералы расположены по алфавиту. Ниже приводится характеристика соляных минералов Челкарского поднятия.

ХЛОРИДЫ

Бишофит ($MgCl_2 \cdot 6H_2O$) довольно широко распространен. Он слагает бишофитовую породу, вскрытую большим количеством скважин, находится как примесь в каменной соли, карналлитовой и кизеритовой породах, в тонкораспыленном виде имеется в некоторых случаях в ангидритовых породах. Бишофит бесцветный, иногда в больших массах бледно-розовый. Находится в виде довольно крупных зерен размером 1—2 *мм*, обычно неправильной формы, иногда хорошо ограненных (рис. 1). В шлифах зерна бишофита бесцветные, прозрачные, содержат микровключения ангидрита, иногда кизерита, но в очень малых количествах.

Галит (NaCl). Самый распространенный минерал соляной толщи Челкара. Слагает главную массу всего Челкарского солянокупольного поднятия. В калийно-магниевой зоне галит слагает мощные пласты каменной соли и встречается во всех соляных породах в виде примеси и как породообразующий минерал. Главная масса галита представлена бесцветными прозрачными зернами неправильной, часто изометрической формы с плавными контурами. В виде включений в них встречаются ангидрит и карбонаты (магнезит, доломит). В пластах калийно-магниевого комплекса пород в галите в виде включений встречаются, кроме ангидрита, сильвин, кизерит, карналлит. Часто здесь галит имеет зональное строение (рис. 2), характерное для галита, формировавшегося на поверхности рапы в виде лодочек, которые затем, падая на дно, дорастали и частично перекристаллизовывались. Зональность в галите обусловлена наличием

ТАБЛИЦА 1

Соляные минералы Челкарского поднятия

Название минералов	Состав	*Ng*	*Nm*	*Np*	2*V*	Сингония	Твердость	Удельн. вес	Примечание
			Хлориды						
Бишофит	$MgCl_2 \cdot 6H_2O$	1,528	1,507	1,494	+79°	Моноклин.	1,5	1,591	Породообразующий минерал
Галит	NaCl	—	1,544	—	изотроп.	Кубическ.	2,5	2,17	Главный породообразующий минерал
Карналлит	$KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$	1,496	1,474	1,467	+70°	Ромбическ.	2,7	1,60	Породообразующий минерал
Сильвин	KCl	—	1,490	—	изотроп.	Кубическ.	2	1,99	То же
			Сульфаты						
Ангидрит	$CaSO_4$	1,614	1,575	1,570	+42°	Ромбическ.	3	2,93	»
Гипс	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	1,530	1,523	1,520	+58°	Моноклин.	1,5—2	2.32	В соляной толще очень редкий
Кизерит	$MgSO_4 \cdot H_2O$	1,584	1,533	1,520	+57°	Моноклин.	3,5	2,57	Породообразующий минерал
Кокимбит	$(FeAl)_2(SO_4)_3 \cdot 9H_2O$	1,572	—	1,536	Опт. полож.	Триг.	2,5—3	2,066	Редкий минерал
Полигалит	$2CaSO_4 \cdot MgSO_4 \cdot K_2SO_4 \cdot 2H_2O$	1,567	1,560	1,547	62°	Триклин.	3	2.78	Не имеет широкого распространения
Эпсомит	$MgSO_4 \cdot 7H_2O$	1,461	1,455	1,433	—52°	Ромбическ.	2	1.68	Редкий
Целестин	$SrSO_4$	1,631	1,624	1,622	+51°	Ромбическ.	3—3,5	3,9—4	»
			Карбонаты						
Доломит	$CaCO_3 \cdot MgCO_3$	1,681	—	1,500	Опт. отриц.	Триг. ромбоэдры	4	2,87	Породообразующий минерал
Магнезит	$MgCO_3$	1,700	—	1,509	Опт. отриц.	Триг.	3,5—4	2,96	То же
			Фториды						
Селлаит	MgF_2	1,390		1,378	Опт. полож.	Квадр.	5	3,17	Очень редкий минерал
Флюорит	CaF_2	—	1,435	—	Изотроп.	Кубич.	4	3,18	То же
			Соли смешанных кислот						
Татарскит (новый)	$Ca_3Mg[SO_4CO_3Cl_2(OH)_2] \cdot 3,5H_2O$	1,732	1,654	1,567	—83°	Ромбическ.	2,5	2,341	»

микровключений рапы и газа, расположенных по зонам роста, как это хорошо видно на рис. 3.

В результате процессов перекристаллизации галит образует крупные прозрачные бесцветные блоки (так называемую шпатовую соль), раскалывающиеся при ударе по плоскостям спайности на различного размера пластинки (рис. 4). Иногда в шпатовой соли можно видеть тонкораспыленные облачные скопления пелитового материала, иногда отдельные участки имеют голубую окраску также в виде облака.

В некоторых случаях в ангидритовой породе (скв. 336 и 36) встречаются очень своеобразные шаровые образования галита; это микрошарики диаметром 0,3—0,5 *мм* (рис. 5), расположенные среди мелкозернистого ангидрита. По своему виду они напоминают жемчужную соль из Китая, которая имеется в больших количествах на берегу соляных озер Цайдамской впадины, только шарики там раз в десять крупнее, чем на Челкаре. Подобного вида шаровые образования галита описаны Я. Я. Яржемским [1938] в ангидритово-доломитовых породах кембрия Сибирской платформы. Он рассматривает их образования как результат процессов собирательной кристаллизации галита, находившегося в ангидритово-доломитовых отложениях в распыленном состоянии в то время, когда осадок был еще не полностью литифицирован. Возможно, что в нашем случае микрошарики образовались в результате частичного растворения и окатывания зерен галита под влиянием волновой деятельности слабо концентрированных рассолов в период разбавления рапы водами с континента, тем более что микрошарики галита связаны с отложениями ангидритовых прослоев. Округлые, окатанные зерна галита, обязанные своей формой волновой деятельности и частичному растворению, описаны в отложениях озера Сирлез [Smith, Hainis, 1964]. Эти округлые образования галита сами иногда являются центрами кристаллизации для сферолитов стронциохильгардита.

Волокнистая разность галита распространена в ангидритовых и карбонатно-ангидритовых породах. Нередко встречается удлиненная, линзовидная форма зерен галита, обычно довольно крупных. Такая форма зерен встречается в тонко- и микрослоистой каменной соли и является результатом перекристаллизации под влиянием доминировавшего одностороннего давления, слияния группы мелких зерен, попавших в ангидритовую или карбонатно-глинистую оболочку (рис. 6).

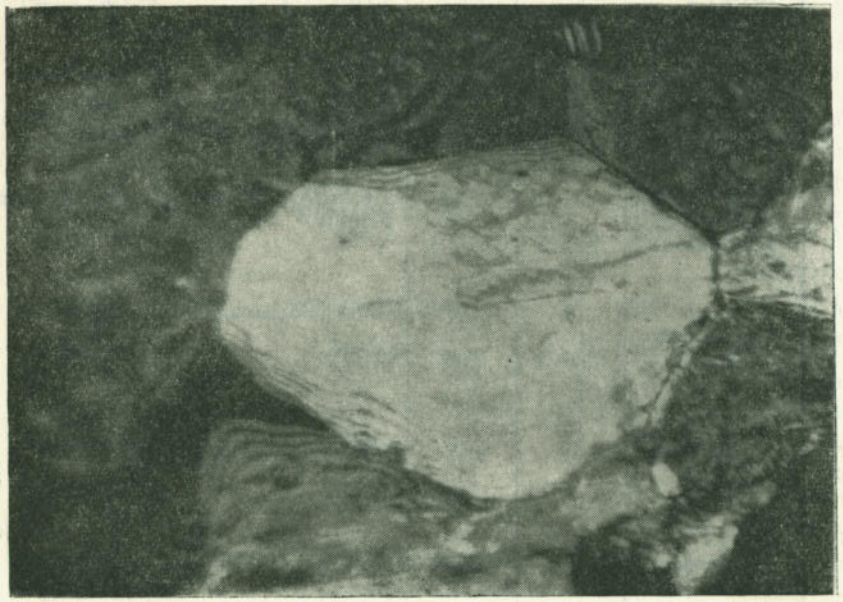


Рис. 1. Идиоморфный кристалл бишофита в бишофитовой породе. ×60; ник. +.

Зерна галита в основной своей массе бесцветные и прозрачные, иногда окрашены в розовый цвет за счет тонкодисперсных и коллоидных скоплений в них окислов железа. В сильвинитах, реже в каменной соли встречается голубой галит. Голубой цвет всегда распределяется в виде пятен неправильной формы. Галит находится в тесном парагенезисе со всеми известными на Челкаре минералами.

Карналлит ($KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$) очень широко развит в пределах калийно-магниевой зоны и слагает карналлитовую породу; как примесь часто встречается в слоях каменной соли (образует гнездообразные скопления) и в бишофитовой породе, а также в сильвинитах.

Для карналлита характерны крупные неправильной формы зерна (рис. 7). Карналлит, находящийся в виде включений в галите, часто имеет идиоморфные боченковидные формы кристаллов. Окраска карналлита в больших массах разнообразная: лиловая, бледно-желтая,



Рис. 2. Зональнокристаллическое строение галита в каменной соли. × 90; без анализатора.

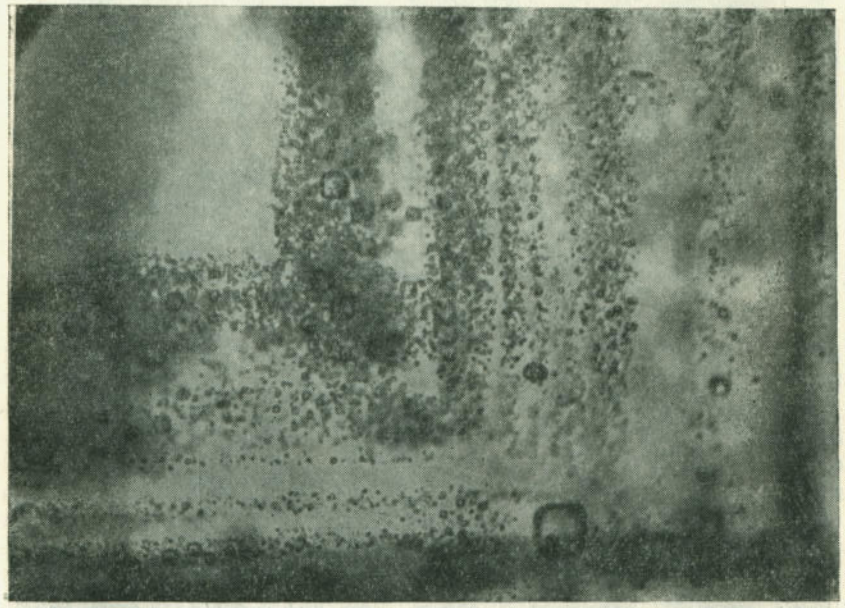


Рис. 3. Зона роста галита. Видны отрицательные кристаллы и пузырьки газа. × 350; без анализатора.

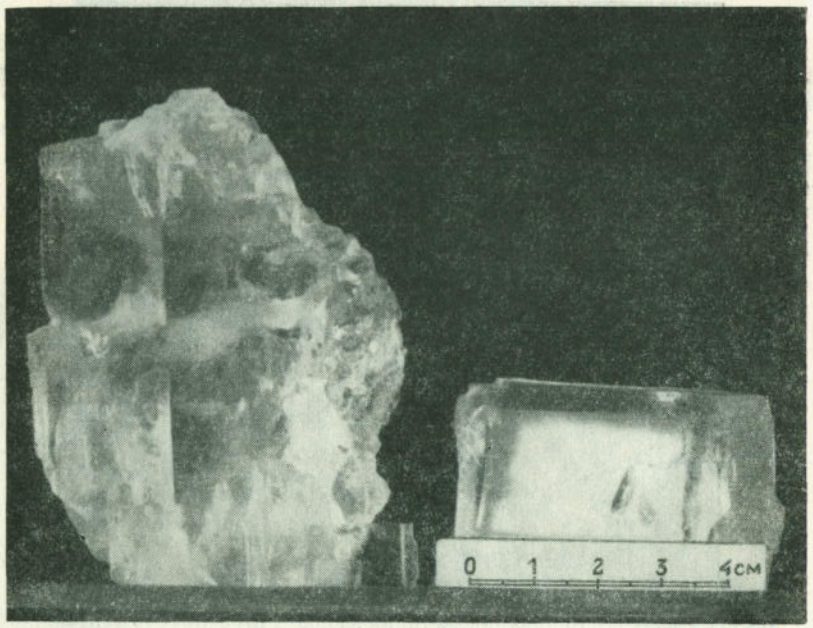


Рис. 4. Шпатовая каменная соль.

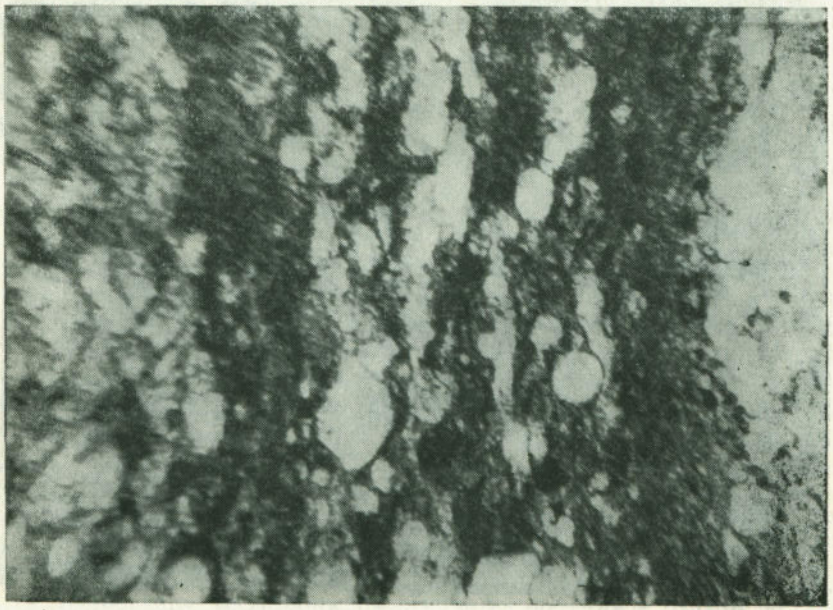


Рис. 5. Округлые образования (шарики) галита в ангидритовой породе. × 100; без анализатора.

лимонно-желтая, розовая, красная и кирпично-красная. У бледноокрашенных разностей карналлита включения красящих веществ под микроскопом не видны, зерна его бесцветны и прозрачны. В красных и кирпично-красных зернах окраска видна в тонких шлифах; она обусловлена примесью различных видов окислов железа. В зернах карналлита в шлифах под микроскопом отчетливо видны гексагональные пластинки гематита; они располагаются в зернах карналлита беспорядочно (рис. 8) или по определенному направлению

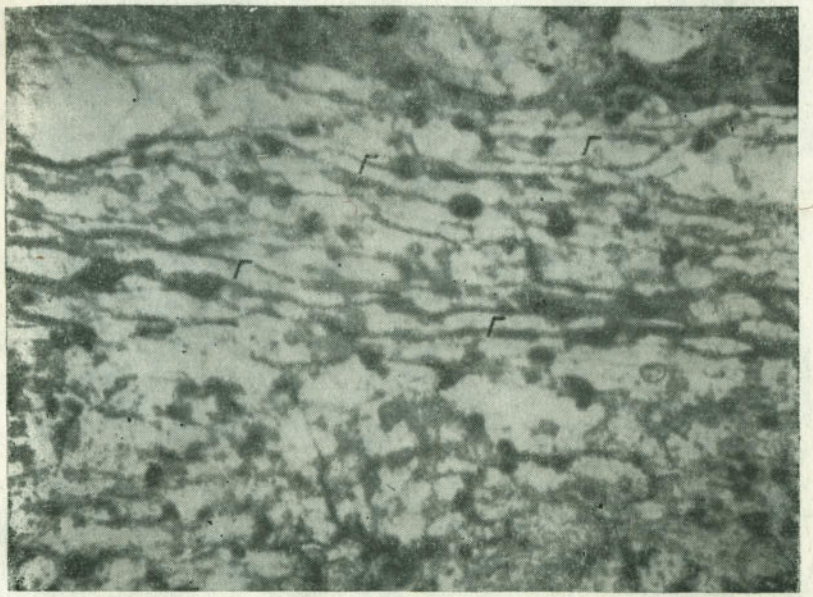


Рис. 6. Удлиненные зерна галита (*Г*) в каменной соли, образовавшиеся путем перекристаллизации мелкозернистого галита. Темные оболочки — тонкозернистый ангидрит. Шлиф, × 100; без анализатора.

(рис. 9). Иногда гематит образует скопления беспорядочно нагроможденных друг на друга пластинок, в некоторых случаях красящие частички имеют неопределенные формы.

В скв. 336 на глубине 803—803,7 *м* среди каменной соли с карналлитом встречены отдельные гнезда серого тонкозернистого глиноподобного ангидрита, который образует псевдоморфозы по карналлиту.

Наиболее тесный парагенезис карналлита с галитом, бишофитом, сильвином, кизеритом и ангидритом.

Сильвин (KCl) — один из главных породообразующих минералов калийно-магниевой зоны, слагает сильвинит и сильвиновые породы вместе с галитом; как примесь встречается в каменной соли и карнал-

литовой породе. Находится всегда в виде неправильной формы зерен с извилистыми контурами, содержит включения галита и микровключения галита и ангидрита. По окраске выделяются бесцветный сильвин и молочно-белый, наиболее часто встречающийся, а также розовый, красный, кирпично-красный. Молочно-белый сильвин содержит большое число микровключений галита и газовых пузырьков, что

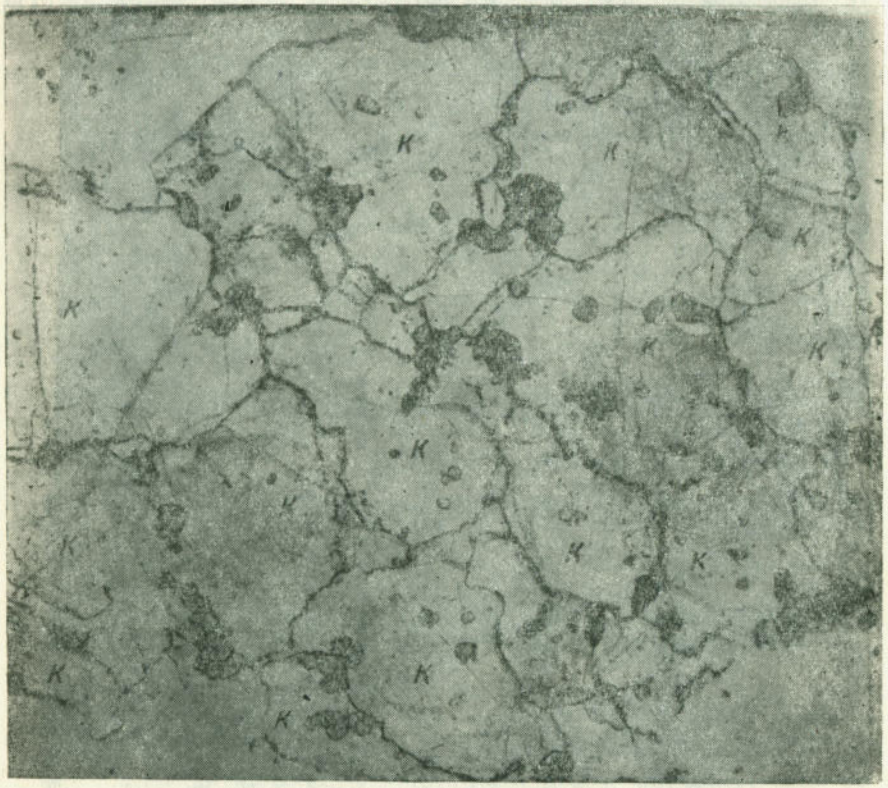


Рис. 7. Крупные зерна карналлита (*к*) в карналлитовой породе. Мелкие округлые зернышки — галит. Шлиф, × 2,5; без анализатора.

видно при больших увеличениях в шлифах под микроскопом (рис. 10). Розовый, красный и кирпично-красный сильвин содержит в тех или иных количествах тонкодисперсные скопления гидроокислов железа.

Окрашивание зерен сильвина гидроокислами железа — явление вторичное. Под микроскопом в шлифах видно, что тонкодисперсное красящее вещество проникает по микротрещинкам и микропорам и распределяется неравномерно; более густо — по краям зерен и около включений и менее густо — в центральных частях зерен. В породе окраска распространена пятнами и окрашенные участки

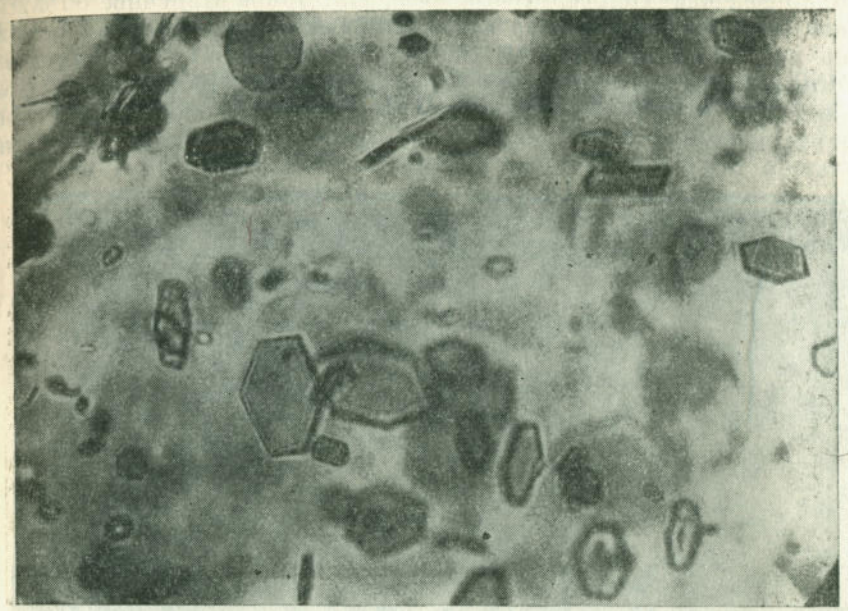


Рис. 8. Гексагональные чешуйки гематита в кирпично-красных зернах карналлита располагаются беспорядочно. Шлиф, × 350; без анализатора.

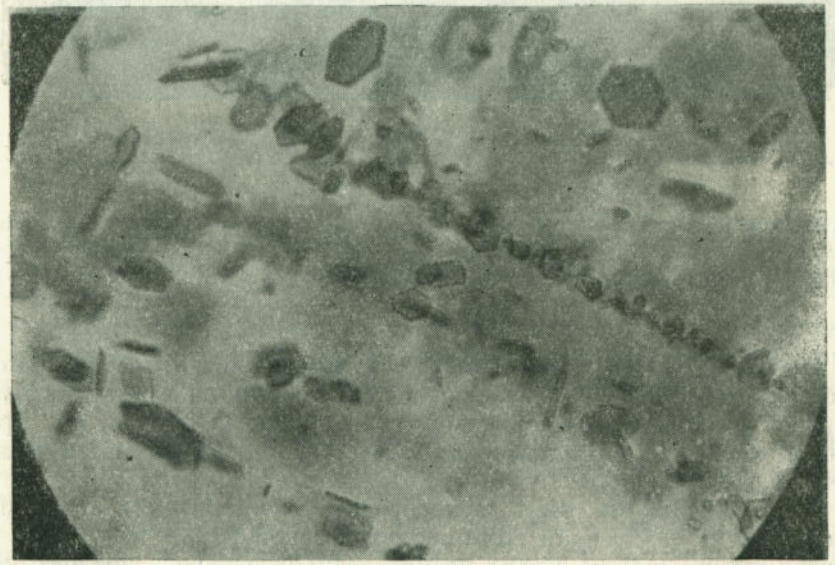


Рис. 9. Закономерное распределение гематита по зонам роста карналлитового зерна. Шлиф, × 350; без анализатора.

обычно содержат галопелитовый материал. Такое вторичное окрашивание сильвина известно во всех калийных месторождениях и описано для Верхнекамского В. Н. Дубининой [1954], Предкарпатья и Жилянского месторождения В. В. Лобановой [1956, 1960а], Старобинского — Я. Я. Яржемским [1960]. Сильвин находится в тесном парагенезисе со всеми соляными минералами, особенно

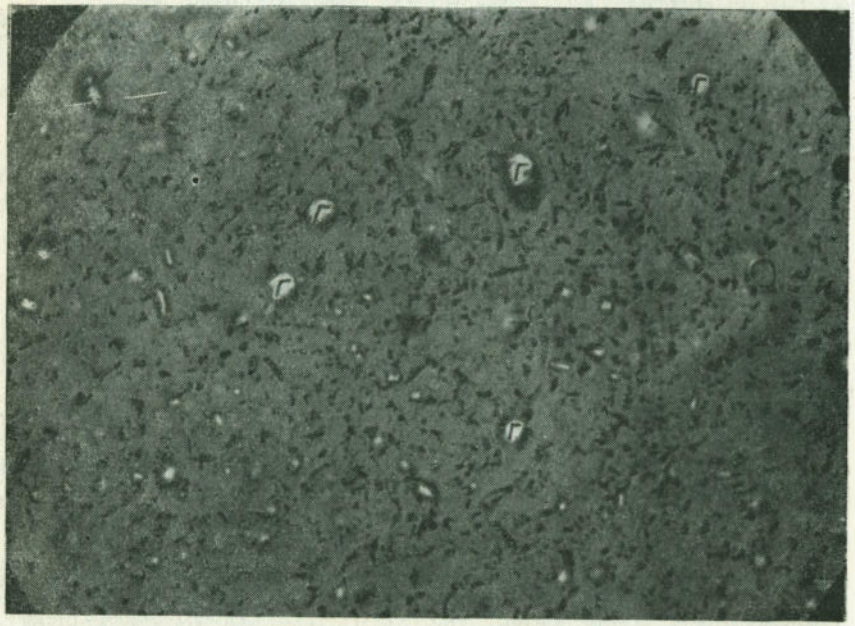


Рис. 10. Микровключения рапы и газа (темное), а также галита (светлого — *г*) в молочно-белом зерне сильвина. Шлиф, × 350; без анализатора.

с галитом и карналлитом. Тесными парагенетическими взаимоотношениями связан он с полигалитом, который в ряде случаев образуется по сильвину.

СУЛЬФАТЫ

Ангидрит ($CaSO_4$) из сульфатных минералов является самым распространенным. Он слагает довольно мощные слои ангидритовой породы, карбонатно-ангидритовой, галитово-ангидритовой, как примесь присутствует в том или ином количестве во всех соляных породах Челкара.

Формы ангидрита очень разнообразны. Главная масса ангидрита представлена мелкозернистыми изометрической формы чешуйками — первая его генерация. Очень распространены хорошо образованные кристаллы ангидрита короткопризматические, длиннопризматические, таблитчатые. Встречаются крупные кристаллы ангидрита раз-

мером 2—5 *мм*. В результате процессов перекристаллизации образуются лучистые и радиально-лучистые агрегаты, встречаются нередко зубчатые его кристаллы, причем зубчатость развита по длинной стороне в направлении, перпендикулярном спайности. Такая форма ангидрита описана В. Н. Дубининой [1954] для Верхнекамского месторождения калийных солей. Ангидрит дает псевдоморфозы по галиту, при этом прослеживаются различные стадии процесса



Рис. 11. Псевдоморфозы ангидрита по карналлиту. Шлиф, × 30; ник. + .

замещения галита ангидритом. В результате получаются зерна ангидрита агрегатного строения; форма их соответствует форме зерен галита.

Известны псевдоморфозы ангидрита по карналлиту, причем они имеют здесь отчетливую зональную структуру (рис. 11). Ангидрит находится в самом тесном парагенезисе со всеми соляными минералами.

Гипс ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) встречается на контакте соляной толщи и ангидритово-гипсовой и является здесь продуктом гидратации ангидрита.

В некоторых случаях гипс был встречен в сильвините в виде хорошо образованных кристаллов размером до 1 *см*. Однако природа его образования пока неясная. Отдельные кристаллы гипса встречены также Я. Я. Яржемским в соляных породах Индера.

Кизерит ($MgSO_4 \cdot H_2O$) слагает кизеритовую породу; встречается как примесь в каменной соли, образуя кизеритовые слоечки и гнезда; в виде небольших скоплений и рассеянной примеси встречается в бишофитовой породе. Он находится в виде мелких зерен изометрической формы, которые иногда имеют двойниковое строение (размер 0,05—0,2 *мм*). Бесцветный, в плотных массах белый и светло-серый. На воздухе довольно быстро переходит в эпсомит.

Кокимбит [$(FeAl)_2(SO_4)_3 \cdot 9H_2O$)] является редким минералом, а в соляных породах его присутствие еще нигде ранее не было отмечено. Он известен в районах фумарольной деятельности (рудники Юнайтед-Верде, Джером, Аризона), в целом ряде районов Чили как продукт окисления пирита. В Советском Союзе описан в последнее время в зоне окисления нефтяных и газовых месторождений полуострова Челекен [Будько, 1962] и в других местах. По химическому составу это — водный сульфат трехвалентного железа, в котором железо частично замещено алюминием. Нами кокимбит был установлен при изучении карбонатно-глинистой породы, вскрытой скв. 336 на глубине 403,2—416,4 и 481,4—528,6 *м*.

Макроскопически заметных скоплений он не образует, обнаруживается лишь в шлифах и в иммерсионных препаратах. В породе он находится в рассеянном виде или в виде вростков в галит или же располагается по микротрещинкам и имеет при этом микроволокнистую текстуру. Формы нахождения кокимбита представлены на рис. 12, 13, 14 и 15. Облик призматический или изометрически-зернистый, реже волокнистый. Кокимбит был установлен нами сначала по оптическим свойствам. Одноосный, оптически положительный, показатели преломления по $Ng = 1{,}572 \pm 0{,}002$, по $Np = 1{,}537 \pm 0{,}002$; эти данные вполне соответствуют константам, приведенным в справочной литературе.

Рентгенометрическое изучение (табл. 2) подтвердило, что исследуемый нами минерал является кокимбитом. Химический состав комимбита не изучался из-за отсутствия в достаточном количестве чистого материала. Выделить кокимбит в значительных количествах в чистом виде из карбонатно-глинистой породы невозможно, хотя кокимбита в породе довольно много.

Химические анализы кокимбитсодержащей карбонатно-глинистой породы показали наличие окислов трехвалентного железа и алюминия, что косвенно подтверждает присутствие в породе кокимбита. О растворимости кокимбита в литературе приводятся противоречивые данные. По нашим наблюдениям, в холодной воде кокимбит растворяется очень слабо, но при обработке водой он меняет свой облик и оптические свойства (об этом в литературе не указывается).

После обработки водой галита, содержавшего включения кокимбита, последний выделяется в нерастворимый в воде остаток, но меняет при этом показатели преломления. В нерастворимом в воде остатке вместо кокимбита появляются зерна неопределенной формы с низким двупреломлением и низкими показателями преломления $Ng = 1{,}492$; $Np = 1{,}489$. Кокимбит же с нормальными для него

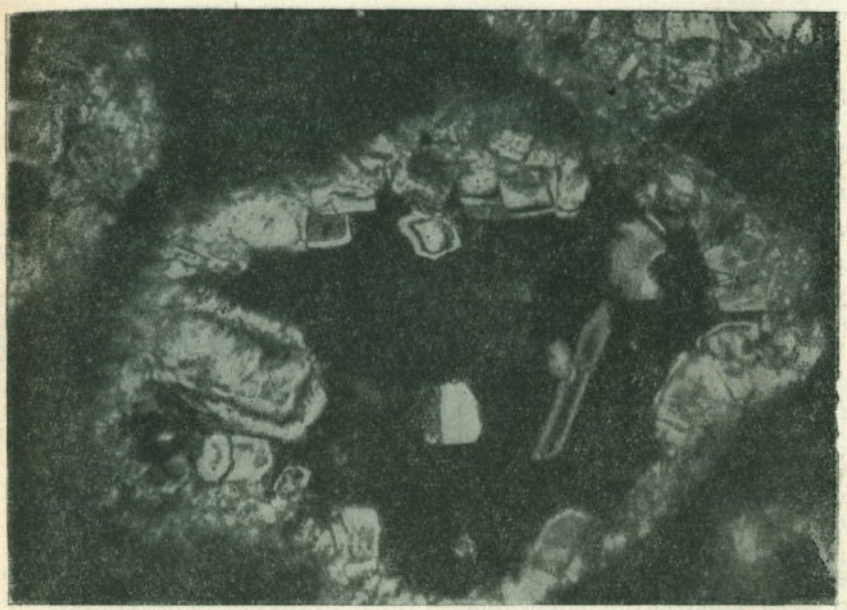


Рис. 12. Призмы кокимбита, врастающие в зерно галита. Шлиф, × 70; ник. + .



Рис. 13. Зерна кокимбита (белое), растущие по краям кубиков галита. Темное — карбонатно-глинистая масса. Шлиф, × 30; ник. + (не полностью).

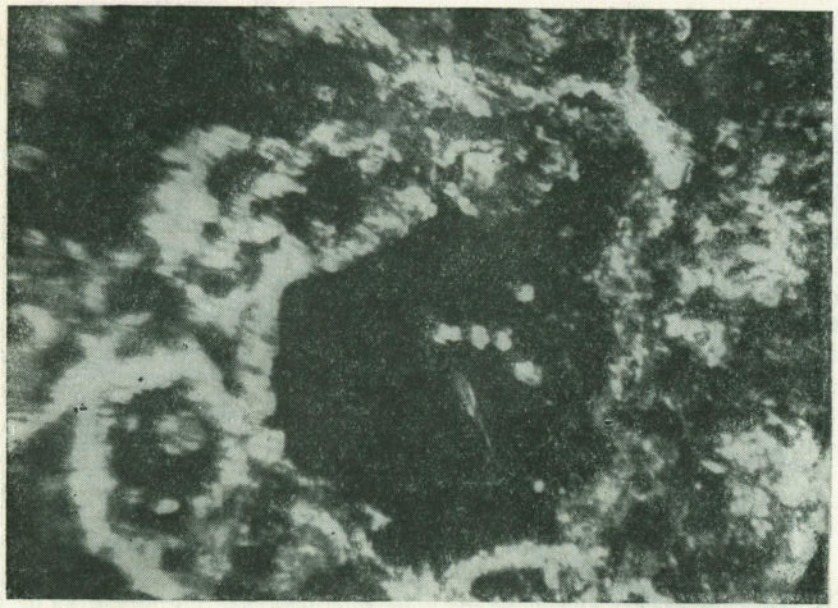


Рис. 14. Петельчатая структура кокимбитсодержащей карбонатно-глинистой породы. Светлое — кокимбит; темное — карбонатно-глинистый материал с галитом. Шлиф, × 40; ник. +.

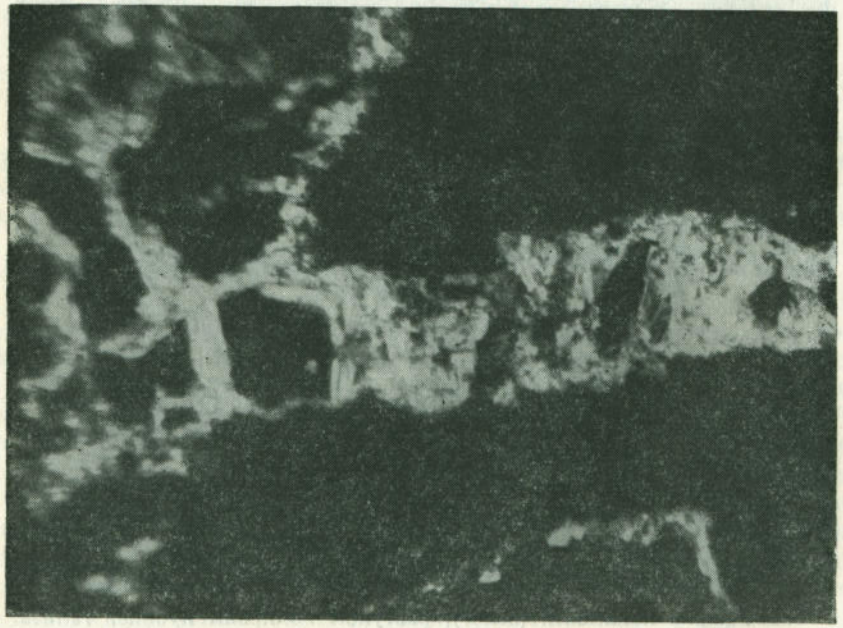


Рис. 15. Заполнение трещинок кокимбитом (светлое) с галитом (темное) в карбонатно-глинистой породе. × 60.

ТАБЛИЦА 2

Результаты рентгенометрического изучения кокимбита

I	Челкар, скв. 336, гл. 528 м $\frac{d\text{Å}}{n}$	I	Челекен $\frac{d\text{Å}}{n}$	I	Челкар, скв. 336, гл. 528 м $\frac{d\text{Å}}{n}$	I	Челекен $\frac{d\text{Å}}{n}$
4	12,20	—	—	3	2,226	—	—
4	11,22	—	—	6	2,116	—	—
—	5,71	—	—	1	2,003	—	—
2	5,47	5	5,4	3	1,947	—	—
2	4,36	7	4,6	3	1,872	5	1,86
10	3,56	7	3,63	2	1,826	—	—
7	3,40	9	3,36	2	1,751	5	1,77
5	2,880	6	3,03	5	1,704	6	1,69
8	2,773	10	2,76	2	1,656	—	—
1	2,623	—	—	1	1,518	—	—
1	2,518	5	2,53	1	1,487	5	1,48
4	2,336	5	2,30				

оптическими свойствами или исчезает полностью или остается в виде единичных зерен. Такое же явление — изменение оптических свойств минерала после обработки его водой — наблюдалось нами при изучении боросиликата сирлезита [Лобанова, 1960б]. В шлифах видно, что кокимбит является более поздним образованием, чем вмещающая его порода. Он выполняет трещины, дает каемки по краям зерен галита и глинистых агрегатов, образуя петельчатую структуру (см. рис. 14 и 15), врастает в виде призматических кристаллов в зерна галита (см. рис. 12). Кокимбит — минерал зоны окисления, и присутствие его указывает на наличие интенсивных окислительных процессов, происходящих в карбонатно-глинистой породе.

Кокимбит в заметных количествах, которые позволили провести исследования по его диагностике, встречен лишь в указанной выше породе, вскрытой скв. 336. Очень небольшие количества кокимбита были установлены нами впоследствии в целом ряде образцов. В скв. 265 на глубине 695,0—669,0 *м* в очень измененной брекчиевидной породе, сложенной сильвином с карналлитом и глинисто-карбонатным материалом, также было встречено небольшое количество кокимбита, приуроченного к карбонатно-глинистой массе. В этой же скважине на ряде интервалов в нерастворимых в воде остатках также встречены единичные зерна кокимбита (измененного). Так, на глубине 342,3—392,0 *м* — в карналлитовой породе, 504,7—539,0 *м* — в слоистой породе, представленной перемежающимися каменной солью, бишофитовой и карналлитовой породами, 550,7—573,6 *м* — в галит-карналлитовой породе. В скв. 284 единичные зерна измененного кокимбита встречены в нерастворимом в воде остатке кизерит-карналлитовой породы, в скв. 285 на глубине 410,0—411,0 *м* — в нерастворимом в воде остатке ангидритово-карналлитовой породы.

Небольшая примесь кокимбита встречена также в кизеритовой породе из скв. 252 на глубине 439,5—445,0 *м*. В скв. 461 кокимбит встречен в карбонатно-глинистой породе, похожей на кокимбитсодержащую карбонатно-глинистую породу, вскрытую скв. 336. Таким образом, хотя и в очень малых количествах, при внимательном изучении минералогического состава пород кокимбит обнаруживается в целом ряде случаев.

Полигалит ($2CaSO_4 \cdot MgSO_4 \cdot K_2SO_4 \cdot 2H_2O$) в соляной толще Челкара распространен сравнительно мало. Он встречается лишь как примесь, обычно небольшая, в каменной соли, где слагает тонкие микропрослои вместе с ангидритом, однако он всегда здесь сопровождается небольшой примесью сильвина и, видимо, образуется по этому минералу. В сильвинитах также встречается небольшая примесь полигалита, который здесь имеет вторичный характер и развивается по сильвину.

В скв. 122 в слоистой ангидритово-галитовой породе с калиборитом встречаются слои полигалита, сложенные тонкодисперсной его разностью, из которой растут округлые сферолитовые образования (рис. 16). Здесь полигалит, видимо, имеет первичное происхождение. Для полигалита характерны призматические кристаллы, часто двойникового строения. В результате перекристаллизации полигалит образует шестоватые кристаллы, лучистые и радиально-лучистые агрегаты (рис. 17, 18, 19).

Целестин ($SrSO_4$) встречается как очень небольшая примесь в ангидритовых породах, особенно в надсоленосной гипсово-ангидритовой толще [Лобанова, 1960в]. Как очень небольшая примесь, заметная лишь в нерастворимых в воде остатках, целестин установлен в каменной соли, сильвините, карналлитовой породе. Здесь он встречается в виде дендритовых образований. В некоторых случаях в легкорастворимых соляных породах встречаются более крупные скопления целестина, они хорошо видны в шлифах и заметны даже макроскопически. В скв. 112 на глубине 308,15—309,15 *м* в слоистой каменной соли с гнездами карналлита встречены относительно крупные скопления целестина в виде новообразований. Здесь наблюдается пойкилитовое прорастание целестином каменной соли, как это хорошо видно на рис. 20.

В нерастворимом в воде остатке можно видеть под бинокулярной лупой неправильные зерна целестина с пустотами внутри, которые были ранее заполнены галитом. В шлифах видно, что целестин при своем образовании захватывает ангидрит, который и находится в нем в большом количестве в виде микровключений. В скв. 269 в ангидритовой породе целестин находится в виде небольших (0,2—0,7 *мм* в диаметре) шаровидных образований, рассеянных среди основной ангидритовой массы.

Эпсомит ($MgSO_4 \cdot 7H_2O$) в основном фиксируется как продукт изменения кизерита при лежании его на воздухе; здесь он является бесспорно вторичным минералом. Однако в ряде случаев эпсомит встречается в каменной соли в виде включений

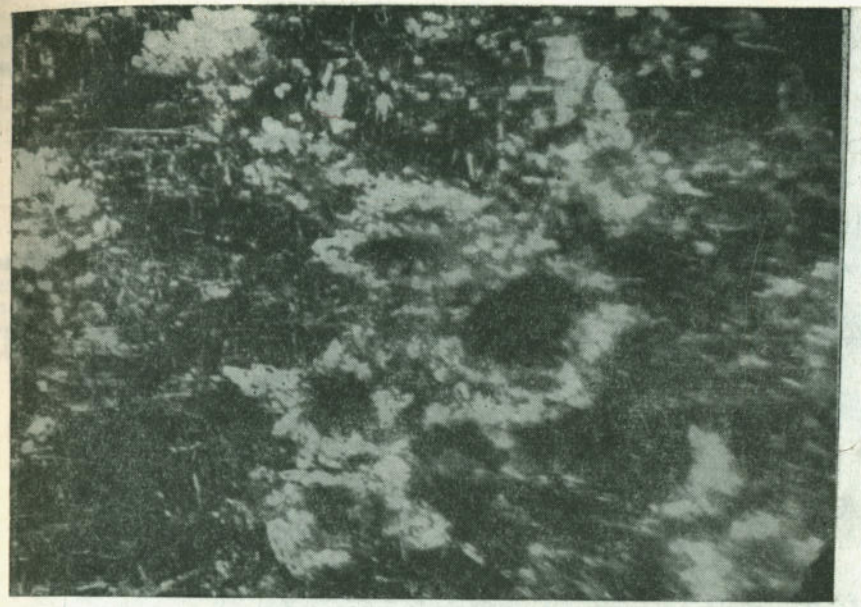


Рис. 16. Сферолиты полигалита в тонкозернистом полигалитовом слойке. В центре сферолитов темный тонкодисперсный материал. Венчики сложены шестоватым полигалитом (светлое). Вся основная масса — галит с тонкозернистым полигалитом. Шлиф, × 60; ник. +.



Рис. 17. Агрегатные скопления полигалита и призматические кристаллы его, врастающие в галит (черное). Шлиф, ×60; ник. +.



Рис. 18. Шестоватые образования и сростки кристаллов полигалита в каменной соли. × 30; ник. +.

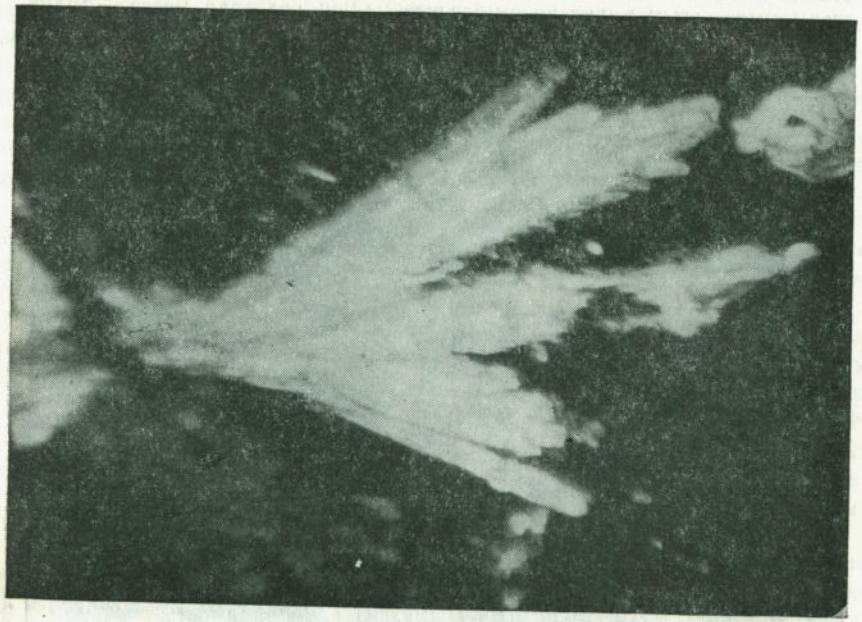


Рис. 19. Радиально-лучистые агрегаты полигалита из полигалитового прослоя в каменной соли. × 40; ник. +.

в галите. Такие образования эпсомита встречены в каменной соли скв. 217. Возможно, что эпсомит здесь является продуктом седиментации.



Рис. 20. Пойкилитовое прорастание целестином (*ц*) каменной соли (*г* — галит; темное — галопелитовый материал). Скопления целестина имеют единую оптическую ориентировку. Шлиф, × 30; без анализатора.

КАРБОНАТЫ

В соляной толще Челкарского поднятия из минералов группы карбонатов встречаются доломит и магнезит. Эти минералы являются главной частью или примесью карбонатно-ангидритовых пород, залегающих внутри соляной толщи, в очень небольших количествах встречаются иногда как примесь в каменной соли. Находятся обычно в виде микрозернистых образований, иногда в виде гексагональных пластинок.

ФТОРИДЫ

Из соединений фтора как акцессорные минералы встречаются флюорит CaF_2 и селлаит MgF_2. Они обнаружены только при изучении нерастворимых в воде остатков. Флюорит встречается в каменной соли, карналлитовой породе, ангидритах. Селлаит встречен лишь один раз в нерастворимом в воде остатке карналлитовой породы (скв. 336, гл. 681,8—682,6 *м*).

К этой группе относится лишь один новый минерал татарскит.

Татарскит ($Ca_3Mg[CO_3SO_4Cl_2(OH)]3{,}5H_2O$) встречен в ангидрите, залегающем среди комплекса калийно-магниевых пород, вскрытых скв. 289. Здесь были встречены небольшие скопления неизвестного минерала на глубине около 850—900 *м*. Данные кристаллооптического изучения, химического, рентгенометрического и термического анализов показали, что минерал новый и что он имеет сложный химический состав [Лобанова, 1963].



Рис. 21. Выделение татарскита (*T*) в ангидритовой породе. Шлиф, ×36; без анализатора.

Татарскит имеет очень ограниченное распространение; случаи его нахождения единичны, наибольшая величина мономинеральных выделений его достигает 2—3 *см* в сечении (рис. 21). Он встречен в ангидритовой породе с примесью галита, бишофита, магнезита, хильгардита и стронциохильгардита. Порода серая и голубовато-серая, слабо битуминозная, влажная, на вкус горько-соленая. Текстура неоднородная, пятнистая. Среди основной мелкозернистой ангидритовой массы, иногда с примесью тонкозернистых карбонатов, отмечаются гнездообразные скопления магнезита. Бишофит и галит пронизывают всю породу в виде микрокристаллических выделений и образуют более крупные зернистые скопления. Порода трещиноватая, по трещинам развит галит, магнезит, ангидрит. Весь облик породы указывает на широкое развитие в ней вторичных процессов, выразившихся главным образом в перераспределении ангидрита, галита, хильгардита и татарскита с образованием крупнозернистых агрегатов. Татарскит, находящийся в этой породе, образует макроскопически заметные скопления в виде прозрачных крупнозернистых выделений и мелкозернистых образований.

Изучение в шлифах показало, что минерал имеет вторичное происхождение. Он выполняет пустоты в мелкозернистом ангидрите,

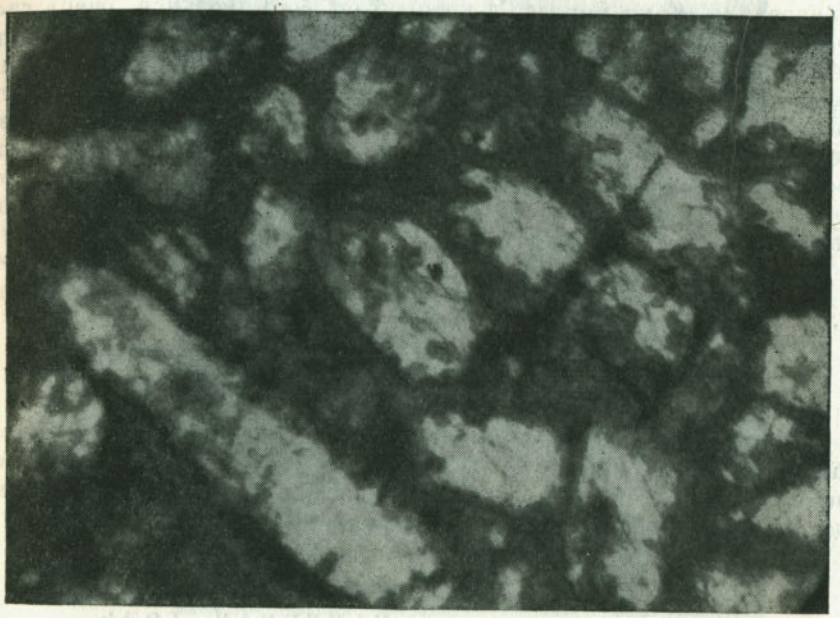


Рис. 22. Псевдоморфозы татарскита (белое) по несохранившемуся минералу призматической формы в ангидритовой породе (темная основная масса). Шлиф, × 150; ник. +.

причем целые участки татарскита имеют единую оптическую ориентировку. Такое пойкилитовое прорастание зернистой ангидритовой массы свидетельствует о более позднем его образовании, чем вмещающая порода. Об этом же свидетельствуют псевдоморфозы татарскита по минералу призматической формы, отложившемуся среди ангидритовой массы, но, видимо, оказавшемуся неустойчивым. Татарскит развивается в контурах этого минерала в виде каемок по краям вплоть до образования метакристальных псевдоморфоз (рис. 22). В соответствии с морфологическим обликом несохранившегося минерала татарскит имеет форму длинно- или короткопризматических кристаллов, реже — образований неправильной формы. Такие же псевдоморфозы образует и ангидрит, причем он имеет здесь агрегатное строение.

Таким образом, начальная стадия образования татарскита характеризуется выделением его в пустотах ангидритовой породы в результате взаимодействия компонентов, слагающих породу (галит, ангидрит, карбонаты) с высококонцентрированными растворами, пропитывающими ее. В дальнейшем в процессе концентрации вещества татарскита образовывались свободные от примесей его скопления, хорошо заметные макроскопически.

Необычайно сложный состав и редкие случаи образования татарскита свидетельствуют о сложных специфических условиях его образования. Сама порода, в которой он формировался, очень своеобразна, так как представляет собой сочетание ангидрита и бишофита. Ангидрит в ней составляет 80—85%. Образование ангидритовой породы соответствует периоду рассолонения в бассейне и притока большого количества пресных вод, несущих кальций. Бишофит в эту стадию образоваться не мог. Наличие в породе бишофита, а также неоднородное пятнистое ее строение указывает на то, что после отложения главной массы ангидрита осадок подвергся воздействию сильно концентрированных хлормагниевых растворов, вызвавших перераспределение первоначально отложившегося материала с частичным изменением его состава, отложением бишофита и образованием татарскита.

ПОРОДЫ СОЛЯНОЙ ТОЛЩИ ЧЕЛКАРСКОГО ПОДНЯТИЯ

Среди соляной толщи Челкарского поднятия выделяется калийно-магниевая зона, сложенная разнообразным комплексом пород, формировавшимся в конечную стадию галогенного процесса. Главными здесь являются каменная соль, сильвиниты и сильвиновые породы, карналлитовые, кизеритовые и бишофитовые породы.

КАМЕННАЯ СОЛЬ

Каменная соль слагает главную массу всей соляной толщи Челкарского поднятия и вскрыта всеми глубокими скважинами. В основной массе каменная соль очень однообразна по своему химическому и минералогическому составу. Сложена она галитом и небольшой примесью ангидрита. Галит составляет 95—98, ангидрит — 2—5%. Встречаются единичные зерна терригенных минералов, а также карбонатов (доломит). Очень часто встречается первично-слоистая каменная соль, в которой слоистость обусловлена наличием сезонных слоев ангидрита мощностью 0,2—0,5 *см* (рис. 23, 24). В такой породе хорошо видна ритмичность накопления осадков, отражающая сезонные колебания концентрации рассола. Ритмичность двухкомпонентная, каждый ангидритовый слой указывает на наличие нового ритма соленакопления, в разрезах наблюдается многократное повторение таких ритмов (галитовых и ангидритовых слоев). Мощность пластов каменной соли сотни метров, структура ее мелкозернистая, размер зерен около 0,2 *мм*. Форма зерен неправильная, часто изометрическая.

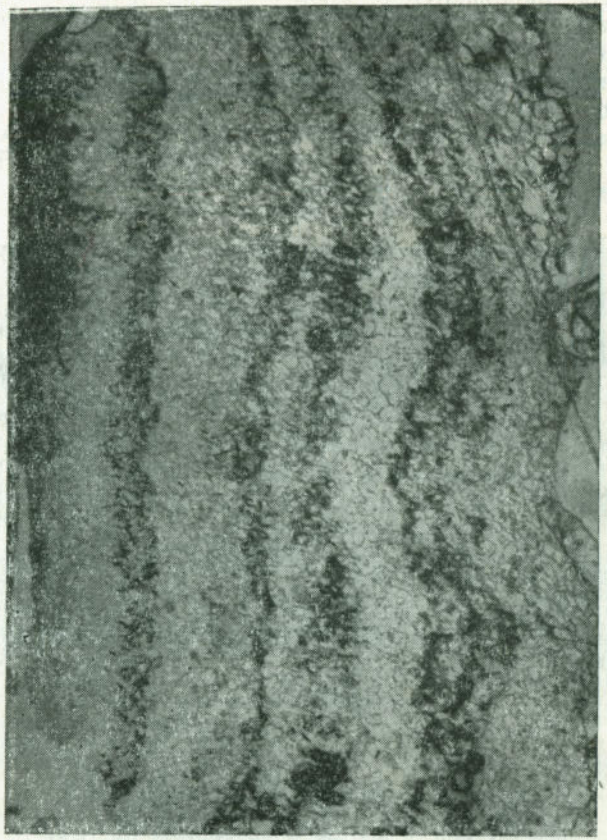


Рис. 24. Тонкослоистая текстура каменной соли. Светлое — прослои галита, темное — прослои ангидрита. Шлиф, × 2,5; без анализатора.



Рис. 23. Слоистая текстура каменной соли. Тонкие прослоечки сложены ангидритом.

В галите наблюдаются включения микрозернистого ангидрита. Зонально-кристаллическое строение, даже следы его, встречаются исключительно редко. Ангидрит в ангидритовых микропрослоях мелкозернистый, местами перекристаллизован с образованием более крупных кристаллов и лучистых агрегатов.

В ряде случаев каменная соль имеет массивную текстуру. Такая порода характеризуется крупными зернами (до 1—5 *мм*). Эта текстура также, видимо, первичная и соответствует длительному периоду

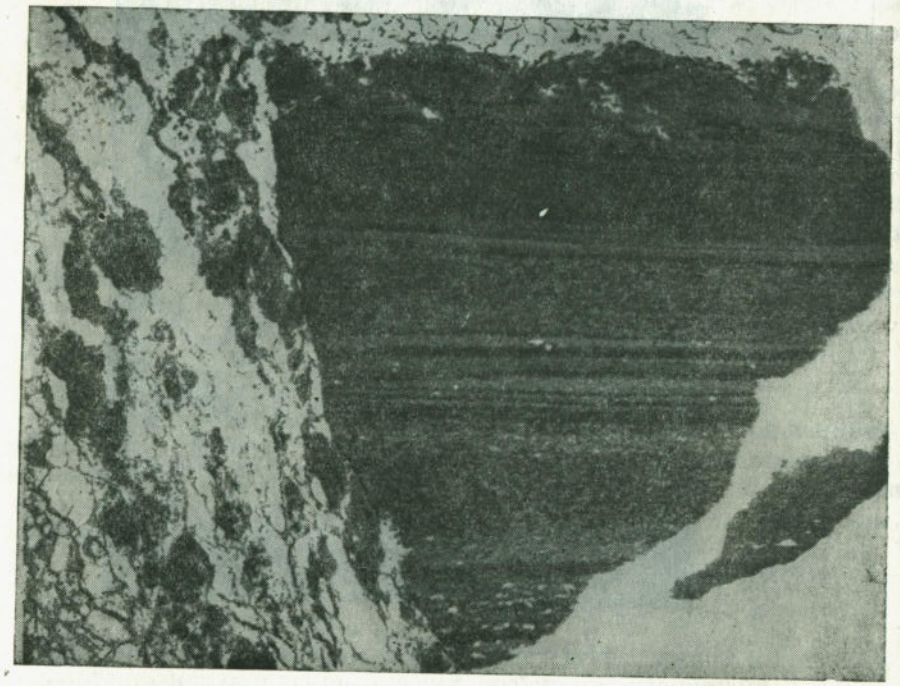


Рис. 25. Нарушенная текстура слоистой каменной соли. Прослои ангидрита (темное) разбиты и растащены. Шлиф, × 2,5; без анализатора.

садки галита. Ангидрит здесь присутствует в виде включений в галите и между зернами галита.

Вторичные текстуры, наблюдаемые в пластах каменной соли, обусловлены наличием соляной тектоники (рис. 25, 26). Это нарушенная слоистая текстура (слои ангидрита разорваны на отдельные кусочки), плойчатая (слои ангидрита изогнуты и закручены) и брекчиевидная (обломки ангидрита вдавлены беспорядочно в массу галита). В таких породах форма зерен галита удлиненная или как бы сплющенная.

Главная масса каменной соли светло-серая, практически бесцветная, но встречаются пласты окрашенной каменной соли, при

этом отмечаются два источника окраски — окислы железа и примеси тонкораспыленных галопелитовых частиц. Окислы железа придают каменной соли розовый, желтовато-розовый и красновато-розовый цвет. Окраска распределяется очень равномерно; в шлифах зерна галита бесцветные и прозрачные. Присутствие окислов железа, видимо, обусловлено механическим захватом их в коллоидном состоянии при кристаллизации галита.

Тонкораспыленные галопелиты окрашивают каменную соль в серые до черного цвета. На Челкарском поднятии встречается серая битуминозная каменная соль, иногда в ней отмечается капельная

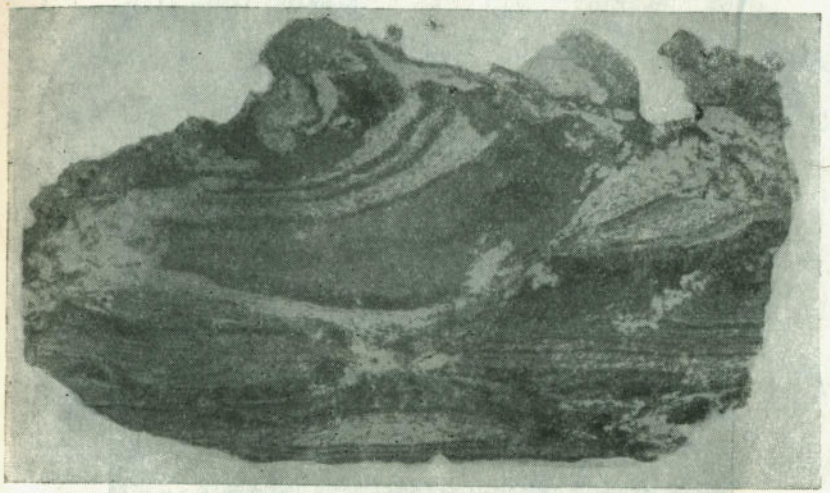


Рис. 26. Пример нарушений слоистой текстуры каменной соли с прослоями ангидрита (темное). Шлиф, × 1,5; без анализатора.

нефть. Маломощные слои каменной соли, залегающие внутри комплекса калийно-магниевых пород, непосредственно среди сильвинитов, карналлитовой и бишофитовой пород, более разнообразны по составу, текстурным и структурным признакам. Здесь кроме ангидрита встречается примесь сильвина, полигалита, карналлита, бишофита, кизерита.

В калийно-магниевой зоне распространена, кроме слоистой каменной соли с ангидритом, слоистая каменная соль с полигалитом. Она встречена в целом ряде скважин: 125, 252, 265, 227 и др. Обычно она окрашена равномерно в розовый или оранжево-розовый цвет. Слоистость обусловлена редко, через 15—20 *см*, слоями полигалита или полигалита с ангидритом (рис. 27, 28); к этим же прослоям приурочены редко рассеянные зерна сильвина. Здесь также отчетливо представляется двухкомпонентное ритмичное переслаивание каменной соли и полигалита, но началом ритма здесь являются галитовые слои, а слои полигалита с зернами сильвина знаменуют собой период

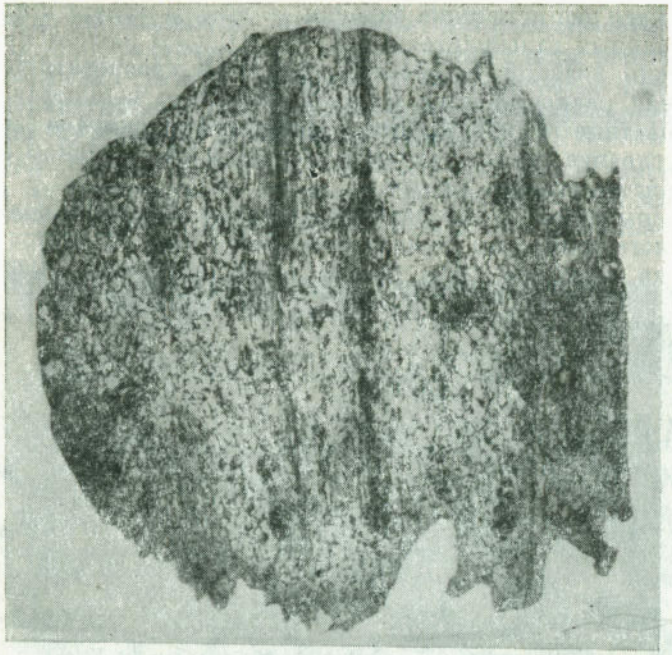


Рис. 28. Слоистая каменная соль с полигалитом в разрезе шлифа. Шлиф, × 25; без анализатора.

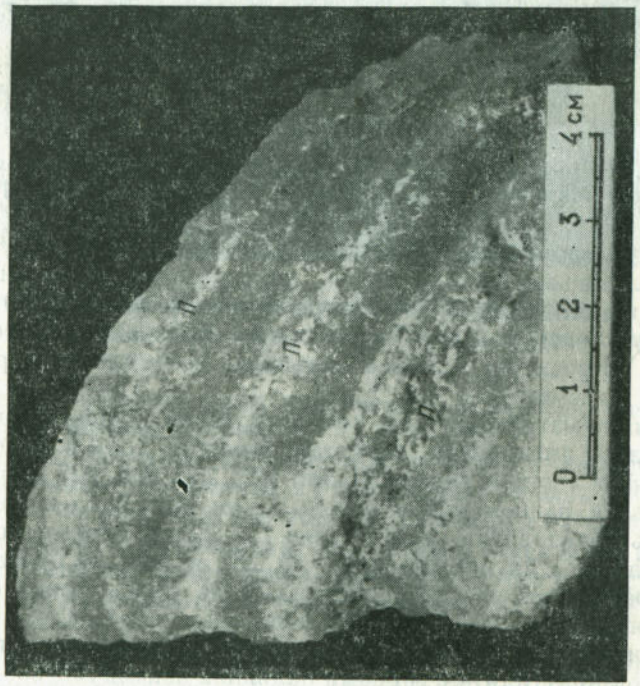


Рис. 27. Слоистая розовая каменная соль с полигалитом (*П*).

повышения концентрации рапы в бассейне. Об этом свидетельствуют находящиеся здесь зерна сильвина. Полигалит находится в тесном парагенезисе с сильвином, и часто видно, как полигалитовые кристаллы внедряются в сильвин и вытесняют его. Порода эта не носит следов сильных тектонических нарушений. В слоях галита очень часто в большом количестве наблюдается кристаллически-зональная структура, сохранившаяся почти полностью или же как следы.

В скв. 227 на глубине 660—663 *м* встречена белая каменная соль с ветвящимися микропрослоями полигалита. Здесь также отмечаются в слоях полигалита зерна сильвина; здесь же имеется значительная

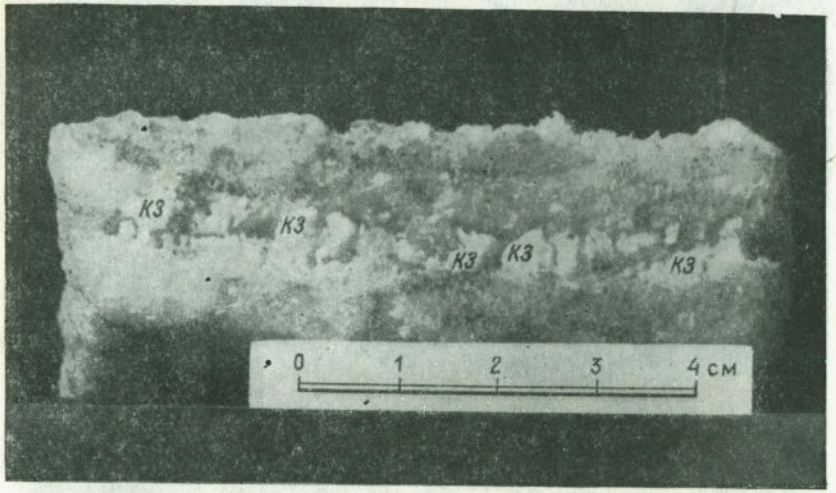


Рис. 29. Слоистая каменная соль с кизеритом (*КЗ*).

примесь ангидрита. Полигалит перекристаллизован в лучистые агрегаты, благодаря которым и получается ветвящийся рисунок полигалитовых слоев.

Очень характерной является слоистая каменная соль с кизеритом (рис. 29), встреченная в скв. 125, 247 и в целом ряде других. Слои каменной соли розовые, бледно-розовые и бесцветные, неравномерно перемежаются со слоями кизерита мощностью 5—7 *мм*. Кизерит мелкозернистый, белый, иногда бледно-зеленый. Он находится в виде мелкозернистой массы, местами собран в агрегаты различной величины от мелких до 2—3 *мм* в диаметре. При лежании на воздухе слои кизерита быстро разбухают, разрушаются и переходят в эпсомит, а вся порода покрывается его белым налетом.

В скв. 440 встречена темно-серая, почти черная каменная соль с кизеритом на глубине 560—590 *м*. Она имеет сильный битуминозный запах. Как показал химический анализ, порода на 95% сложена галитом; в ней имеется небольшая примесь ангидрита (1,6%)

и кизерита (1,52%). Нерастворимый в воде остаток составляет 0,87%, в соляной кислоте — 0,36%. Эти ничтожные примеси в тонком распылении придают породе темно-серую окраску, делают ее непрозрачной. Порода имеет слоистую текстуру, в шлифе под микроскопом хорошо видно, что главная масса, сложенная галитом, имеет своеобразную линзовидную структуру. Зерна галита все удлинены, лежат по слоистости и окаймлены тончайшим материалом. Кизерит в виде отдельных рассеянных зерен располагается по слоистости, причем

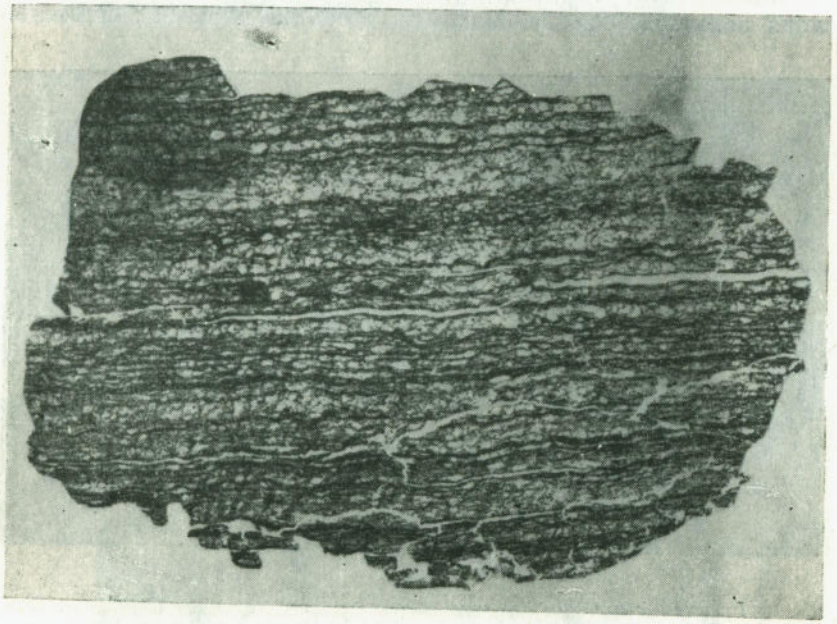


Рис. 30. Слоистая темно-серая, почти черная каменная соль в разрезе шлифа. × 2,5; без анализатора.

зерна его как бы вставлены в слои тонкозернистого материала, нисколько не нарушая слоистости. Тонкие микропрослои проходят сквозь кизеритовые зерна.

В скв. 435 на глубине 637,4—717,9 *м* вскрыта тонкослоистая темно-серая (до черной) каменная соль с битуминозным запахом (рис. 30). Как показали исследования нерастворимого в воде остатка, он представляет собой ангидрит очень тонкозернистый, пелитоморфный. Это и приводит к тому, что каменная соль имеет темно-серый (до черного) цвет. Здесь галит имеет местами зернистое строение, местами — вид микролинзочек, окруженных со всех сторон тонким ангидритовым материалом. Такая линзовидная форма зерен галита получается, видимо, в результате перекристаллизации первично выпавшего микрозернистого галита. Микролинзочки галита оказы-

ваются изолированными друг от друга, и в пределах каждой из них идет процесс перекристаллизации с образованием сплошных удлиненных зерен. В некоторых участках, еще не полностью перекристаллизованных, видно агрегатное строение таких удлиненных зерен. Таким образом, темный (до черного) цвет каменной соли обусловлен здесь наличием тонкодисперсного ангидрита, а удлиненные зерна галита необычной для него формы являются результатом перекристаллизации мелкозернистого галита.

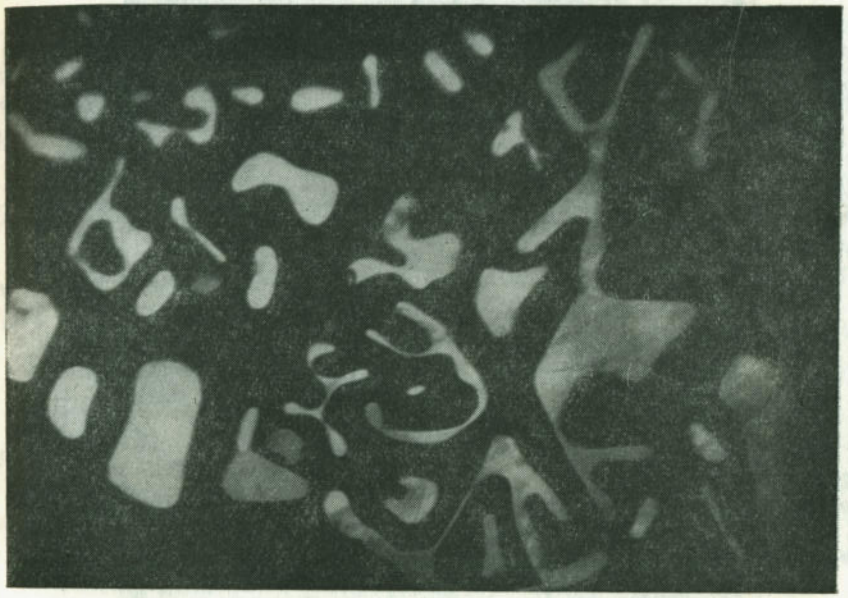


Рис. 31. Вростки карналлита в шпатовой каменной соли; тонкая пластинка галита, × 30; ник. +.

В шпатовой соли встречаются своеобразные микровключения карналлита в виде изогнутых канальцев, полостей неправильной формы (рис. 31). Пространственное расположение этих микровключений хорошо наблюдать в тонких пластинках галита (толщиной около 2 *мм*) под стереоскопическим микроскопом МПС-1. Здесь видно, что микровключения карналлита представляют собой тонкие пленки (толщиной 0,1—0,2 *мм*), расположенные на плоскостях роста галита в периферийной части зерен и не на всей поверхности, а лишь на отдельных участках. Это можно объяснить тем, что для сплошного нарастания, видимо, требуется сильное пересыщение раствора по карналлиту; в данном же случае высокие концентрации по карналлиту создавались лишь в отдельных участках и в них образовывались его скелетные формы. Все образования карналлита, расположенные на одной грани галита, имеют единую оптическую ориентировку.

СИЛЬВИНИТЫ И СИЛЬВИНОВЫЕ ПОРОДЫ

Галит и сильвин слагают двухкомпонентную породу, в которой эти минералы имеют различные количественные соотношения. На Челкаре выделяются две главные разновидности пород, в которых породообразующим калийным минералом является сильвин: 1) сильвиниты с содержанием сильвина 20—50% (обычно 30—50%, остальная масса сложена галитом с небольшой примесью ангидрита обычно

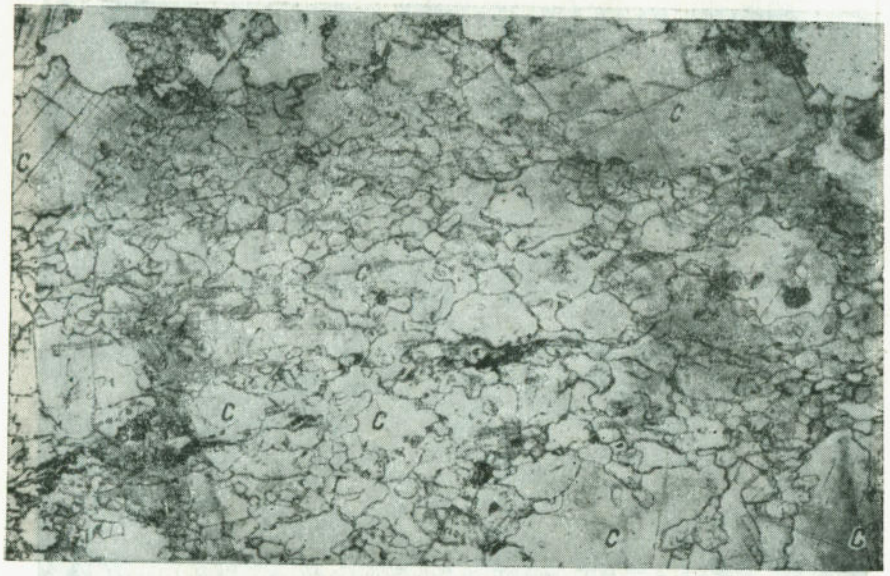


Рис. 32. Неравномернозернистая текстура сильвинита (*г* — галит, *с* — сильвин). Шлиф, × 2,5; без анализатора.

до 5%, иногда полигалита), 2) сильвиновые породы (или богатые и весьма богатые сильвиниты), в которых сильвин является главным породообразующим минералом и содержание его составляет более 50, обычно 60—70% и доходит до 90—95%, а остальная часть представлена галитом с ничтожной примесью ангидрита, около 1%.

Сильвиниты вскрыты большим числом скважин: 314, 321, 289, 277, 273, 265, 264, 267, 68, 82, 156, 213, 127, 126, 125, 229, 329 и др. В сильвинитах галита обычно несколько больше, чем сильвина, или примерно одинаково. Сильвиниты большей частью бесцветные, но бывают окрашены в красновато-бурый, розовато-бурый цвет. Встречаются также голубые сильвиниты; в таких сильвинитах окраска часто распределяется неравномерно, пятнами.

Порода характеризуется обычно массивной, реже неяснослоистой текстурой и тесным смешением слагающих компонентов (рис. 32). Контуры зерен обоих минералов очень неправильные и извилистые,

особенно сильвина. Структура равнозернистая, размер зерен галита и сильвина 3—4 *мм*. Часто наблюдается слияние отдельных зерен сильвина в неопределенной формы массу. Галит бесцветный и прозрачный, иногда голубой и лиловато-голубой; голубая окраска

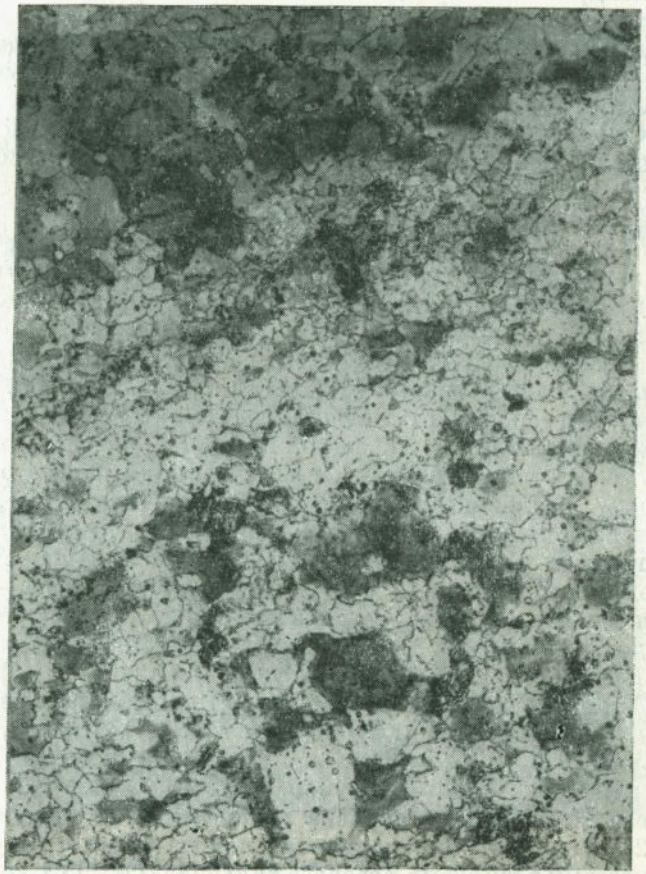


Рис. 33. Разнозернистая структура молочно-белого сильвина. Молочно-белый сильвин на фотоснимке кажется темным из-за большого количества микровключений (плотная оптическая среда). Шлиф, × 2,5; без анализатора.

имеет пятнистое распределение и приурочена к контактам с сильвином. Сильвин молочно-белый или матовый и буровато-коричневый. Непрозрачность зерен (рис. 33) обусловлена огромным числом микровключений галита разнообразной формы, густо расположенных в их теле.

Окраска сильвина в красный и буровато-красный цвет обусловлена гидроокислами железа, проникающими от краев зерен к центру.

Они наиболее густо располагаются по периферии — затухают к центру зерен. Окислы железа здесь находятся в виде тончайшей и криптокристаллической массы и имеют пятнистое распределение.

Постоянной примесью породы, хотя и небольшой (5—7%), является ангидрит. Он находится в виде мелкозернистой массы, широко- и тонкопризматических кристаллов, а также в пелитоморфном виде. Ангидрит тяготеет к галиту, чаще присутствует в виде микровключений в зернах галита, кроме того, находится в промежутках между зернами галита и сильвина. В некоторых сильвинитах встречается примесь полигалита, обычно наряду с ангидритом. Полигалит здесь является более поздней генерацией и образуется по сильвину, вытесняя его. Контакт сильвина с полигалитом очень неровный. Полигалит же, находящийся в галите, имеет с ним прямые линии контакта. В сильвинитах иногда встречается небольшая примесь карналлита. Отдельные зерна располагаются беспорядочно между зернами галита, где карналлит образует небольшие гнезда.

Сильвиновые породы (или богатые и весьма богатые сильвиниты) вскрыты целым рядом скважин: 112, 127, 151, 224, 236, 239, 247, 338 и др. Эти породы, как уже отмечено выше, характеризуются высоким содержанием сильвина, количество которого иногда составляет 90—95%, т. е. в этих случаях мы имеем мономинеральную сильвиновую породу. Сильвиновые породы обычно бесцветные, иногда окрашены неравномерно в бледно-розовые и буровато-красные цвета, а также в голубой и синевато-голубой. Особенно большая мощность сильвиновой породы вскрыта скв. 247 на глубине 289,1—344,5 *м*, пройденная мощность 54,9 *м*. Содержание сильвина здесь составляет 60—75%, достигает 90—95% и лишь на отдельных интервалах — 44—47%. Кроме сильвина присутствует галит (10—15%) и очень небольшая примесь ангидрита (1—2%). Порода характеризуется однородным сложением и крупнозернистой структурой, размер зерен сильвина 1,5—2,0 *мм*. Цвет полупрозрачный белый, местами розовый пятнистый, местами голубой.

В разрезе по вертикали окраска распределяется следующим образом: от 284,9 до 295,1 *м* сильвиновая порода белая с голубоватым оттенком, местами с гнездами розового сильвина. От 295,1 до 296 *м* — порода имеет розовый и бледно-розовый цвет, от 296 до 347,7 *м* — светло-голубая, местами густо-синяя, местами светло-серая с пятнами розовато-красного и серого цвета. Таким образом, видно, что окраска распределяется в породе очень неравномерно, пятнами и отдельными участками. Изучение сильвиновой породы в шлифах показало, что главная масса сложена зернами сильвина неправильной формы, тесно сросшимися друг с другом, размер зерен 1,5—2 *мм*. На фоне этой крупнозернистой сильвиновой массы беспорядочно в виде узелков рассеяны небольшие округлые и близкие к этой форме зерна галита. Чем богаче порода сильвином, тем мельче зерна галита и реже рассеяны в породе. Там, где сильвина меньше, зерна галита имеют более крупные размеры и слагают уже целые агрегаты среди

зерен сильвина, но размерами они остаются значительно меньше зерен сильвина (рис. 34).

Окраска сильвиновой породы (розовая и буровато-красная) обусловлена наличием беспорядочно рассеянных сгустков коллоидных окислов железа. Даже при больших увеличениях не удается увидеть

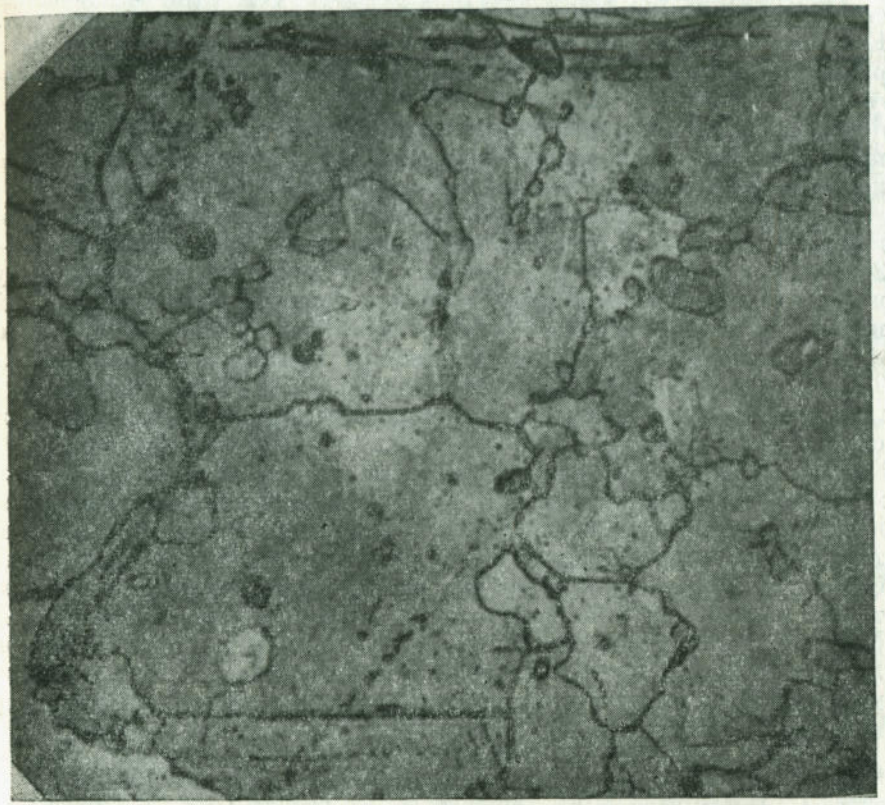


Рис. 34. Крупнозернистая сильвиновая порода, сложенная на 90% сильвином. Галит — в виде мелких округлых зернышек. Шлиф, × 2; без анализатора.

кристаллические формы. Эта окраска имеет вторичный характер. Она приурочена к скоплениям тонкодисперсного глинистого материала и распространяется из них в зерна сильвина от периферии к центру. Отдельные скопления буровато-красного цвета находятся между зернами галита и сильвина. Непрозрачность зерен сильвина обусловлена огромным числом микровключений. Эти микровключения представлены галитом, густо и беспорядочно расположенным в зернах сильвина. Микровключения настолько мелкие, что не действуют на поляризованный свет и кажутся темными в проходящем свете,

а в обыкновенном свете зерна сильвина кажутся матовыми. Голубые и синие участки сильвиновой породы — результат голубых пятен в зернах галита. Чем больше таких голубых пятен и чем равномернее они распределяются, тем гуще кажется цвет сильвинита.

В скв. 236 на глубине 318,5—321,4 *м* встречена голубая, даже синевато-голубая сильвиновая порода, равномерно окрашенная. Как показало изучение в шлифах, эта порода характеризуется густо рассеянными более или менее равномерно по всей породе зернами галита, и почти каждое зерно галита имеет одно пятнышко голубого цвета, а густое расположение этих пятнышек приводит к тому, что порода имеет интенсивную равномерно распределенную голубую или синюю окраску.

В скв. 151 на глубине 643—644 *м* вскрыта совсем бесцветная сильвиновая порода; среднее содержание сильвина в ней — 76, галита — 23, ангидрита около 1%. Эта порода имеет также массивную текстуру и крупнозернистую структуру, подобно описанной выше сильвиновой породе, но в ней совершенно отсутствуют какие-либо примеси глинистого материала, а также нет никаких признаков синего галита. Таким образом, сильвиниты и сильвиновые породы Челкарского поднятия в большей своей массе не окрашены, крупнозернисты и имеют сплошную (неслоистую) текстуру.

Для сильвинитов характерны более или менее одинаковые размеры зерен галита и сильвина, в сильвиновой породе зерна сильвина гораздо крупнее зерен галита и чем в породе больше сильвина, тем мельче зерна галита и более равномерно они рассеяны среди сильвина в виде мелких округлых зерен, создавая узловатую структуру. Окраска как для сильвинитов, так и для сильвиновых пород распределяется пятнами и обусловлена одними и теми же причинами. Красная окраска — присутствием окислов железа, синяя — наличием голубых пятен в галите. Окраска имеет вторичный характер во всех случаях.

КАРНАЛЛИТОВАЯ ПОРОДА

Карналлитовая порода — самая распространенная калийная порода в соляной толще Челкарского поднятия. Наиболее характерная и по составу и по пройденным мощностям карналлитовая порода вскрыта скважинами 267, 269, 33, 243, 265, 270 и многими другими. Вообще карналлитовая порода по составу, текстурным и структурным особенностям однотипна, но она различается окраской даже в пределах одного пласта. Встречается карналлит бесцветный, розовый, лиловато-розовый, желтовато-зеленоватый, реже буро-красный и кирпично-красный.

Карналлитовая порода характеризуется массивной однородной текстурой и крупнозернистой структурой (рис. 35). Минералогический состав ее очень простой. Карналлит (70—90%), галит (10—30%), ангидрит (2—3%). Чаще всего карналлитовая порода мономинеральная (80—85% карналлита), в средних пробах содержание карналлита уменьшается вследствие наличия прослоев галита, разубоживающих карналлитовые пласты. Если рассматривать собственно карналлитовые слои, то видно, что они сложены почти одним

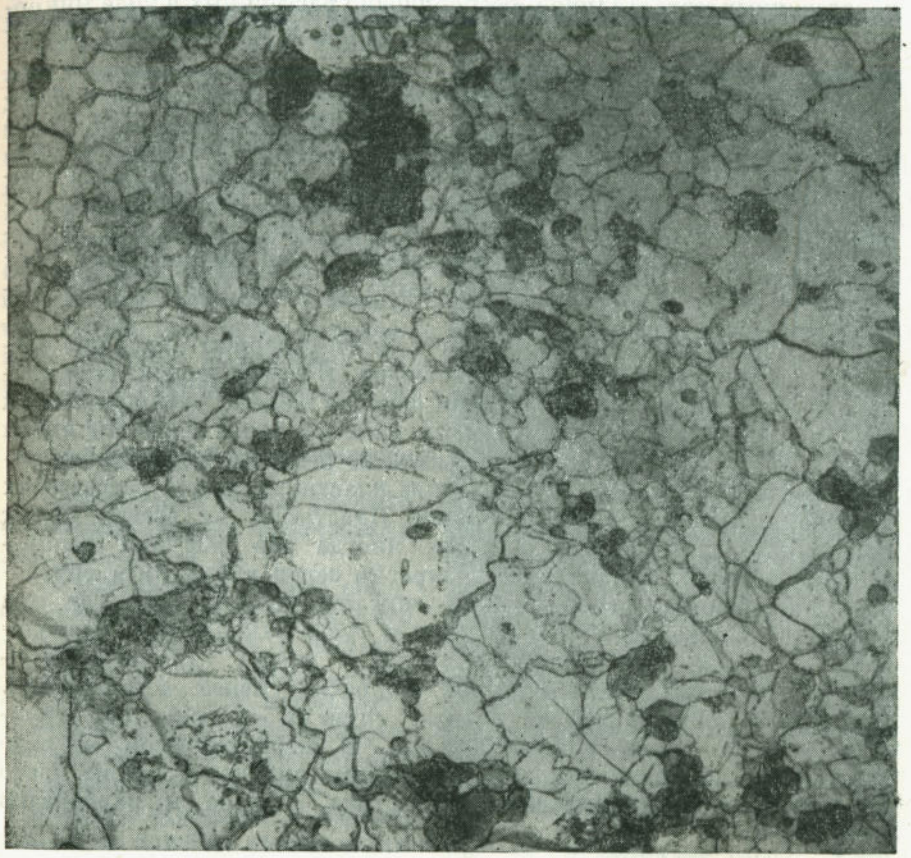


Рис. 35. Разнозернистая карналлитовая порода. На фоне крупных зерен карналлита, составляющих главную массу, рассеяны мелкие зерна галита (темное). Шлиф, × 2,5; без анализатора.

карналлитом лишь с очень небольшой примесью галита и еще меньшей ангидрита. Зерна карналлита крупные (2—3 *см*), неправильной формы, тесно прилегают друг к другу, слагая плотные крупнозернистые агрегаты.

На фоне крупнозернистого карналлита беспорядочно рассеяны относительно мелкие зерна галита (около 0,5 *мм*) или же агрегаты этих зерен размером 2—3 *мм*, обычно округлой формы. Они большей

частью располагаются на контактах зерен карналлита, создавая узловатую структуру, подобно тому, как это описано для сильвиновой породы. Если галита больше 10%, он образует более крупные агрегаты, сложенные мелкими его зернами. Зерна галита всегда значительно мельче зерен карналлита. Ангидрит находится в виде мелкорассеянных кристалликов, беспорядочно рассеянных в виде микровключений в галите и карналлите, а также в промежутках между зернами карналлита.

В бледноокрашенных карналлитах красящее вещество в шлифах не фиксируется. И в шлифах и в иммерсионных препаратах зерна карналлита, окрашенного в больших массах в зеленоватый, лиловый, бледно-розовый цвета, кажутся бесцветными. В красно-бурых и кирпично-красных карналлитовых породах окраска обусловлена наличием гидроокислов железа. Они в виде хорошо ограненных шестигранных пластинок отчетливо фиксируются под микроскопом. Как показало изучение, красящие элементы распределяются очень неравномерно.

В шлифе хорошо видно, что часть зерен содержит красящие элементы, часть совершенно от них свободна. В самих зернах, содержащих красящее вещество, пластинки окислов железа распределяются неравномерно. В некоторых случаях только в части зерен мы имеем закономерное распределение пластинок по решетке, в других мы наблюдаем беспорядочное распределение пластинок, редко рассеянных в зерне, а иногда в виде скоплений. Пластинки не всегда имеют правильные шестигранные формы, иногда это чешуйки неопределенной формы. Интенсивность окраски зерен карналлита обусловлена характером распределения окислов железа. Там, где они находятся в виде мелких пластинок и густо закономерно расположены, окраска наиболее интенсивна, в местах, где они крупные и рассеяны беспорядочно, — окраска менее интенсивная. Пластинки достигают в отдельных случаях относительно крупных размеров — до 0,02—0,03 *мм*. В нерастворимом в воде остатке в карналлитовых породах, кроме ангидрита, очень часто присутствуют единичные зерна целестина, кварца и карбонатов (магнезита).

БИШОФИТОВАЯ ПОРОДА

Бишофитовая порода встречена целым рядом скважин; наиболее мощные пласты (по пройденным мощностям) встречены в скважинах 288, 263, 265, 269 и др.

Во всех разрезах они одинаковы по составу и структурно-текстурным признакам. Это бесцветная (редко бледно-розовая) полупрозрачная порода массивной текстуры и крупнозернистой структуры. На фоне однородной крупнозернистой массы микроскопически выделяются небольшие матово-белые гнезда тонкозернистого кизерита (рис. 36).

Порода имеет мономинеральный состав, сложена на 95—98% бишофитом, имеется небольшая примесь галита (2—3%), ангидрита (1—2%) и кизерита (1—2%). В шлифах видно, что зерна бишофита большей частью неправильной формы, тесно срастаясь, образуют сплошную плотную массу, размер зерен 2—3 *мм* и более. В отдельных случаях бишофит имеет идиоморфную форму зерен с хорошо развитыми гранями. В виде включений в зернах бишофита наблюдаются зерна галита и мелкозернистого ангидрита. Кизерит обычно образует гнездообразные скопления. Зерна бишофита прозрачные и бесцветные. Слои бишофитовой породы в разрезе обычно переслаиваются с карналлитовой породой и каменной солью, что ведет к снижению среднего содержания бишофита в бишофитовом пласте.

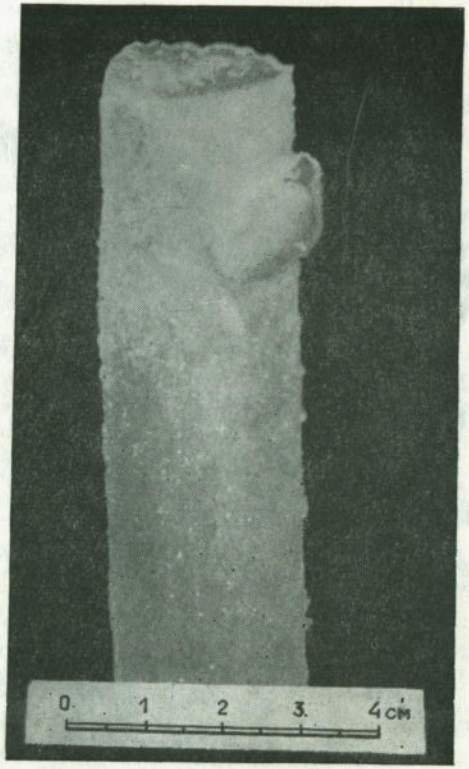


Рис. 36. Бишофитовая порода, почти мономинеральная. Вверху гнездо кизерита.

КИЗЕРИТОВАЯ ПОРОДА

Кизеритовая порода вскрыта в больших массах скважинами 288, 125, 373 и др.

В кизеритовой породе обычно имеется примесь карналлита и галита. Кизерита в ней содержится 50—60, иногда более 70%, галита 15—20, карналлита 10—15%. Текстура породы массивная; основная масса породы сложена кизеритом очень тонкозернистого строения. В свежем виде это плотная светло-серая порода. На фоне основной тонкозернистой массы, сложенной кизеритом, беспорядочно рассеяны гнезда галита и карналлита. На воздухе порода быстро меняется, покрываясь рыхлым белым налетом, сложенным эпсомитом.

В шлифах основная масса сложена тонкозернистым кизеритом, размер зерен 0,01 —0,2 *мм*. Зерна кизерита слагают сплошную тонкозернистую массу, местами частично перекристаллизованы. На фоне этой мелкозернистой массы располагаются крупные агрегаты галита и карналлита. Встречается кизеритовая порода, не содержащая карналлита, сложенная только кизеритом с примесью галита; в породе, встреченной в скв. 125, содержание кизерита достигает 60—70%, остальное галит.

АНГИДРИТОВЫЕ, ГАЛИТОВО-АНГИДРИТОВЫЕ, КАРБОНАТНО-АНГИДРИТОВЫЕ И АНГИДРИТОВО-КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

Накопление калийно-магниевых пород многократно прерывалось отложениями внутриформационных ангидритовых, галитово-ангидритовых, карбонатно-ангидритовых, ангидритово-карбонатных и

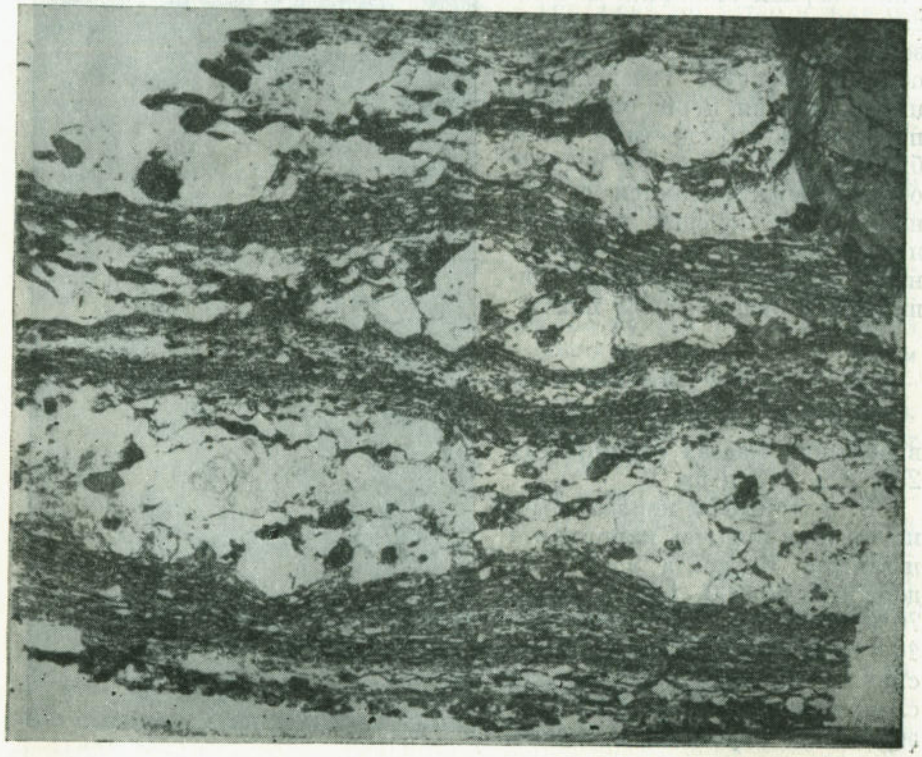


Рис. 37. Микрослоистая галит-ангидритовая порода. Светлое — прослои, сложенные галитом; темное — галит-ангидритовые прослои. Шлиф, × 3; без анализатора.

карбонатно-глинистых пород в результате периодов разбавления рапы в бассейне. Эти породы имеют или тонкослоистую (рис. 37) или массивную текстуру. Слоистые породы представляют обычно тонкую перемежаемость (часто микрослои) галита и ангидрита, ангидрита и карбонатов, иногда ангидрита, карбоната и глинистого материала. Карбонаты и ангидрит имеют очень тонкозернистое, часто микрозернистое строение. Карбонаты представлены в главной массе магнезитом, в меньшей мере доломитом. Галит не только образует слои, но и находится также в мелком распылении, а местами образует

гнезда или кристаллики в виде куба или призмы. Ангидритовые и карбонатно-ангидритовые слоистые породы вскрыты почти всеми скважинами.

В некоторых случаях ангидритовые и карбонатно-ангидритовые породы имеют массивную пятнистую текстуру и содержат в своем составе не только галит, но карналлит и бишофит. В этих случаях, видимо, имело место последующее пропитывание отложившегося осадка наддонными высококонцентрированными растворами. Большой интерес представляют ангидритовые конгломераты, встреченные в скважинах 289 и 122.

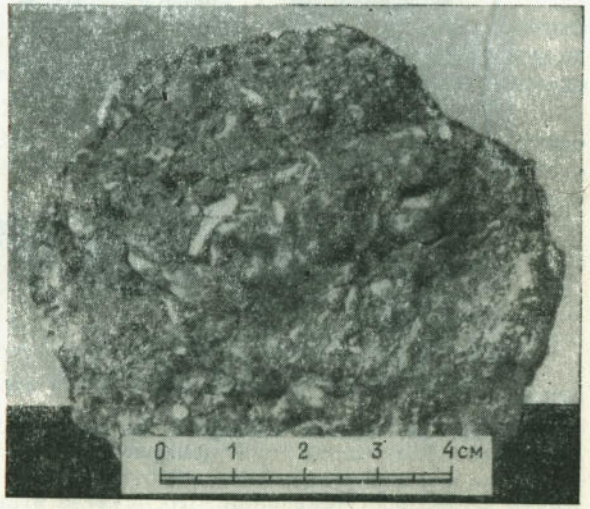


Рис. 38. Ангидритовый конгломерат.

В скв. 289 на глубине 1003,8—1006,7 *м* среди калийно-магниевых пород встречен мономинеральный ангидритовый конгломерат (рис. 38). Гальки ангидрита размером от 5 до 15 *мм* (преобладающий размер 5—7 *мм*), хорошо окатанные, с гладкой поверхностью, обычно слегка уплощенные (рис. 39), составляют 40—60% породы; состоят они из тонкозернистого ангидрита. Под микроскопом в шлифах видно, что материал очень однородный и очень тонкозернистый до тонкодисперсного. Цементирующим гальки материалом в основном является ангидрит с небольшой примесью галита. Состав конгломерата из скв. 289 (образец с глубины 1005 *м*) по данным химического анализа (выполненного М. М. Вильнером) следующий, %: ангидрита 60—65, карбоната (магнезит) 10; галита 15; бишофита 8—10.

В подошве пласта конгломерата тонкий слой мощностью 2—3 *см* галита. Конгломерат лежит на карналлит-бишофитовой породе с прослоями каменной соли, в которой в виде единичных зерен встречаются сульфоборит и целестин. Покрывается каменной солью с ангидритовыми слоями.

Наличие конгломерата свидетельствует о мелководности бассейна, в котором формировался калийно-магниевый комплекс пород. В скв. 122 на глубине 346—346,5 *м* также встречен ангидритовый конгломерат, сцементированный галитом и ангидритом. Гальки ангидрита серовато-голубые, размером 0,4—0,5 *см*, овальной или слегка уплощенной формы, сложены тонко- и микрозернистой его разностью. Они составляют около 40% породы.

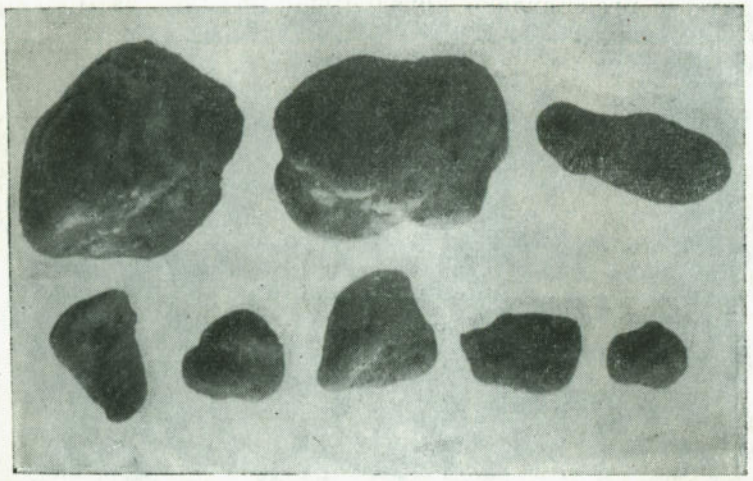


Рис. 39. Галька ангидрита из ангидритового конгломерата (см. рис. 38).

В некоторых случаях рассолонение приводило к формированию карбонатно-глинистых пород, которые затем в результате взаимодействия с пропитывающими их позже высококонцентрированными рассолами превращались в породы сложного минералогического состава. Примером этого может служить кокимбитсодержащая карбонатно-глинистая порода, вскрытая скв. 336. Аналогичная порода вскрыта в скв. 461.

КОКИМБИТСОДЕРЖАЩАЯ КАРБОНАТНО-ГЛИНИСТАЯ ПОРОДА

В скв. 336 на глубине 403,2—416,4 и 481,4—528,6 *м* вскрыта очень своеобразная порода сложного минералогического состава. В ней сочетается с карбонатно-глинистой главной массой большая примесь растворимых солей, представленных галитом, карналлитом и бишофитом. В этой породе в значительных количествах присутствует кокимбит.

Макроскопически это темно-серая битуминозная, довольно плотная тонкозернистая порода с гнездами карналлита и галита.

По гранулометрическому составу нерастворимый в соляной кислоте остаток, т. е. собственно глинистая часть, составляет 37—40%. По гранулометрическому составу (анализ выполнен Н. В. Поль-Вороновой):

Размер частиц, *мм*	Процент
2,0—0,5	1
0,5—0,05	1
0,05—0,01	27
Мельче 0,01	71

Зерна размером более 0,01 *мм* представлены главным образом кварцем, они имеют неправильную форму. Фракция менее 0,01 *мм* представлена глинистыми агрегатами с показателем преломления менее 1,540 (видимо, из группы монтмориллонита). Данные электронноскопического изучения также показали, что глинистый материал сложен минералами группы монтмориллонита.

Как показали химические анализы, порода имеет сложный химический и минералогический состав. Растворимая в воде часть — 35—40%; ее состав:

	Процент
галит	15—20
карналлит	5—7
бишофит	5—10
ангидрит	1—20
$CaCl_2$	4—5

Растворимая в кислоте часть составляет около 20—25% (кокимбит — 5—10%, карбонаты, в основном магнезит — 15—20%).

Нерастворимая в кислоте часть составляет около 40%. Представлена глинистым материалом из группы монтмориллонита и кварцем. В нерастворимом в кислоте остатке был определен свободный кварц по методу Т. С. Берлина. Количество его в породе составляет около 17% (анализ А. И. Соколовой).

Таким образом, кокимбитсодержащая порода сложена в основном карбонатно-глинистым материалом с кокимбитом, галитом, бишофитом и карналлитом. Химический анализ показывает присутствие $CaCl_2$.

В шлифах под микроскопом видно, что главная масса представлена тонкодисперсным глинистым материалом с показателем преломления ниже канадского бальзама. Среди глинистой массы встречается большое количество галита большей частью в виде кубических кристаллов, реже в виде зерен неправильной формы. В галите хорошо видно кристаллически-зональное строение.

Кокимбит растет на контакте галитовых зерен с глинистой массой и врастает в галит по контурам его зерен, образуя каемки. Кроме того, кокимбит растет по контактам агрегатов галитовых зерен и образует в породе сложную сетчатую структуру (см. рис. 12—14). В некоторых случаях кокимбит выполняет трещины и имеет волокнистое строение (см. рис. 15). Галит заполняет крупные трещины, хорошо видные макроскопически. Местами трещины заполнены

карналлитом. Бишофит в породе кристаллооптическим методом не установлен, хотя химический анализ показал значительное его содержание. Он, видимо, пронизывает всю породу, не образуя заметных скоплений.

Кокимбитсодержащая карбонатно-глинистая порода находится среди галит-карналлитовой пачки, представленной переслаиванием каменной соли и карналлитовой породы при резком преобладании последней.

Образование карбонатно-глинистого осадка могло быть вызвано разбавлением высококонцентрированной карналлитсодержащей рапы водами, принесшими глинистый материал и бикарбонат кальция. Осаждение глинистого материала сопровождалось оседанием магнезита, доломита, ангидрита и галита. Бишофит и карналлит, видимо, образовались позднее при проникновении высококонцентрированных вод сверху в рыхлый осадок. Под влиянием этих рассолов создавалась щелочная среда, благоприятная для разложения глинистого материала, сопровождавшегося образованием пирита и свободного кварца.

Позднее под влиянием окислительных процессов железо из двухвалентной формы в составе пирита переходило в трехвалентную с образованием кокимбита.

К УСЛОВИЯМ ФОРМИРОВАНИЯ СОЛЯНОЙ ТОЛЩИ ЧЕЛКАРСКОГО ПОДНЯТИЯ

Соляная толща Челкарского поднятия сложена в главной своей массе каменной солью, среди которой находится зона калийно-магниевых отложений, представленная слоями сильвинитов, кизеритовых, карналлитовых и бишофитовых пород, переслаивающихся с каменной солью. Здесь же встречаются ангидритовые, карбонатно-ангидритовые и ангидритово-глинистые породы. Как показали разведочные работы и петрографическое изучение разрезов, комплекс калийно-магниевых пород распространен по всему поднятию. Он вскрыт на глубину 1200 *м* и наиболее детально изучен в северной части поднятия.

Из состава пород видно, что соляная толща, именно калийно-магниевый комплекс пород, формировалась в бассейне с сульфатным составом рапы при большой роли в ней магния. Наличие карналлитовой и особенно бишофитовой пород свидетельствует о полноте процесса галогенеза, о том, что он прошел все стадии накопления от каменной соли до бишофита, и о том, что соли Челкарской структуры формировались в наиболее глубоко прогибающейся части солеродного бассейна. В то же время совершенно отчетливо сказывается приток в бассейн вод с континента.

В процессе соленакопления происходили длительные многократно повторяющиеся понижения концентрации рапы, о чем свидетельствует наличие среди калийно-магниевых пород пластов глинистой каменной соли, ангидритовых, карбонатно-ангидритовых и ангидрито-глинистых отложений. Пласты калийно-магниевых пород и сильвинитов имеют массивные текстуры; для каменной соли характерно ритмичное ее накопление с сезонными прослоями и годовыми слоями. Несомненный интерес представляет наличие конгломератов ангидрита среди калийно-магниевых солей. Это указывает на мелководные условия их образования. Глубины, видимо, были настолько небольшими, что отложившийся осадок перемывался, разваливался на обломки, которые затем окатывались, переотлагались и цементировались галитом или галитом с ангидритом.

Часто концентрация рапы снижалась, отлагались ангидритово-карбонатные породы, причем главная масса карбонатов представлена тонкозернистым магнезитом. В некоторых случаях первичный ангидритово-карбонатный осадок пропитывался концентрированными рассолами, проникающими сверху, из наддонного высокоминерализованного слоя. Воздействие высокоминерализованных рассолов на рыхлый ангидритово-карбонатный осадок приводило к перераспределению компонентов, процессам перекристаллизации и небольшому перемещению вещества, в результате чего порода приобретала пятнистую неоднородную текстуру с кучным, агрегатным расположением минералов. В ней возникали новообразования сложного состава, такие как основной водный хлорид — сульфат-карбонат кальция и магния. При этом галит, бишофит, карналлит отлагались в мелком распылении, а местами образовывали более крупные выделения.

ЛИТЕРАТУРА

Будько В. М. Кокимбит с полуострова Челекен. Зап. ВМО, сер. 2, ч. 91, вып. 1, 1962.

Дубинина В. Н. К минералогии и петрографии Верхнекамского месторождения. Тр. ВНИИГ, вып. 29, 1954.

Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений СССР. Госгеолиздат, 1960.

Лобанова В. В. Вопросы петрографии калийных месторождений Восточного Предкарпатья. Тр. ВНИИГ, вып. 32, 1956.

Лобанова В. В. Петрографо-минералогическая характеристика калийных горизонтов Жилянского месторождения. Тр. ВНИИГ, вып. 40, 1960а.

Лобанова В. В. Петрографическая характеристика соляной толщи поднятия Западный Азгир. Там же, 1960б.

Лобанова В. В. К условиям формирования покровной сульфатной толщи Челкарского поднятия. Там же, 1960в.

Лобанова В. В. Новый минерал татарскит. Зап. ВМО, сер. 2, ч. 92, 1963.

Яржемский Я. Я. К литологии окрестностей ст. Половина Вост.-Сиб. ж. д. Тр. Вост.-Сиб. геол. треста, вып. 25, 1938.

Яржемский Я. Я. К петрографии Белорусского калийного месторождения. Тр. ВНИИГ, вып. 40, 1960.

Smith G. S., Hainis D. V. Character and distribution of nonclastic minerals in the Scarbes Lake Evaporite Deposit, California. Geol. Surv. bull., 1181-p. USG Printing Off. Wash., 1964.

Я. Я. ЯРЖЕМСКИЙ, В. В. УЗЕМБЛО

К УСЛОВИЯМ ФОРМИРОВАНИЯ ГАЛОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕГО КЕМБРИЯ ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА

ВВЕДЕНИЕ

К настоящему времени опубликовано много работ, освещающих геологическое строение юга Сибирской платформы. Значительная часть их отмечена в труде В. А. Обручева «История геологического исследования Сибири», в котором охвачен период с конца XVIII в. до 1940 г. Обзор более поздних исследований, касающихся изучения нефтеносности и соленосности кембрийских отложений, приводится главным образом в работах В. П. Маслова [1940, 1947, 1952], Е. В. Павловского [1948], А. И. Левенко и др. [1950], В. Т. Мордовского и др. [1953], С. П. Ситникова и Н. А. Грибовой [1954], Я. К. Писарчик [1963] и др.

На территории Иркутского амфитеатра первые детальные литологические исследования нижнекембрийских отложений проводились В. П. Масловым [1940, 1947] и Я. Я. Яржемским [1934, 1936, 1938]. Последним дано описание стратиграфии и литологии нижнего кембрия, относившегося в то время к среднему кембрию, по обнажениям в Присаянье в бассейне р. Иркут (район с. Введенщина) и частично в Прибайкалье. Кроме того, им были изучены разрезы отложений нижнего кембрия по солеразведочным скважинам у пос. Булай и близ ст. Половина. По унифицированной схеме стратиграфии кембрия Сибирской платформы эти разрезы охватывают верхние горизонты усольской свиты, бельскую и булайскую (табл. 1).

Засоленность отложений нижнего кембрия начинается местами с верхних горизонтов мотской свиты, где галит, помимо пропитывания и вкрапленности в породах, заполняет трещины и каверны, а в районе пос. Осы, Парфеновки, Христофорово и Усолья образует тонкие прослои.

Залегающая выше соленосная усольская свита сложена пластами каменной соли с подчиненными им доломитами. Встречаются очень немногочисленные тонкие прослои сульфатно-карбонатных пород и ангидрита. Мощность пластов каменной соли изменяется от нескольких сантиметров до 100 *м* и более. Мощность всей свиты близ окраины распространения соленосных отложений снижается до 137 *м* (Еловка, скв. 1-Р) и менее, а во внутренних частях амфитеатра она увеличивается до 700—900 *м*, достигая максимума в Жигалове (1086 *м*), Киренске (1357 *м*) и Тыныссской опорной скважине (свыше 1890 *м*). Коэффициент соленасыщения близ границы выклинивания соляных залежей колеблется от 0,4 (Каменка) до 29% (Еловка).

ТАБЛИЦА 1

Схема стратиграфии нижнего кембрия Иркутского амфитеатра

Ярус	Подъярус	Зона	Свиты
Ленский	Ангарский	*Germantovia grandis — Kootenia — Erbocyathus Pseudoeteraspis — Parapoliella — Namanoia*	Ангарская
	Ботомайский	*Bergerniaspis subornata — Tungusella*	Булайская
		Bulaiaspis	Бельская
		Bergeroniellus asiticus	Усольская
Алданский	Журинский	*Ludomia — Lenocyathus Ajaciyathus anabarensis — Archaeolynthus polaris*	Мотская
	Толбинский *	—	Ушаковская *

* В последнее время ушаковскую свиту и нижнюю часть толбинской относят к верхнему кембрию.

Во всем внутреннем поле Иркутского амфитеатра соленасыщенные свиты составляют в среднем 60—63% при колебаниях от 56 до 67% и только на Турукской структуре в Усть-Кутском районе соленасыщенность свиты не превышает 42—43,5%.

Соленосная бельская свита представлена преимущественно серо-цветными карбонатными породами — доломитами, местами засоленными, и иногда известняками, с редкими тонкими прослоями ангидрито-доломитов и ангидритов. Местами попадаются прослои мергелей и песчаников. Почти на всех нефтеразведочных площадях, главным образом в верхней части свиты (кроме Большеразводнинской, Еловской, Бельской, Жигаловской и Киренской), характерны засоленение пород и наличие пластов и пачек каменной соли. Некоторые ее пласты имеют мощность 10—20 *м*. Суммарная мощность залежей соли только верхнего комплекса свиты колеблется от 26,5 (Бохан, скв. 1-Р) до 164 *м* (устье р. Туруки, скв. 1-Р). Коэффициент соленасыщения этого комплекса колеблется от 45 (Тулун) до 73% (Мироново). Мощность всей свиты изменяется в пределах 275—490 *м*.

Ангарская свита распространена в пределах всего Иркутского амфитеатра за исключением его крайней южной части (Большая Разводная, Еловка, Бельск), где ее отложения полностью размыты доюрской эрозией. В районе Усолья-Сибирского, Кутулика и Тырети

свита состоит из доломитов и известняков, иногда с прослойками терригенных пород. Мощность свиты здесь составляет около 300 *м*. К северо-западу и северу наблюдаются значительные изменения в литологическом составе: известняки и известковистые разности доломитов почти полностью замещаются доломитами и сульфатно-карбонатными породами. На площадях Шелонинской, Осинской, Радуйской, Тулунской, Нижнеудинской, Чеботарихинской, Тайшетской, Канарайской, Караульнинской, Тасеевской, Троицкой, Мироновской, Заярской, Турукской, Казаркинской, Марковской, Бочактинской, Криволуцкой, а также в скважинах, пройденных в долине верхнего течения р. Лены у пос. Коркино, в долинах рек Илги и Анги, по р. Ангаре между поселками Икжей и Янды и по р. Уде вскрыты залежи каменной соли. Наибольшей соленасыщенностью отличается верхняя часть свиты. Максимальная мощность отдельных пластов каменной соли в Ангинском прогибе достигает 33 *м*, в Илгинской впадине 70—80 *м*, а в Заярской опорной скважине 50 *м*. Соленасыщение свиты в Заярской скважине составляет 47,9, в Мироновской скважине 54 и в Тасеевской скважине около 60%. Мощность свиты во внутреннем поле Иркутского амфитеатра колеблется от 270 (Турукская структура) до 566 *м* (Атово). В западной части амфитеатра у пос. Тасеево она составляет 505 *м*.

В настоящей статье, базирующейся как на личных работах авторов, так и на огромном фактическом материале по литологическому стратиграфическому и палеогеографическому изучению Сибирской платформы, накопленном в результате исследований большого коллектива геологов в течение последних лет, поставлена задача реконструировать некоторые особенности седиментационных и постседиментационных процессов, обусловивших формирование чрезвычайно своеобразных уникальных по генезису нижнекембрийских соленосных отложений Иркутского амфитеатра.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГАЛОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕГО КЕМБРИЯ ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА

В вопросах генезиса любых отложений и, в частности, — галогенных, мы исходим прежде всего из вещественного состава слагающих пород. Самой характерной особенностью нижнекембрийской соленосной толщи во внутреннем поле (в южной, центральной и юго-восточной частях) Иркутского амфитеатра является ее существенно хемогенный состав, роль терригенных компонентов здесь невелика.* Вторая не менее существенная особенность заключается в том, что

* По южной и юго-восточной частям солеродного бассейна Иркутского амфитеатра В. П. Масловым по 395 анализам высчитано среднее содержание нерастворимого в соляной кислоте остатка, равное 9,86% [1940]. В Канско-Тасеевской (юго-западной) части Иркутского амфитеатра количество терригенного материала в породах соленосной толщи увеличивается почти втрое по сравнению с его внутренней территорией.

во всем мощном суммарном (свыше 2 *км*) разрезе во внутреннем поле Иркутского амфитеатра соленосная толща представляет собой перемежаемость слоев каменной соли со слоями ангидритовых, доломитовых (иногда ангидритово-доломитовых, доломитово-ангидритовых, а также известняково-доломитовых, доломитово-известняковых, известняковых) пород при различных мощностях тех и других — от сантиметров и долей метра до 50—90 *м* и более.

Именно эти главнейшие особенности перемежаемости и состава соленосной толщи при преобладании мощностей слоев каменной соли в нижне- и среднеусольских, а местами и в породах ангарской свиты, при обычно резком преобладании доломитовых слоев в других его частях и объясняют главные черты формирования нижнекембрийской соленосной толщи во внутренних пространствах Иркутского амфитеатра. Ни в одном из всех известных нам регионов соленакопления (за некоторым исключением верхнедевонского Припятского солеродного бассейна) нет столь специфических особенностей формирования соленосных толщ, какие нам раскрываются теперь в пределах нижнекембрийских образований Иркутского амфитеатра.

По Н. М. Страхову [1951] скорость накопления галогенных отложений для карбонатов составляет 0,1—0,2, сульфата кальция 0,2—2 и поваренной соли 60—80 *мм/год*.

Из табл. 2 следует, что главную роль в нижнекембрийской соленосной толще играют карбонатные породы и каменная соль. В составе доминирующих доломитовых пород имеются также известковые доломиты, доломитовые известняки, известняки, ангидритово-доломитовые, доломитово-ангидритовые, ангидритовые породы и небольшая примесь глинистого материала*. В связи с тем, что несоляные части разреза сложены на 70—80% и более карбонатными породами при сравнительно небольшой роли ангидрита, можно принять, что скорость накопления главной массы ангидритово-карбонатных пород не превышала 0,5 *мм/год*. Среднюю же скорость садки галита принимаем 50 *мм/год*. В табл. 2 приводится ориентировочный расчет времени осадконакопления образований соленосной толщи. Из таблицы видно, что из 2,5 млн. лет формирования пород соленосной толщи все слои каменной соли были отложены лишь в течение примерно 15 тыс. лет, что составляет только 0,6% от всего времени осадконакопления пород соленосной толщи, в то время как отложение ангидритово-карбонатных пород заняло примерно в 165 раз больше времени, чем все накопление каменной соли.

Отсюда вытекает, что в течение более чем 99% времени его существования в нижнекембрийском бассейне были условия, в обстановке которых формировались на всей охваченной бурением территории Иркутского амфитеатра карбонатные породы с той или иной примесью, линзами и прослоями ангидрита. Мы особенно подчеркиваем то

* В дальнейшем изложении для краткости они иногда называются по преобладающему компоненту просто доломитовыми породами.

ТАБЛИЦА 2

Свиты	Каменная соль		Ангидритово-карбонатные породы		% времени на осадконакопление	
	мощность, *м*	время осадконакопления, лет	мощность, *м*	время осадконакопления, лет	каменной соли	ангидрит-карбонатных пород
Ангарская	173,0	3 460	402,0	804 000	0,4	99,6
Булайская	0	0	130,0	260 000	0,0	100,0
Бельская	115,0	2 300	347,0	694 000	0,3	99,7
Усольская	479,5	9 590	379,5	759 000	1,3	98,7
	767,5	15 350	1258,5	2 517 000	0,6	99,4

основное положение, что карбонатные породы в ряде участков разреза не являлись в пределах нижнекембрийского бассейна каким-либо прибрежным образованием. По имеющимся данным, многие карбонатные горизонты, в особенности наиболее мощные (такие, как осинский, мощностью около 50—65 *м*, залегающий в нижней части среднеусольской подсвиты, и др.), а также и меньшей мощности (от 5 до 20—30 *м*), находящиеся в тех или иных маркирующих сочетаниях с заключенными между ними слоями каменной соли, прослеживаются в пределах всей изученной части Иркутского амфитеатра.

Выясняется, что короткие промежутки времени регионального накопления каменной соли в пределах не только прибрежных, но и внутренних (и центральных) пространств Иркутского амфитеатра многократно сменялись сильными рассолонениями в связи с вторжениями огромных количеств вод из эпиконтинентальных бассейнов (имевших в свою очередь сообщение с океаном) на протяжении многих промежутков времени от нескольких тысяч до 100—130 тыс. лет продолжительностью. В наиболее длительные по времени и наиболее интенсивные эпохи рассолонения над ранее отложившимися горизонтами каменной соли формировались в региональном масштабе не только ангидриты, доломиты, но и известняки. Особенно примечательно то обстоятельство, что в доломитах и известняках найдена фауна трилобитов в разрезе Божеханской скважины и прослежена в известняках по керновым образцам скважин Атовской, Заярской, Нукутской, Тулунской, Осинской, Балыхтинской, Тынтинской, Тубинской и других, пройденных на соленосной площади Иркутского амфитеатра.

Региональное распространение трилобитов указывает, что в нижнекембрийском бассейне Иркутского амфитеатра от дневной поверхности до его дна иногда создавались условия полного или почти полного исчезновения солеродной рапы. Трилобиты являются стеногалинными донными формами и они не могли существовать в условиях

значительного засолонения. Правда, нельзя говорить о том, что в отдельные промежутки времени создавались в пределах всего солеродного бассейна настоящие морские условия седиментации, потому что, по свидетельству Н. Е. Чернышевой (устное сообщение), такие трилобиты как *Elganellus* sp. и *Malykania* sp. имеют в иркутских нижнекембрийских отложениях угнетенный (рецессивный) облик. Что же касается возможного возражения, что в пределы центральных частей солеродного бассейна могли попадать одни сбрасываемые при линьке панцыри трилобитов, живших лишь в прибрежной зоне солеродного бассейна, то и оно не может иметь серьезного значения по ряду причин: как наиболее легкие они должны были бы выбрасываться волновой деятельностью на самый берег, а не переноситься от него на сотни километров в глубь бассейна; такие панцыри могли бы находиться не только в карбонатных породах, но и в других (например, в ангидритовых) отложениях, в то время как имеющиеся пока находки трилобитов приурочены к известнякам и доломитовым известнякам карбонатных горизонтов, т. е. к образованиям, чрезвычайно интенсивного рассолонения, близким к продуктам морского осадконакопления.

Таким образом, фауна трилобитов, находящаяся преимущественно в известняках пачек карбонатных и ангидритово-карбонатных пород, переслаивающихся со слоями каменной соли, и имеющая широкое распространение, должна указывать в каждом случае на промежутки времени наиболее интенсивного регионального рассолонения солеродного бассейна. Именно по ним и должны устанавливаться границы больших ритмов галогенной седиментации в пределах Иркутского амфитеатра.

Из наших работ и ряда более поздних исследований известно, что в нижнекембрийских карбонатных породах южной части Иркутского амфитеатра известняки играют весьма подчиненную роль по сравнению с доломитовыми породами. Этот факт дает основания предполагать, что между пока едва намечающимися границами трилобитоносных и доломитовых известняков больших ритмов галогенной седиментации вперемежку со слоями каменной соли формировались ангидритовые, ангидритово-доломитовые, доломитовые образования малых ритмов галогенного осадконакопления в таких условиях, когда в солеродном бассейне многократно происходило между садкой слоев каменной соли частичное рассолонение рапы и когда на дне внутреннего поля солеродного бассейна сохранялась в том или ином количестве материнская рапа. Для детальной реконструкции условий галогенной седиментации в таких условиях у нас нет достаточных материалов. Этот пробел, бесспорно, заполнят исследователи, изучающие ныне керновые материалы многочисленных скважин колонкового бурения, ведущегося с целью поисков залежей калийных отложений.

Основная черта накопления галогенных осадков в пределах Иркутского амфитеатра — резко выраженная низкая сульфатность нижнекембрийского солеродного бассейна. По степени своей

бессульфатности * рассматриваемая часть нижнекембрийского солеродного бассейна напоминает наиболее ныне изученную Старобинскую часть солеродного бассейна верхнего девона в Белоруссии. В обоих солеродных бассейнах повышенная бессульфатность их осадков связана с чрезвычайно сильной метаморфизацией тех морских вод, которые поступали из открытого океана в солеродные бассейны во время их формирования.

Однако причины сильной метаморфизации поступавших вод не были совершенно одинаковыми. Белорусский солеродный бассейн в старобинской его части был сравнительно узким и на питавших его морских водах сказывалось в сильной степени континентальное окружение: вместе с хемогенными (также преимущественно карбонатными, представленными кальцитом и доломитом при почти полном отсутствии магнезита) компонентами большую роль играло собственно глинистое (иногда алевритово-глинистое) терригенное вещество, которое со своими пелитоморфными карбонатами и совместно с водами из окружающей суши и явилось главным метаморфизующим агентом для морских вод.

Весьма сходная со старобинской была палеогеографическая обстановка в канско-тасеевском участке нижнекембрийского солеродного бассейна. Сюда также сносился в значительном количестве терригенный материал с близрасположенной суши; он мог также быть дополнительным агентом интенсивной метаморфизации вод, поступавших в западную и юго-западную части нижнекембрийского солеродного бассейна. В пределах же той его части, которая располагалась на внутренней территории Иркутского амфитеатра, в метаморфизации морских вод терригенный (собственно глинистый) материал не играл весьма существенной роли, и есть основания предполагать, что их метаморфизация происходила в других участках того же самого нижнекембрийского бассейна, где должны были находиться в составе галогенных осадков значительно бóльшие количества сульфатных (и в первую очередь гипсовых и ангидритовых) образований по сравнению с южной частью территории Иркутского амфитеатра. Это дает основание предполагать огромную площадь нижнекембрийского галогенного осадконакопления, игравшую роль промежуточных (подготовительных) бассейнов, из которых к акватории южной части Иркутского амфитеатра подходили уже сильно метаморфизованные морские воды.

При дальнейших работах по выяснению вопросов формирования всех отложений нижнекембрийского солеродного бассейна за пределами Иркутского амфитеатра (в Березовской, в Кемпендяйской впадинах, Нижней Тунгуске и других местах) нужно тщательно следить за материалами, ведущими к выяснению направлений питания нижнекембрийского солеродного бассейна водами мирового нижнекембрийского океана. По мере приближения к последнему в других местах кембрийского солеродного бассейна может увеличиться роль количества отложений сульфата кальция (предполагать о наличии других, например сульфатно-магниевых отложений, у нас нет никаких оснований). Так же как, например, и в пермское время в разных солеродных бассейнах (а возможно, и в разных частях более или менее изолированных участков единых солеродных бассейнов) накапливались сульфатные (например, в кунгуре Прикаспия, Волгоград-Камышинского Поволжья) и бессульфатные (например, в кунгуре Верхнекамского, Верхнепечорского районов) галогенные образования, и в колоссальном нижнекембрийском солеродном бассейне не была исключена возможность формирования в разных его участках как бессульфатных, так и более отчетливо выраженных, чем в Иркутском амфитеатре, сульфатных галогенных пород.

Всему нижнекембрийскому океану, по-видимому, не была свойственна повышенная бессульфатность вод, так как, по имеющимся литературным данным [Иванов, Левицкий, 1960], в соляных куполах Ирана имеются залежи кембрийской каменной соли, в которой большую роль играют ангидрит и гипс, а в мощных соляных породах Соляного хребта Западного Пенджаба среди каменной соли наряду с сильвином имеется лангбейнит.

Что же касается Иркутского амфитеатра, в особенности его южной части, то здесь общая обстановка пониженного сульфатного галогенного осадконакопления является достаточно отчетливо выраженной.

В тесной связи с общей пониженной сульфатностью и с чрезвычайно высоким карбонатообразованием находится и общее поведение магния при галогенном осадконакоплении в Иркутском амфитеатре.

Масса доломитовых пород имеет пелитоморфное (микрозернистое) строение. Они обычно не подвергались интенсивной перекристаллизации, имеют первичный материал, прошедший стадию литификации без сколько-либо существенных изменений. На фоне общей низкой сульфатности седиментационное образование доломита не могло происходить только по реакции Гайдингера, когда роль доломитизирующего агента играет сульфат магния.

Я. Я. Яржемский [1938, стр. 115—116] писал: «В нашем распоряжении нет бесспорных материалов, позволяющих утверждать, что при формировании верхней части половинкинского разреза концентрация рапы была настолько высокой, что доломитизация выпавшего на дно карбоната кальция (правильнее было бы написать— находившегося в растворе бикарбоната кальция) происходила

* Бессульфатными называются такие сильно метаморфизованные солеродные бассейны (Восточно-Сибирский нижнего кембрия, Старобинский верхнего девона, Верхнекамский кунгура, Среднеазиатский верхней юры), в которых никаких сульфатных (кроме ангидрита) осадков в дальнейшем не выпадало и из легко растворимых соляных отложений накапливались в одних только хлориды натрия, в других наряду с ними также хлориды калия и магния в виде галита, сильвина, карналлита, приводившие к формированию каменной соли, сильвинитов, карналлитовых пород как сравнительно чистых, так и содержащих ту или иную примесь карбонатов, ангидрита, галопелитового вещества.

исключительно за счет сульфата магния, имевшегося в рапе*. Но в то же время несомнено, что концентрация рапы была далеко не низкой, так как мы встречаем здесь большое количество псевдоморфоз или просто пустот от выщелоченного гипса. Это говорит за то, что совместно с карбонатными осадками были и сульфатные. Не исключается возможность, что среди последних, кроме сульфата кальция, были и сульфаты магния, которые, однако, оказались полностью израсходованными «хозяйством» лагунного режима на доломитизацию осадков карбоната кальция на дне материнского водоема. Быть может, периодами в качестве доломитизирующей соли выступал хлористый магний (нужно было бы точнее написать не «соли», а раствор хлористого магния) и процесс доломитизации шел по реакции Мариньяка** с превращением химического осадка карбоната кальция в доломит и выделением хлористого кальция».

На протяжении значительной части работ в Восточной Сибири мы занимались изучением тех частей кембрийских разрезов Приангарья, в которых представляли наибольший интерес известняки, пригодные для портланд-цементного производства. Вопросам генезиса карбонатных пород Восточной Сибири уделялось должное внимание и в первых работах Я. Я. Яржемского [1934, 1936]. В частности, касаясь вопросов доломитообразования мы описали в ряде работ и постседиментационные (вторичные) процессы доломитизации известняков (так как с этим явлением были существенным образом связаны вопросы использования их цементной промышленностью) и вопросы первичного (седиментационного) образования доломитовых известняков с указанием их резко преобладающего развития в разрезах карбонатных пород кембрия Верхнего Приангарья. Например, разбирая условия образования карбонатных пород в разрезах булайской и половинкинской скважин, Я. Я. Яржемский [1938, стр. 118—119] писал ***: «Если в верхних (булайской и холмушинско-бархатовской**** свитах мы отмечали исключительное развитие доломитов, то в нижних (от 295 *м*) среди карбонатных пород бросаются в глаза далеко не такие уж редкие случаи доломитовых известняков и даже известняков». И далее: «В то же время мы должны подчеркнуть, что условия, способствовавшие образованию известняков и доломитовых известняков сульфатно-карбонатных свит в каждом отдельном случае не носили продолжительного характера. Они были только эпизодическими явлениями на общем фоне весьма однообразной физико-географической обстановки формирования этих свит. Мы имеем все основания говорить здесь об условиях накопления химических осадков, приведших к образованию доломитов совместно с сульфатами кальция . . . ».

На протяжении всего накопления соленосной толщи кратковременные промежутки садки каменной соли многократно сменялись длительными периодами накопления карбонатных осадков, доломитизация которых постепенно, но неуклонно уводила в карбонатные осадки часть магния морского происхождения и приводила к появлению в растворах большого количества хлористого кальция — третьего (после осажденных доломита и ангидрита) продукта метаморфизации.

Перемежаемость слоев каменной соли со слоями ангидритовых и доломитовых образований приводила к тому, что доломитовые осадки, представлявшие собой при их отложении вязкие илы, прочно и в региональном масштабе повсеместно тампонировали и разъединяли отдельные слои и пачки слоев каменной соли с содержавшейся в них межкристальной маточной рапой, причем не только на площади собственной территории соленакопления, но и в более периферических зонах, т. е. за пределами отложений каменной соли, так что не только сами слои каменной соли, но и их межкристальная рапа оказывались разделенными на многие изолированные этажи, которые при седиментации соленосной толщи не имели возможности сообщаться друг с другом. Таковы именно вязкие замазкоподобные карбонатно-гипсовые илы из прослоев ныне отлагающейся соленосной толщи оз. Эльтон, с которыми нам пришлось познакомиться во ВНИИГ по образцам Г. А. Васильева.

В пестроцветной толще на р. Иркуте (между поселками Моты и Введенским), которая считается фациальным аналогом усольской соленосной толщи во внутреннем поле Иркутского амфитеатра, в слоях, содержащих псевдоморфозы карбонатно-глинистого вещества и кубические пустоты от выщелоченных кристаллов галита, встречались трещины усыхания, но не пустые, а залеченные близким по составу с самой породой карбонатно-глинистым веществом. Значит, даже трещины усыхания шириной в 2—3 *мм* и те не оставались открытыми при седиментации галогенных пород.

Таким образом, должна была осуществляться в седиментационных условиях локализация межкристальной рапы (около 30% от общего объема каменной соли) именно в тех горизонтах каменной соли, в которых эта межкристальная рапа находилась при их накоплении. После окончания садки каждого мощного галитового слоя каменная соль оказывалась изолированной от вышерасположенного галитового слоя многометровыми ангидритовыми, карбонатно-ангидритовыми, ангидритово-карбонатными, карбонатными образованиями, расположенными по площади значительно шире, чем слой самой каменной соли. В результате при пегнитогенном процессе маточные межкристальные рассолы соляных горизонтов оказывались в изоляции от продолжавшегося выше них накопления очередных слоев каменной соли, и вся эта масса погребенных

---

* Т. е. по реакции Гайдингера: $2Ca(HCO_3)_2 + MgSO_4 \rightleftarrows CaCO_3 \cdot MgCO_3 + CaSO_4 + 2CO_2 + 2H_2O$.

** Т. е. по реакции $2Ca(HCO_3)_2 + MgCl_2 \rightleftarrows CaCO_3 \cdot MgCO_3 + CaCl_2 + CO_2 + 2H_2O$.

*** Два года спустя В. П. Маслов [1940] не привел этой работы и, базируясь на первых двух работах Я. Я. Яржемского [1934, 1936], дал ряд неправильных оценок, отметив, что Я. Я. Яржемский якобы не сделал выводов из своих ранних литологических исследований кембрийских образований Приангарья.

**** По современной номенклатуре в породах булайской свиты.

многоэтажных межкристальных маточных рассолов не участвовала в формировании отлагавшихся над ними пород соленосной толщи.

Эти погребенные межкристальные маточные рассолы не могли участвовать в хемогенных процессах галогенной седиментации и, в частности, не способствовали накоплению более высокоминерализованной, чем по насыщению хлористым натрием, рапы солеродного бассейна, так что каждый последующий слой каменной соли, отлагавшийся на своем ангидритовом и ангидритово-доломитовом ложе очередного рассолонения, в основном повторял предшествовавшее галитовое соленакопление нижележащих слоев каменной соли. Таким же примерно образом представляет себе особенности накопления нижнекембрийских галогенных осадков и Е. Э. Разумовская [1960].

В связи с этими специфическими чертами соленакопления в охваченных бурением пределах Иркутского амфитеатра с повсеместной перемежаемостью каменной соли с ангидритовыми, доломитовыми породами должна была сложиться чрезвычайно сложная обстановка, которая едва ли могла способствовать широкому накоплению промышленных залежей калийных солей. Но прежде чем переходить к этим вопросам, попытаемся проследить, насколько это возможно, общее поведение калия и некоторых породообразующих компонентов при постседиментационных процессах, которые могли иметь место на огромном промежутке (порядка полумиллиарда лет) времени.

Прежде всего следует остановиться на неясном вопросе о роли калия при жизнедеятельности водной флоры, в частности водорослей, которые выступали нередко в качестве породообразующих организмов и при накоплении известняков и при накоплении доломитовых пород как в прибрежной зоне, так, по-видимому, и далеко за ее пределами, а может быть, иногда и на значительной площади солеродного бассейна при отложении многочисленных межсолевых карбонатных горизонтов. Судя по аналогии с современным наземным растительным царством, и морская (или лагунная) флора должна была усваивать калий в процессе своей жизнедеятельности и уводить из воды часть находившегося в ней этого элемента, но в каком количественном выражении мог протекать этот процесс, остается неясным даже для специалистов, так как и они не располагают материалами в этой области. Таким образом, применительно к специфической обстановке нижнекембрийского галогенного осадконакопления вопрос о роли калия в жизнедеятельности водорослей (строматоллитов, как называют все эти древние растительные скопления является совершенно не освещенным и требует специального изучения при дальнейших работах.

На первых этапах постседиментационных процессов должны были происходить общая литификация и уплотнение карбонатных и ангидритово-карбонатных иловых образований в межсоляных карбонатных горизонтах. Постепенно образовывалась масса микро-

зернистых пелитоморфных доломитовых, ангидритово-доломитовых пород, которые в значительной части дошли до наших дней без существенных явлений перекристаллизации (или изредка претерпели участковую перекристаллизацию) со своим преимущественно пелитоморфным строением, обусловленным хемогенной седиментацией. В слоях каменной соли благодаря присутствию в них межкристальной рапы произошло как частичное залечивание галитом пор и каверн, в которых была материнская рапа, так и значительное общее уплотнение и перекристаллизация отложенного при седиментации галита, так как при наличии жидкой фазы (межкристальной рапы) перекристаллизация соляных образований должна была протекать более интенсивно, нежели в сухом состоянии. Появилось большое количество крупнокристаллической бесцветной (шпатовой) каменной соли, среди которой сохранилась также и каменная соль с реликтами первичного осадконакопления в виде зонально-кристаллических «лодочек» галита.

На дальнейших постседиментационных этапах литифицированные породы подвергались тектоническим воздействиям, в процессе которых породы соленосной толщи, в особенности карбонатные и ангидрит-карбонатные межсолевых горизонтов, могли подвергнуться частичному дроблению и материнская рапа одних горизонтов каменной соли могла получить сообщение с межкристальной рапой соседних горизонтов каменной соли (в случае небольших мощностей слоев межсолевых доломитовых пород) и войти в более тесное соприкосновение с ангидрит-карбонатными, карбонатными породами соседних межсолевых горизонтов, с карбонатными породами в пределах периферических зон, отчасти — в нижележащие породы мотско-ушаковского комплекса.

Дизъюнктивные тектонические нарушения распространены ограниченно, поэтому межкристальная рапа не может передвигаться во всех пространственных направлениях. И если жесткие карбонатные горизонты и подвергались частичному дроблению, то разделяющие их мощные слои пластичной каменной соли все равно должны были сохранять свою основную роль водоупоров.

Явления седиментационной метаморфизации постепенно сменялись процессами дальнейшей постседиментационной метаморфизации погребенных маточных рассолов и дальнейшим минералообразованием в самих породах соляной толщи. Имеющиеся у нас материалы относятся к некоторым геохимическим особенностям постседиментационных процессов, протекавших в карбонатных и ангидритово-карбонатных породах соленосной толщи.

Прежде всего под влиянием условий более тесного соприкосновения маточных рассолов с карбонатными породами (которое осуществлялось, по-видимому, не повсеместно в одинаковой степени) продолжалась в связи с присутствием в растворах хлористого магния дальнейшая постседиментационная доломитизация известняков, находившихся в карбонатных межсолевых горизонтах и в карбонатных породах периферических зон.

Изученные Я. Я. Яржемским ранее карбонатные породы и значительные полевые наблюдения во время геологоразведочных работ в Олхинско-Введенском районе Нижнего Приркутья дали возможность детально познакомиться с результатами проявлений постседиментационной доломитизации известняков. Начавшаяся доломитизация их внешне сказывается в появлении весьма характерной пятнистости. При этом на темно-сером фоне известняка подмечаются едва заметные светло-серые, иногда желтовато-серые округлые доломитовые пятна с неясными очертаниями их контуров. По мере продолжающейся доломитизации пятнистость становится все более и более отчетливой. Дальнейшая доломитизация приводит к появлению в одних случаях резко выраженной пятнистости, в других — яркой «зебровидной» полосатости, в третьих — к конечному ее результату — образованию типичной мелкопористой и кавернозной постседиментационной доломитовой породы, но не пелитоморфного, а обычно мелкокристаллического строения с характерным сахаровидным изломом, блестящим при отраженном свете.

При общем широком масштабе проявления постседиментационной доломитизации известняков самые процессы доломитизации носили тем не менее в породах характер локально-спорадического проявления. Например, в разрезе половининской скважины проявления постседиментационной доломитизации известняков отмечаются редко, в то время как в разрезе нижнебулайской скважины они представляют собой обычное явление. В введенской карбонатной толще пятнистость доломитизированных известняков проявлена весьма неравномерно не только в стратиграфически различных слоях известняков, но и в одном и том же слое известняка в его отдельных участках по падению слоя (в береговых обнажениях р. Иркута — 1 *км* выше с. Введенского в ур. «Горка»).

При всех этих разнообразных примерах постседиментационной доломитизации известняков доломитизирующим агентом должен был являться хлористый магний погребенных рассолов соленосной толщи (по реакции Мариньяка, см. сноску на стр. 54), которые сами в свою очередь все более и более метаморфизовывались, обогащаясь хлористым кальцием и другими компонентами.

В редких случаях отмечались примеры кальцитизации доломита в сульфатно-доломитовых породах, когда, очевидно, парагенезисы доломита и гипса становились неустойчивыми и могло осуществляться течение природной реакции Гайдингера (см. сноску на стр. 54) в обратном направлении.

Постседиментационная доломитизация сопровождается появлением в доломитизированных известняках и постседиментационных доломитовых породах пористости и кавернозности. Иногда поры, соединяясь между собою, образуют сплошь кавернозные, губчатые участки, в которых каверны достигают 3—4 *см* в диаметре. Форма пор обычно вытянутая, благодаря чему они имеют вид пустых линзочек. Нередки и округлые поры. Иногда поры и каверны заполняются кальцитом, кремнеземом. Бывает, что совместно с ними

поры, каверны и даже плоскости отдельности карбонатных пород и трещинки зарастают в одних случаях пиритом, в других — кальцитом, доломитом, флюоритом. Иногда поры развиваются между оолитами в доломитовой породе.

Не следует конечно, забывать о том, что наряду с постседиментационными пятнистыми доломитизированными известняками в нижнекембрийских карбонатных породах еще более широко распространены седиментационные известковые доломиты, доломитовые известняки, доломиты.

Широко распространены в доломитовых, ангидритово-доломитовых и ангидритовых породах черные корковые образования постседиментационного времени, но различного происхождения. Одни из них черные, совершенно непрозрачные под микроскопом. По-видимому, они стоят в непосредственной связи с битумопроявлениями нижнекембрийской соленосной толщи. Другие внешне черные корки являются под микроскопом анизотропными темно-зеленого цвета, заметно плеохроирующими с биотитовой схемой абсорбции. Изучение их под микроскопом в иммерсионных препаратах и в шлифах позволяет отнести их к фолидолиту — $K_2O \cdot 12(MgFe)O \cdot Al_2O_3 \cdot 13SiO_2 \cdot 5H_2O$. Совместно с фолидолитом в шлифах отмечалось развитие мелкоагрегатного хлорита зеленого цвета. Химический анализ фолидолитовой корки показал следующее:

SiO_2	38,65
Al_2O_3	16,13
Fe_2O_3	7,55
CaO	2,11
MgO	16,81
SO_3	1,48
Na_2O	0,68
K_2O	2,10
TiO_2	1,03
MnO	Нет
П. п. п.	12,73
Влага при 105° С	1,62
Сумма	100,89

Если по SO_3 рассчитать количество гипса (3,0%), а оставшуюся окись кальция — на доломит (3,7%) (гипс и доломит попали в пробу из вмещающих черные корки пород), то помимо фолидолита остаются MgO, Al_2O_3, SiO_2, которые, по-видимому, входят в состав хлоритовых компонентов черных корок. Напомним, что по материалам, приводимым Я. К. Писарчик [1956], глинистое вещество, входящее в качестве примеси в доломитовые и ангидритовые породы усольской соленосной толщи, содержит преимущественно магнезиальные гидрохлориты и отчасти гидрослюду. По данным Н. В. Зайцевой, в некоторых глинисто-мергелистых, соляных и калийных горизонтах Старобинского месторождения содержание K_2O в нерастворимой в HCl части галопелитов составляет 6—9%, что связано с присутствием в соляных глинах гидрослюды. Проведенные во ВНИИГ

работы по изучению вещественного состава галопелитов также указали на повышенное (4—7%) содержание калия (и магния) в составе нерастворимой в HCl части галопелитов разных соляных месторождений (состоящей в основном из гидрослюды) по сравнению с гидрослюдами негалогенных пород. Это стоит в тесной связи с формированием интересующих нас гидрослюд в соленосных отложениях, в которых обычно содержатся повышенные количества калия, магния и других компонентов.

Следует также проверить, не уводилась ли в осадок какая-то часть калия при формировании пелитоморфных доломитовых (и ангидритово-доломитовых) отложений. Этот вопрос почти не освещен в литературе. Приведенные, например, в диссертации Ю. И. Гончарова (1964) цифровые материалы о содержании калия в изученных им доломитовых породах в 0,64% как среднее из 19 проанализированных проб не дают уверенности о первоисточнике в них калия. Доломитовые породы могли быть в той или иной мере глинистыми и тогда калий в них мог оказаться не хемогенным (поглощенным из рапы солеродного бассейна), а терригенным, принадлежащим алюмосиликатной примеси доломитовых пород.

Все эти материалы имеют прямое отношение и к интересующему нас вопросу общего поведения калия (и магния) в нижнекембрийском солеродном бассейне Иркутского амфитеатра. Для дальнейшего освещения этого вопроса требуется выполнение многочисленных анализов водных, солянокислых вытяжек и силикатных химических анализов нерастворимого в соляной кислоте остатка в специально отобранных для этой цели различных разновидностях галопелитов и доломитовых пород.

Чрезвычайно разнообразно выражены региональные (но не повсеместно с одинаковой интенсивностью протекавшие) процессы постседиментационного окремнения доломитовых, ангидритово-доломитовых, ангидритовых пород усольской соленосной свиты. Генетически главная часть процессов окремнения, начавшихся с самого раннего постседиментационного этапа (сразу после отложения пород) связана с явлениями частичного разложения того терригенного алюмосиликатного материала, который, хотя и в небольшом количестве, но все же повсеместно присутствует в карбонатных породах (и отчасти в каменной соли) всей соленосной толщи, от ее стратиграфически нижних горизонтов до верхних.

Вторая часть процессов окремнения карбонатных пород генетически связана с гипсометрически верхними частями карбонатных слоев и пачек в тех частях их разреза, где они непосредственно подстилают терригенные образования и в особенности аркозовые отложения континентальной юры и где местами протекают весьма интенсивные приконтактовые явления п о с л е ю р с к о г о окремнения карбонатных пород усольской соленосной толщи. И те и другие проявления окремнения (раннего и послеюрского генетических типов) кратко освещены как в первых (сибирских) работах Я. Я. Яржемского [1934, 1936, 1938], так и позднее [1949, 1957], а также

в работах других авторов [Воронова, 1960; Писарчик, 1956, 1963]. Здесь не приводится петрографическая характеристика различных примеров окремнения, а лишь отмечается, что устанавливались разные стадии проявления кремнезема — изредка от почти изотропной (опаловой) и разных модификаций халцедона до прекрасно образованного идиоморфного кварца, причем не только в карбонатных, ангидритово-карбонатных и ангидритовых породах, но и в каменной соли, в особенности в галопелитовых прослоях и комкообразных галопелитовых участках, в ней находящихся.

Все это постседиментационное аутигенное минералообразование в породах соленосной толщи с его разнообразными опало-халцедоно-кварцевыми, фолидолитовыми, гидрохлоритовыми, иллитовыми и другими магнезиально-гидро-алюмосиликатными проявлениями совместно с широким течением седиментационной и постседиментационной доломитизации представляет одну из интереснейших сторон общей проблемы дальнейшего исследования и углубления вопросов формирования соленосной толщи кембрия не только Иркутского амфитеатра, но и всего нижнекембрийского солеродного бассейна Сибирской платформы.

Но уже и сейчас можно сказать, что все это минералообразование является результатом природных реакций, совершавшихся на протяжении огромного промежутка времени от нижнего кембрия до наших дней между породами соленосной толщи и ее погребенными материнскими рассолами, обусловивших исключительно высокую роль хлористого кальция в рассолах и значительную потерю в них магния, калия (за счет тех же процессов доломитизации, силикатного минералообразования), и создавших пути для повышения концентрирования самих рассолов в связи с расходованием части их воды в качестве конституционного компонента многих гидросиликатных минеральных новообразований.

Вернемся к вопросам калиеносности и возможностям образования легкорастворимых солей в нижнекембрийских отложениях Иркутского амфитеатра. Их нужно рассматривать со стадии пегнитогенного осадконакопления.

Учитывая все вышеизложенное и в особенности специфические условия отложения галогенных осадков в слабосульфатной обстановке рассматриваемой части солеродного бассейна, можно предположить отсутствие здесь таких сульфатных образований, как кизерит, а из калийсодержащих — таких, как гергеит, сингенит, полигалит, каинит, лангбейнит, леонит, шенит. Здесь известны лишь хлориды калия в виде сильвина и карналлита.

Приведенные выше материалы о седиментационных особенностях накопления перемежающихся слоев каменной соли и несоляных пород при региональной изоляции межкристальной рапы нижележащих слоев каменной соли ангидритово-карбонатными образованиями от обстановки соленакопления в стратиграфически более верхних горизонтах, как отмечалось, не указывают на общие благоприятные условия накопления промышленных залежей калийных

солей в пределах Иркутского амфитеатра, если на всей его площади имеет место именно такая перемежаемость слоев каменной соли и несоляных (преимущественно доломитовых) пород.

Минералого-петрографическое исследование соленосной толщи нашего региона привело М. Л. Воронову [1960] к заключению, что в каменной соли изученных ею разрезов скважин «. . . имеется незначительная примесь сильвина в виде микровключений в кристаллах галита. Такая примесь обнаружена в слоях соли, расположенных в верхней части соленосной толщи во всех разрезах, а в половининской и бельской скважинах включения сильвина имеются и в нижней части соленосной толщи, правда в меньшем количестве и меньших размеров. В верхней части соленосной толщи в половининском разрезе встречены скопления зерен сильвина до 1 *см* в поперечнике, что свидетельствует о максимальной концентрации рапы солеродного бассейна». И далее «Детальное минералого-петрографическое изучение пород соленосной толщи в южной части Иркутского амфитеатра подтвердило высказывавшееся ранее предположение о том, что обеднение калием соленосной толщи не вторичное (за счет размыва калийных залежей), а первичное, т. е. концентрация рапы солеродного бассейна доходила лишь до начальной стадии садки сильвина, после чего наступало разбавление рассолов, сопровождавшееся отложением каменной соли, ангидритов и ангидрито-доломитов».

Таким образом, в известных пока примерах мы имеем лишь единичные зерна сильвина или его малую примесь в каменной соли.* По предложенной Я. Я. Яржемским классификации галогенных пород морского типа при различных сочетаниях сильвина и галита выделяются: а) каменная соль с примесью сильвина, когда последнего содержится до 5% (остальное — галит); б) сильвино-галитовая порода (или бедный сильвинит, когда сильвина от 5 до 15%, остальное — галит; это еще не промышленная руда); в) сильвинит (от 15 до 50% сильвина, остальное — галит; сюда входит основная масса промышленных сильвинитовых руд калийных месторождений); г) богатый сильвинит, когда сильвина от 50 до 75%; очень богатый сильвинит при содержании сильвина от 75 до 95%; сильвиновая порода — 95—100% сильвина.

Помимо соответствующего содержания сильвина, промышленный сильвинит должен залегать на глубинах порядка 1000 *м*** в виде сплошного слоя мощностью не менее 1 *м* или пачки сильвинитовых слоев, разделенных прослоями каменной соли, которые при общих валовых эксплуатационных работах (в случаях невозможности селективной выемки сильвинита) хотя и разубоживали бы руду, но с таким расчетом, чтобы в ее общей массе было не менее 15% хлористого калия (карналлит в качестве руды для удобрений не применяется).

Приведенная из статьи М. Л. Вороновой цитата указывает, что небольшая примесь рассеянного в каменной соли вкрапленного сильвина изученных ею разрезов Иркутского амфитеатра находится в нижних и в верхних горизонтах усольской свиты. При дальнейших буровых работах нужно особенно тщательно следить за полным выходом керна в этих частях разреза. Быть может, в других участках Иркутского амфитеатра в них и будут обнаружены повышенные содержания сильвина. Однако здесь мы можем встретиться с тем, что все соленакопление могло осуществляться сразу на огромной площади и в таких условиях слои каменной соли с повышенным содержанием сильвина могли высаживаться из рапы сразу на обширной территории, что в свою очередь могло «размазывать» садку сильвина и, таким образом, затруднять формирование сильвинитов, кондиционных и по содержанию хлористого калия и по мощности полезного ископаемого.

При дальнейших геологопоисковых работах нужно стремиться к обнаружению в пределах всех соленосных свит (усольской, бельской, ангарской) таких разрезов соленосных толщ, которые были бы сложены мощными (порядка нескольких сотен метров) отложениями каменной соли (без сколь-либо заметной роли прослоев доломитовых пород), которая могла накапливаться в наиболее лабильных, наиболее быстро погружавшихся участках дна солеродного бассейна, где именно и могли создаваться благоприятные условия для садки калийных солей, а не в региональных условиях всего дна солеродного бассейна.

Вдоль окраин южной части Сибирской платформы располагаются погружения кристаллического фундамента: Ангаро-Ленская, Присаянская и Приенисейская впадины. М. А. Жарков полагает, что эти впадины погружались относительно быстро, а поэтому в них зафиксированы более мощные соленосные толщи, чем в местах, где погружение кристаллического фундамента шло замедленными темпами.

В 1962 г. А. Л. Яншин привел материалы о перспективах поисков калийных солей в Сибири, на основании которых он также

---

* В 1967 г. в северной части Троицко-Михайловского вала в породах верхней части ангарской свиты была вскрыта при бурении скв. 88 каменная соль со значительной примесью сильвина, несущая прослои бедных сильвинитов. Разведка этого интересного участка продолжается.

** Из опыта эксплуатационных работ калийной промышленности в рудниках ГДР и ФРГ, где происходит добыча калийных солей на глубинах порядка 1000 *м*, наблюдаются сильные деформации целиков, выпучивание горных пород в подошве, кровле, стенках горных выработок, а также повышенная (до 37° С) температура рудничной атмосферы, что весьма затрудняет ведение эксплуатационных работ. При бурении на калийные соли геологопоисковых скважин (повторяем, с выходом керна около 90%) глубина в 1000 *м* не является лимитирующей все работы, так как на первых этапах поисков калийных солей важно наряду с их обнаружением выяснить общую геологическую обстановку их залегания, разобраться с основными вопросами их формирования, а затем уже вести дальнейшие работы для выяснения мест более близкого расположения калийных залежей к дневной поверхности на глубинах, доступных для их извлечения подземными работами, потому что методами подземного выщелачивания в современных условиях калийные соли в СССР пока не добываются.

обращает внимание на выявление конседиментационных прогибов для нижнекембрийского солеродного бассейна, где в соляных отложениях скорее всего и могут быть обнаружены калийные соли.

С учетом этих основных предпосылок с 1964 г. и начаты систематические геологопоисковые работы на калийные соли в пределах Иркутского амфитеатра путем проходки скважин колонкового бурения с высоким выходом керна в породах соленосной толщи.

Полученные в процессе ведения геологопоисковых буровых работ керновые материалы должны немедленно, тщательно и всесторонне изучаться комплексом всех методов исследования с тем, чтобы выбор наиболее перспективных площадей для заложения очередных поисковых скважин кернового бурения базировался на всех полностью обработанных материалах предшествовавших работ. Только на фоне раскрытия основных вопросов регионального формирования галогенных отложений удастся разрешить сложную специфику соленакопления всего солеродного нижнекембрийского бассейна Сибирской платформы и в частности его калиеносности.

В 1936 г. на ст. Половина в скв. 1 впервые были обнаружены на глубинах около 700 *м* рассолы, имевшие напорный характер и поступавшие с глубин от 790 до 860 *м*. В них содержалось хлористого кальция 65 *г/л*, хлористого магния — 21 *г/л*, хлористого калия — 8,43 *г/л* рассола. При пересчете на сухое вещество солей оказалось: хлористого кальция — 25, хлористого магния — 8,1, хлористого калия — 3,2%. Остальной состав солей падает в основном на хлористый натрий. Иона SO_4'' очень мало и недостает для связи его с кальцием в виде сульфата кальция. Сульфата магния, очевидно, нет вовсе и весь магний связывается с хлором. Тогда же было установлено высокое содержание в половининских рассолах брома — до 1,25 *кг/м*^{3} рассола. Позднее такие рассолы с еще большей концентрацией солей и микрокомпонентов брома, калия и других были обнаружены в различных местах Иркутского амфитеатра на ряде нефтеразведочных площадей и при бурении специальных разведочных скважин на промышленные рассолы.

На территории распространения ангарской свиты горизонты рассолов, приуроченные к карбонатным породам и реже к ангидритам, вскрыты скважинами в верхнеангарской подсвите на Шелонинской площади, в верхней части Зиминской и Бильчирской площадей и в основании нижнеангарской свиты у контакта с булайской свитой на Усть-Кутской площади. На Шелонинской структуре рассолоразведочными скважинами на глубине 441—476 *м* были вскрыты локальные скопления хлоркальциевых рассолов разной минерализации от 367 до 450 *г/л* с содержанием калия 4,5—22,5 *г/л*. Дебиты скважин достигали 76—144 *м*^{3}*/сутки*, но в процессе откачек притоки к ним резко снижались и в дальнейшем совсем прекращались вследствие кристаллизации солей в трубах.

На Зиминской площади хлоркальциевые рассолы с ничтожным дебитом и минерализацией 412 *г/л* встречены в кавернозных доломитах в интервале 442—458 *м*. Содержание в них калия не превышает

13,5 *г/л*. На Турукской структуре, близ г. Усть-Кут, рассольный горизонт вскрыт скв. 1-Р на глубине 918—968 *м*. Дебит его не превышал 0,78 *м*^{3}*/сутки*. Рассолы имеют минерализацию 181 *г/л*.

В бельской свите водоносные горизонты приурочены преимущественно к карбонатным породам и ангидрито-доломитам и обнаруживаются местами в верхней или нижней ее частях. Специальные исследования на Балыхтинской площади показали, что скопления рассолов имеют локальный характер. Из пяти скважин, пройденных на этой структуре, водообильной оказалась только одна скв. 5, на производительность которой огромное влияние оказывал газовый фактор, обусловивший первоначальный выброс рассолов до 250 *м*^{3}*/сутки*, после чего наступило резкое сокращение расхода до 90 *м*^{3}*/сутки* и в дальнейшем закупорка скважин выкристаллизовавшимися солями в составе которых находилось до 30% карналлита. Максимальная минерализация хлоркальциевых рассолов, вскрытых скв. 5, достигает 631 *г/л*. Содержание натрия составляет 3,02, калия — 18,5 и брома 10,6 *г/л*. Таких рассолов в глубоких депрессиях других районов СССР еще не встречалось. В них отношение $\frac{Na}{Cl}$ колеблется от 0,01 до 0,03, а $\frac{Cl-Na}{Mg}$ от 2,8 до 9,8, что свидетельствует о предельно высокой степени метаморфизации этих рассолов и очень большом содержании хлористого кальция, превышающем 80% эквивалентов.

На Марковской структуре скв. 28 на глубине 1669—1677 *м* встречен горизонт хлоркальциевых рассолов с минерализацией 578 *г/л*. Содержание в них калия составляло 11,5 и брома 7,3 *г/л*. Первоначальный дебит достигал 140 *м*^{3}*/сутки*. Аналогичного типа хлоркальциевые рассолы с минерализацией 541,9 *г/л* получены в тулунской скв. 5-Р на глубине 1700—1840 *м*.

В бассейне среднего течения р. Лены на Дельгейской структуре скв. 2-Р в породах толбачанской свиты (аналог бельской) в интервалах 1055,9—1059,3 и 1062,7—1067,2 *м* вскрыты исключительно крепкие хлоркальциевые рассолы с минерализацией 540,3 *г/л* и большим содержанием хлористого кальция — 78,3%-*экв*. Качественным анализом определено наличие брома.

На северо-западе Иркутского амфитеатра на Тынысской структуре в скв. 1-Оп в нижней части бельской свиты из интервала 721—756 *м* имели место выбросы газов и хлоркальциевых рассолов с минерализацией 373 *г/л*. Установлено очень высокое содержание калия — 39,7 *г/л*.

В средней части усольской свиты хлоркальциевые рассолы с минерализацией 306 *г/л* вскрыты у пос. Тыреть скв. 4-Р на глубине 1266—1287 *м*. Содержание в них калия составило 1,9 и брома 0,7 *г/л*. Близкой минерализацией (312 *г/л*) обладали такие же рассолы, встреченные скв. 1-Р близ пос. Тангуй на глубине 2630 *м*. Дебит их был равен 3 *м*^{3}*/сутки*.

В нижней части усольской свиты находится доломитовая пачка осинского горизонта мощностью 60—75 *м*. На Тыретской, Осинской,

Атовской и Марковской нефтеразведочных площадях к этому горизонту приурочены весьма крепкие и исключительно крепкие рассолы. На Тыретской площади скв. 6-Р хлоркальциевые рассолы с минерализацией 580,6 *г/л* вскрыты в интервале 1675—1730 *м*. Содержание в них калия достигает 16,5 *г/л*. Дебит на изливе был 25—29 *м*^{3}/*сутки*. На Осинской структуре хлоркальциевые рассолы с минерализацией 505,33 *г/л* залегают на глубине 1630—1658 *м*. Содержание брома составляет 3,8 и калия 19,7 *г/л*. Дебит скважины не превышает 5 *м*^{3}/*сутки*. В исключительно крепких рассолах хлорбромный коэффициент очень низок и колеблется от 32 до 90.

В соленосной толще на отдельных нефтеразведочных площадях наряду с водоносными скважинами были и безводные; кроме того, некоторые из них вскрывали водоносные горизонты, отсутствующие в ближайших скважинах, следовательно, рассолы в соленосной толще Иркутского амфитеатра не имеют сплошного распространения.

По мнению многих исследователей (И. К. Зайцев, Е. В. Ильина, А. Н. Любомиров, Н. Я. Тычино, Е. А. Басков, М. Г. Валяшко и др.), происхождение крепких рассолов соленосного комплекса связано с солеродным бассейном, занимавшим огромное пространство Сибирской платформы. В лагунах этого бассейна, периодически пополнявшихся солеными водами, вследствие благоприятных климатических, тектонических и гидрологических условий накапливались мощные толщи каменной соли. Наряду с садкой галита шло обогащение остаточных рассолов, заполнявших поры в свежеотложенных соляных залежах магнием, бромом и калием и другими микрокомпонентами. Под воздействием тектонических колебательных движений соленосные отложения вместе с хлормагниевыми рассолами подвергались захоронению, чему способствовали большие скорости погружения территории.

В процессе диагенеза при уплотнении осадков остаточные маточные рассолы отжимались из солей в подстилающие и покрывающие отложения. Длительное взаимодействие с вмещающими породами привело к глубокой метаморфизации остаточных рассолов и накоплению в них огромного количества хлористого кальция, что обусловило исключительно высокую минерализацию.

В подсолевом комплексе подземных вод минерализация хлоркальциевых рассолов резко понижается и ее минимальные значения составляют 237—150 *г/л*. Состав растворенных газов соленосного и подсолевого комплексов (метаново-азотный и метаново-углеводородный) характеризует высокую гидрогеологическую закрытость водоносных горизонтов.

Присутствие большого количества хлористого кальция в рассолах есть результат взаимодействия их с вмещающими породами в течение длительного геологического времени. В рассолах соленосного комплекса хлористый кальций начал появляться еще у земной поверхности вследствие обменной адсорбции с терригенным коллоидным материалом, привносимым в бассейн периодическими поверхностными потоками. Накопление $CaCl_2$ в донных илах могло происходить даже в периоды снижения минерализации рассолов в лагунах нижнекембрийского бассейна в ходе реакций Гайдингера и Мариньяка. В начале садки хемогенных доломитов минерализация воды в лагунах была не ниже 70—80, сульфата кальция 130—175 и галита — около 300 *г/л*.

Где и при каких обстоятельствах могли накапливаться в твердой фазе калийсодержащие легкорастворимые компоненты?

Возможно, они были частично сброшены в наиболее пониженные (наиболее прогнутые при седиментации) участки солеродного бассейна, где могли формироваться из таких рассолов скопления калийных солей, возможно, и промышленного значения. Поиски таких возможных участков конседиментационного соленакопления всеми имеющимися у нас методами должны представить задачу всей постановки геологопоисковых работ, направленных для обнаружения промышленных месторождений калийных солей при обязательном условии высокого выхода керна и всесторонней его последующей камеральной обработки.

Сильвин и карналлит могли частично выделяться также при изолированных условиях в тех же самых горизонтах каменной соли, в которых межкристальная рапа образовалась при седиментации в солеродном бассейне. При последовавших постседиментационных условиях она могла поступать из слоев каменной соли по трещинам, по плоскостям отдельности, наслоения в соседние покрывающие и подстилающие ангидритово-карбонатные, карбонатные породы соленосной толщи и в каком-то количестве в ангидритово-карбонатные, карбонатные породы, расположенные по простиранию за пределами соленосной толщи в прибрежных зонах, где они, так же как и в породах соленосной толщи, стимулировали протекание постседиментационных процессов доломитизации, образования магнезиальных гидросиликатов и другого минералообразования.

При бурении в пределах соленосной толщи обнаружены наряду с прослоями также беспорядочно расположенные вкрапления и п р о ж и л к и сильвина и карналлита в слоях каменной соли или в непосредственно перекрывающих и подстилающих ее частях слоев ангидритово-карбонатных и карбонатных пород. Этим подтвердится второй путь постседиментационного распыленного (рассеянного) проявления калиеносности. Последние калиепроявления представляют лишь теоретический интерес и могут быть связаны только с вопросами использования самих высококонцентрированных бромоносных и калиеносных рассолов. И если Н. М. Страхов приходит к заключению [1962, стр. 461], что « . . . возникновение калиевых минералов было двукратным процессом: в седиментогенезе отлагался исходный «метастабильный» материал, в дальнейшем он превращался в устойчивые, длительно сохранявшиеся фазы», то по второму пути нижнекембрийские калийные минералы в случае их образования в длительнейшем процессе крайне сильно проявленной метаморфизации и концентрирования межкристальных маточных

рассолов могли образоваться всего лишь в однократном постседиментационном процессе почти без стадии их проявления на седиментационном этапе.

ВЫВОДЫ

1. Основные особенности генезиса нижнекембрийских пород соленосной толщи связаны как со спецификой их седиментации, выраженной чередованием слоев карбонатных (и ангидритово-карбонатных) образований и слоев каменной соли, сравнительно выдержанных в пределах всего Иркутского амфитеатра, так и со спецификой постседиментационных процессов, протекавших в породах соленосной толщи.

2. Главные седиментационные особенности осадконакопления образований соленосной толщи характеризуются следующими чертами.

а. Соленосная толща в пределах Иркутского амфитеатра формировалась в условиях резко выраженной слабой сульфатности солеродного бассейна. Сульфатов было мало, и при отложении хемогенных осадков лишь изредка образовывались ангидритовые породы, в то время как пелитоморфные, микрозернистые, иногда мергелистые доломитовые образования были чрезвычайно широко распространены. Главным агентом доломитизации поступавшего с растворами бикарбоната кальция были не сульфаты магния, а хлориды магния, т. е. природные реакции массового образования доломита происходили не столько по реакции Гайдингера (с образованием в осадке наряду с доломитом также ангидрита), сколько по реакции Мариньяка (с образованием в осадках доломита и в растворах — хлористого кальция, что и обусловило повышенную хлоркальциевую минерализацию вод солеродного бассейна с начальной стадии пегнитогенного процесса). Иногда имели место столь сильные рассолонения солеродного бассейна, что его материнская рапа вовсе исчезала и образовывались в региональном масштабе темно-серые (почти черные) микрозернистые известняки с фауной трилобитов, представляющие собой маркирующие горизонты, важные также в генетическом и в практическом отношении.

На долю дальнейших минералого-петрографических исследований выпадает интереснейшая работа (разумеется, с учетом того, что уже было сделано) по изучению первичных (конседиментационных) известняков, доломитовых известняков, известковых доломитов, доломитовых, ангидрит-доломитовых, ангидритовых пород и их глинистых разновидностей как в направлении текстурных, структурных, палеофитологических и других особенностей их строения, так и детальной геохимической характеристики.

б. Слои каменной соли перекрывались сразу же после своего отложения вязкими сульфатно-карбонатными и карбонатными илами, которые прочно и регионально тампонировали собой слои каменной соли вместе с заключенными в них межкристальными маточными рассолами. Так, в седиментационном периоде создавались условия изоляции нижележавших слоев каменной соли от образовывавшихся выше них слоев каменной соли, а межкристальная рапа, захороненная в своих горизонтах каменной соли, почти не участвовала в последующей седиментации, не способствовала формированию более высококонцентрированных масс соляных рассолов. Процесс накопления каждого последующего слоя каменной соли на его ангидритовом и доломитовом иловом ложе в значительной мере как бы повторяется сначала, т. е. так, будто бы и не было предшествовавшего накопления каменной соли.

3. На первых этапах постседиментационных процессов произошла полная литификация карбонатных, ангидритово-карбонатных слоев соленосной толщи и довольно интенсивная перекристаллизация галита в слоях каменной соли, чему в значительной мере должна была способствовать широко распространенная в ней погребенная межкристальная маточная рапа.

Тектонические проявления привели к частичным деформациям пород соленосной толщи, ангидритово-карбонатные и карбонатные горизонты которой должны были частично расколоться, а материнская рапа соседних горизонтов каменной соли могла приходить в более тесное соприкосновение с ангидритовыми и карбонатными породами, что в еще большей мере способствовало последующему постседиментационному минералообразованию в породах соленосной толщи.

а. Явления вторичной доломитизации известняков привели к появлению пятнистых доломитовых пород. Местами отмечались явления раздоломичивания (кальцитизации) доломитов.

б. Многогранно и широко проявились процессы силицификации пород соленосной толщи с появлением в ней опало-халцедоно-кварцевых, фолидолитовых, гидрохлоритовых, иллитовых, стронциохильгардитовых, данбургитовых и других новообразований.

Явления постседиментационной доломитизации и силикатное минералообразование в породах привели к дальнейшей еще большей метаморфизации и подчас к предельной хлоркальциевой минерализации погребенных межкристальных материнских рассолов.

Весь этот комплекс постседиментационного минералообразования в породах соленосной толщи должен также стать объектом пристального минералого-петрографического и геохимического изучения в общей проблеме реконструкции условий формирования пород нижнекембрийской соленосной толщи.

4. В случае, если последующими буровыми работами с высоким выходом керна подтвердится в пределах Иркутского амфитеатра выдержанная перемежаемость 10—40—70-метровых слоев каменной соли с ангидритовыми и с карбонатными породами таких же примерно мощностей, то такое общее строение данной части нижнекембрийского солеродного бассейна не может служить обнадеживающим критерием успешного завершения поисков промышленных залежей калийных солей. При такой ситуации могут быть обнаружены калийные соли в виде спорадических скоплений — прослоев, гнезд,

желваков, прожилков как в самой каменной соли, так и в прилегающих слоях ангидритово-доломитовых и доломитовых пород. Такие проявления калиеносности могут быть связаны с теми или иными погребенными высокоминерализованными рассолами, но трудно допускать, что они могли бы сами по себе представлять практический интерес, за исключением, разумеется, тех (правда, сложных) перспектив, которые могут быть связаны с эксплуатацией самой межкристальной рапы погребенных высокоминерализованных маточных рассолов при наличии в них повышенных количеств брома, калия и других компонентов.

Для обнаружения промышленных месторождений калийных солей нужно стремиться к отысканию всеми имеющимися поисковыми методами (и в частности, разумеется, бурением с высоким выходом керна) среди кембрийской соленосной толщи таких участков, в которых могли накапливаться в связи с наиболее интенсивным прогибанием дна солеродного бассейна мощные толщи каменной соли (без переслаивания с ангидритовыми и доломитовыми породами), среди которой можно скорее всего ожидать отложение промышленно интересных скоплений калийных солей.

ЛИТЕРАТУРА

Валяшко М. Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. Изд-во МГУ, 1962.

Воронова М. Л. Петрографическая характеристика нижнекембрийских соленосных отложений юго-восточной части Сибирской платформы. Тр. ВНИИГ, вып. 40, 1960.

Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР. Госгеолтехиздат, 1960.

Левенко А. И., Лучицкий И. В., Нагибина М. С. Стратиграфия и тектоника древнего палеозоя Ангаро-Илимского водораздела. Очерки по геологии Сибири. Изд. АН СССР, 1950. (Тр. ИГН АН СССР, вып. 14).

Маслов В. П. Геолого-литологический очерк среднего кембрия Приангарья (Восточная Сибирь). Изд. АН СССР, 1940. (Тр. ИГН АН СССР, сер. геол., № 5, вып. 15).

Маслов В. П. Геология верховьев рек Лены и Киренги. Изд. АН СССР. 1947. (Тр. ИГН АН СССР, вып. 85, сер. геол., № 24).

Маслов В. П. Существует ли перерыв между средним кембрием и верхоленской свитой в Восточной Сибири? Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1952.

Мордовский В. Т., Кравченко Е. В., Федоров С. Ф. Геологическое строение южной части Сибирской платформы. Изд. АН СССР, 1953.

Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Изв. АН СССР, период пятый (1918—1940), вып. V, 1945.

Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. Изд. АН СССР, 1948. (Тр. ИГН АН СССР, вып. 99, сер. геол., № 31).

Писарчик Я. К. Новые данные о составе глинистого вещества карбонатно-галогенных отложений нижнего кембрия Иркутского амфитеатра. ВСЕГЕИ, Мат-лы по литологии, нов. сер., вып. 1, 1956.

Писарчик Я. К. Литология и фации кембрийских отложений Иркутского амфитеатра в связи с нефтегазоносностью и соленостью. Гостоптехиздат, 1963.

Разумовская Е. Э. Перспективы калиеносности Сибирской платформы. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Сибирской платформы. Тр. ВСЕГЕИ, Нов. сер., вып. 44, 1960.

Ситников С. П., Грибова Н. А. Тектоническое районирование Сибирской платформы. Основные черты геологического строения и перспективы нефтеносности. Тр. ВНИГРИ, вып. 13, 1954.

Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. Изд. АН СССР, 1951 (Тр. АН СССР, вып. 124).

Страхов Н. М. Основы литогенеза. Т. III. Закономерности состава и размещения аридных отложений. Изд. АН СССР, 1962.

Тихомирова Н. Я. Корреляция поздпедокембрийских и раннекембрийских отложений Иркутского амфитеатра по кластогенным материалам. Автореф. дисс. Л., ВСЕГЕИ, 1964.

Уземблo В. В. Влияние залежей каменной соли на зональность подземных вод Восточно-Сибирского соленосного бассейна. Тр. УкрНИИСоль, вып. 6 (14). Госгортехиздат, 1962.

Цахновский М. А. Верхнедокембрийские и нижнекембрийские отложения Иркутского амфитеатра. Автореф. дисс. Новосибирск, 1964.

Яншин А. Л. Перспективы открытия месторождений калийных солей на территории Сибири. Геология и геофизика, № 10, 1962.

Яржемский Я. Я. Минеральные строительные материалы Введенско-Олхинского района под Иркутском. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 8, 1934.

Яржемский Я. Я. К литологии среднего кембрия Приангарья. Тр. ВСГТ, вып. XVI, 1936.

Яржемский Я. Я. К литологии окрестностей ст. Половина Вост.-Сиб. ж. д. Тр. ВСГТ, вып. XXV, 1938.

Яржемский Я. Я. О вторичном кварце в галитовых породах. ДАН СССР, т. 65, № 5, 1949.

Яржемский Я. Я. Явления собирательной кристаллизации и природного высаливания в некоторых галогенных породах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1957.

Н. В. МЕЛКОВА

О НАХОДКЕ ТАЛЬКА В КАМЕННОЙ СОЛИ СЕРЕГОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В 1965 г. Вычегодская геологоразведочная партия прислала во ВНИИГ керн из разреза скв. 38 Сереговского месторождения для минералого-петрографического исследования. В нерастворимых в воде остатках каменной соли в небольшом количестве был обнаружен тальк.

В иностранной литературе довольно часто встречаются указания о находке талька в каменной и калийной солях. Так, в работе Бейли [Baily, 1949] говорится, что впервые тонкие слюдоподобные чешуйки минерала, определенного позднее как тальк, были замечены примерно в 1929 г. Тальк был обнаружен в составе нерастворимых в воде остатков некоторых калийных кернов, полученных при бурении вблизи Карлсбада, округ Эдди, Нью-Мексика. Тальк встречался по трещинам спайности галита, сильвина и между зернами галита и сильвина. Нерастворимые в воде остатки состояли из большого количества железосодержащей глины, зерен песка и других материалов. Образцы имели красновато-коричневатый цвет из-за окислов железа. По составу терригенных компонентов они близки образцам из Серегова.

Оптически тальк из Нью-Мексики является почти одноосным отрицательным минералом с величинами β и γ, очень близкими к 1,580. Как указывает Бейли, образование талька в солях вторичное и более позднее, чем отложение солей.

О находках талька в солях часто упоминается в работах Стюарта [Stewart, 1949, 1959, 1963, 1965], который дает тальку сходную с Бейли кристаллооптическую характеристику.

В работах Стюарта генезис талька рассматривается различно. Не вызывает сомнения, что тальк является вторичным минералом. Автор считает, что тальк образовался из растворов, которые были частично ассоциированы с галитом [1949]. Иногда кварцевые кристаллы, включенные в галит, содержат прямоугольную сеть тальковых пластинок, расположенных параллельно тальку, который лежит вдоль трещин спайности включающего галита. Это указывает на замещение галита кварцем после образования вторичного талька [1959]. В другой работе Стюарта [1963] отмечается, что тальк образовывался во время или после других замещений и, возможно, магний получался из полигалита и магнезита, а кремний — из небольшого количества глины в породе. Кроме того, Стюарт считает, что при взаимодействии с глиной и осадками могли развиваться кварц, гематит, риннеит и тальк [1965].

Тальк ($3MgO \cdot 4SiO_2 \cdot H_2O$), установленный нами в составе нерастворимых остатков каменной соли Серегова, образует слюдоподобные комочки белого цвета с перламутровым блеском (рис. 1). Размер их колеблется от 0,2 до 0,4, иногда до 0,8 *мм* в сечении. Встречаются также отдельные тонкие бесцветные прозрачные пластинки талька, напоминающие слюду, до 0,4—0,7 *мм* в поперечном сечении, изредка почти до 3 *мм*.

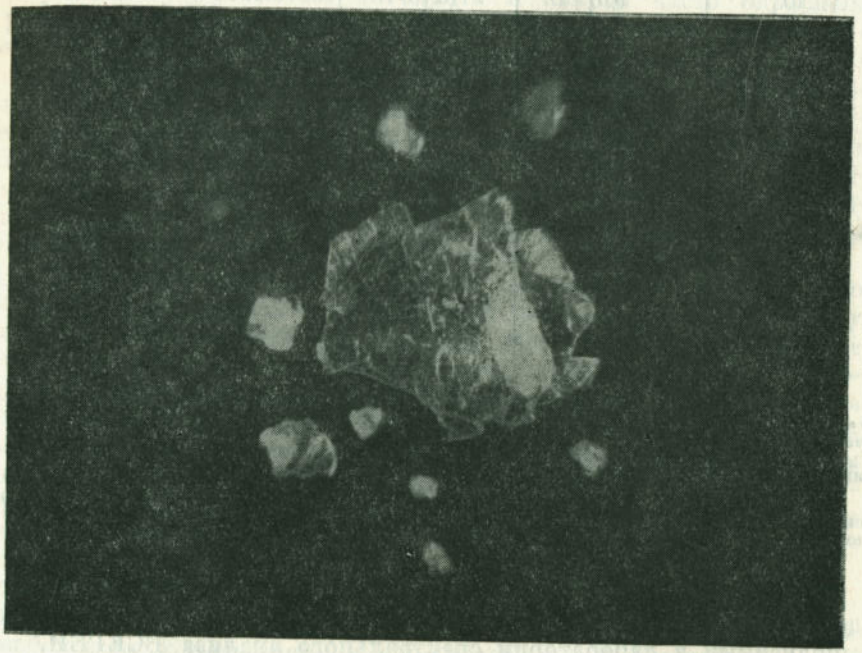


Рис. 1. Комочки и чешуйки талька из нерастворимого в воде остатка каменной соли. Скв. 38, обр. 1, гл. 408,0 *м*, × 13.

Иммерсионное изучение показало, что комочки имеют агрегатно-волокнистое строение, Ng около 1,580, Np около 1,549. В тонких пластинках с серыми цветами интерференции видна фигура одноосного отрицательного минерала. Согласно данным А. Г. Бетехтина [1950] и Г. Винчелла [1953], тальк — двуосный отрицательный минерал, угол оптических осей ($2v$) колеблется от 0 до 30°; Ng = = 1,575—1,590; Np = 1,538—1,545.

Сравнение данных рентгенограмм талька из Серегова с табличными (табл. 1) свидетельствует об их сходстве.

Сопоставление линий исследуемого талька с эталонной рентгенограммой показало меньшую степень совершенства его структуры (многие отражения отсутствуют).

ТАБЛИЦА 1

Рентгенометрические данные талька

Обр. 1 (Серегово)			Табличные данные, по В. И. Михееву [1957]	
I	$\frac{d\alpha}{n}$	$\frac{d\beta}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$
5	(10,43)	9,41	—	—
10	9,67	(8,73)	10	9,3
4	4,70	4,24	6	4,64
2	(3,51)	3,17	2	3,53
3	3,19	2,88	—	—
10	3,12	(2,82)	10	3,10
2	(2,83)	2,56	2	2,86
1	2,76	2,49	3	2,73
3	2,63	2,38	4	2,59
6	2,50	(2,25)	6	2,47
1	2,34	2,11	2	2,33
3	2,22	2,00	5	2,22
2	2,11	1,90	4	2,12
3	1,99	1,80	4	2,08
3	1,87	1,69	5	1,86
1	1,56	1,40	3	1,55
8	1,53	(1,38)	10	1,53

Условия съемки. Cu — антикатод, Ni — фильтр, напряжение 30 *кв*, сила тока 6 *ма*, $D = 143{,}25$ *мм*, $d = 0{,}45$ *мм*, экспозиция 4 *ч*. Исправления сделаны по особому снимку смеси с NaCl.

Рентгенометрический анализ произведен сотрудницей физико-химической лаборатории ВНИИГ И. В. Бразулис.

Примечание. В рентгенометрическом определителе (3) приведено несколько рентгенограмм талька, которые имеют как черты сходства, так и различия между собой (по числу и интенсивности линий), даже более резкие, чем в данном случае.

В связи с малым количеством вещества, к сожалению, не удалось сделать химического анализа талька. Спектральный же анализ, выполненный в лаборатории спектрального анализа ВСЕГЕИ, показал в основном присутствие кремния и магния. Результаты спектрального анализа талька (обр. 1, содержание в %):

Si	1—3
Mg	1—3
Ca	0,01
Fe	0,001
Pb	0 001
Mn	0,001
Cu	0,001
Na	0,1

Вместе с тальком в нерастворимых в воде остатках присутствуют карбонаты, ангидрит, кварц, единичные редкие зерна калиевых полевых шпатов и хлоритов.

Карбонаты образуют комочки пелитоморфного строения, сложенные доломитом, а также кристаллы — сильно уплощенные

ромбоэдры тонкотаблитчатого облика с $Ng = 1{,}710—1{,}716$, относящиеся, по-видимому, к анкеритовому ряду. Встречаются отдельные кристаллы, имеющие ромбоэдрический или скаленоэдрический габитус, являющиеся, судя по показателям преломления, доломитом.

Ангидрит образует призматические кристаллы.

Кварц находится как в виде идиоморфных аутигенных кристаллов, так и в виде округлых довольно хорошо окатанных зерен терригенного происхождения.

Кристаллы карбонатов, ангидрита и кварца часто окрашены в розоватый цвет, а внутри кристаллов имеются включения гематитовых чешуек, вызывающих их красноватую окраску.

Содержащая тальк каменная соль довольно чистая, бледно-розовая или почти белая с розоватым оттенком, разнозернистая, преимущественно крупнозернистая. Размер зерен галита колеблется от 0,5—1,0 до 10—20 *мм*. Форма зерен неправильная, часто вытянутая по оси керна. Соль в значительной степени перекристаллизована, лишь в отдельных зернах в небольшом количестве видны микровключения маточной рапы, иногда с пузырьками газа.

Редкие включения талька в чистой каменной соли Сереговского месторождения затрудняют расшифровку генезиса талька. Но наряду с тальком, заключенным в галите, был обнаружен тальк в составе галопелитового вещества. Наиболее представительным в этом отношении является изученный нами образец 7. Во многих образцах из этой скважины проявлены в той или иной степени вторичные процессы: развитие аутигенных кварца, гематита и талька (причем кристаллооптические свойства талька очень неотчетливые), а в изученном образце эти процессы проявлены наиболее полно и ярко: кварц и гематит образуют довольно крупные кристаллы, более отчетливые черты имеет тальк.

Образец 7 (гл. 510,8—510,9 *м*) представляет собой контакт каменной соли с карбонатно-глинистой породой фиолетового цвета с небольшим количеством песчано-алевритового материала. Каменная соль слегка розоватая, разнозернистая, на контакте с галопелитовым веществом сильно перекристаллизованная. Местами образуются шпатовые кристаллы до 25—30 *мм* в сечении. Во многих зернах галита в небольшом количестве встречаются микровключения рапы. Спорадически в каменной соли видны гематитовые включения в виде мелких гексагональной и овальной формы пластиночек, просвечивающих и плеохроирующих от буровато-зеленого до оранжевого цвета.

Наиболее интенсивно галит окрашен на контакте с глинистым веществом.

Основная масса глинистой породы сложена тальком микроагрегатного или тонковолокнистого строения с серыми цветами интерференции (Ng около 1,580). В отдельных участках происходит собирательная кристаллизация талька. Внутри таких участков глинистое вещество остается в виде мелких комочков черного цвета.

Выделить чистый материал для химического или даже спектрального количественного анализа оказалось невозможным. Примерный же состав его приведен ниже. Основными компонентами наиболее чистых участков являются кремний, магний, кальций, железо и алюминий. По-видимому, имеется небольшое количество гидрослюды, гематита, возможно, ангидрита, но главную массу составляет тальк.

Результаты спектрального анализа (обр. 7, содержание в %)*:

Гематит		Тальксодержащая порода	
Si	0,01—0,03	Si	~3
		Al	~0,1
Mg	~0,01	Mg	~1
		Ca	1—3
		Be	<0,001
Fe	⩾10	Fe	~0,3
Mn	<0,001	Mn	~0,001
V	0,001—0,003	Ti	0,003—0,01
Sn	0,001—0,003	Cr	~0,001
Cu	0,003—0,01	Ag	0,001
Zn	?	Zr	0,003—0,01
Al, Ca, Ba, Be, As, Te, Sc, P, Sb, Hf, Ti, Ge, Cr, Ta, Tl, Pb, U, Th, Ga, W, Nb, In, Bi, Mo, Ce, Li, La, Cd, Ag, Na, Y, Yb, Ni, Zr, Co, Sr, K определялись, но не обнаружены.		As, Te, Sc, P, Sb, Hf, Ge, Ta, Ti, Pb, U, Th, Ga, W, Nb, In, Bi, V, Mo, Sn, Ce, Li, La, Cd, Cu, Na, Y, Yb, Zn, Ni, Co, Sr, K определялись, но не обнаружены.	

ТАБЛИЦА 2

Рентгенометрические данные гематита

Образец 7 (Серегово)		Гематит (эталон) (3)		Образец 7 (Серегово)		Гематит (эталон) (3)	
I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$
2	(4,04)	—	—	6	1,599	5	1,595
5	3,67	4	3,68	8	1,487	9	1,483
4	(2,97)	3	(2,98)	9	1,452	9	1,448
3	(2,78)	2	(2,77)	3	1,350	2	1,344
10	2,695	10	2,696	6	1,312	5	1,307
10	2,512	10	2,518	4	1,259	3	1,257
3	(2,436)	2	(2,432)	2	1,228	1	1,223
6	2,206	6	2,199	2	1,216	1	1,211
3	(2,025)	2	(2,021)	5	1,190	2	1,187
3	(1,868)	2	(1,860)	4	1,165	2	1,160
8	1,838	10	1,834	6	1,142	4	1,137
1	1,760	—	—	7	1,105	6	1,101
9	1,694	10	1,688	7	1,056	4	1,053
3	(1,637)	3	(1,633)				

Условия съемки. Fe — антикатод, $D=57{,}3$ *мм*, $d=0{,}5$ *мм*.

Примечание. Поправка по особому снимку смеси с NaCl. Рентгенометрическое изучение производилось в рентгеновской лаборатории ВСЕГЕИ Е. П. Соколовой.

* Анализы выполнены в спектральной лаборатории ВСЕГЕИ.

Кроме талька, по данным иммерсионного изучения, в состав фиолетовой глинистой породы входят микрозернистые карбонаты, ангидрит, кварц (аутигенный и терригенный), полевые шпаты, хлорит. Видна масса мелких гематитовых образований. Достоверность определения гематита подтверждается результатами спектрального анализа (см. стр. 76) и рентгенометрическим изучением (табл. 2).

Внутри глинистой породы имеются трещины, залеченные розовато-бурым галитом, отмечаются также галитовые включения различной формы.

Ангидрит в результате собирательной кристаллизации образует тонкопризматические, почти волокнистые, иногда радиально-лучистые разности [Яржемский, 1957]. Часто ангидрит встречается в виде линзовидных скоплений, возникших при врастании его в галит и дальнейшем полном замещении галита ангидритом.



Рис. 2. Кристаллы гематита. Видны сросшиеся кристаллы гематита и кварца. Скв. 38, обр. 7, гл. 510,8 *м*, × 14.

Аутигенный кварц в большинстве случаев имеет правильную идиоморфную форму кристаллов. Кристаллы кварца растут из глинистой массы в галит, образуя своеобразные каемки вокруг галопелитовых участков. Как правило, вместе с кристаллами кварца в каменной соли встречаются крупные пластинчатые кристаллы гематита (до 0,7—0,9 *мм* в сечении, рис. 2).

Часто кристаллы кварца имеют зональное строение, что говорит об их прерывистом росте (рис. 3). Зоны подчеркнуты гематитовыми включениями. В ряде случаев внутри идиоморфных контуров кварц имеет агрегатное строение, свидетельствующее о его неполной перекристаллизации.

Помимо идиоморфного кварца, врастающего в галит, в самой галопелитовой породе также отмечается аутигенный кварц, имеющий агрегатное строение.

Таким образом, здесь, на контакте каменной соли с галопелитовой породой, произошла сильная перекристаллизация галита и одновременно в значительной степени оказалось разложенным собственно глинистое вещество. В результате этого разложения освобождающийся кремнезем способствовал образованию и росту аутигенного кварца [Яржемский, 1949]. Закисное железо алюмосиликатной части галопелитового вещества, претерпевая окисление, шло на

образование гематита. Присутствие ионов магния при наличии кремневой кислоты обусловило появление талька.

На подробной характеристике талька и его генезисе мы остановились в связи с тем, что часто тальк, видимо, принимается за другие минералы, в частности слюдистые либо полигалит [Stewart, 1949].

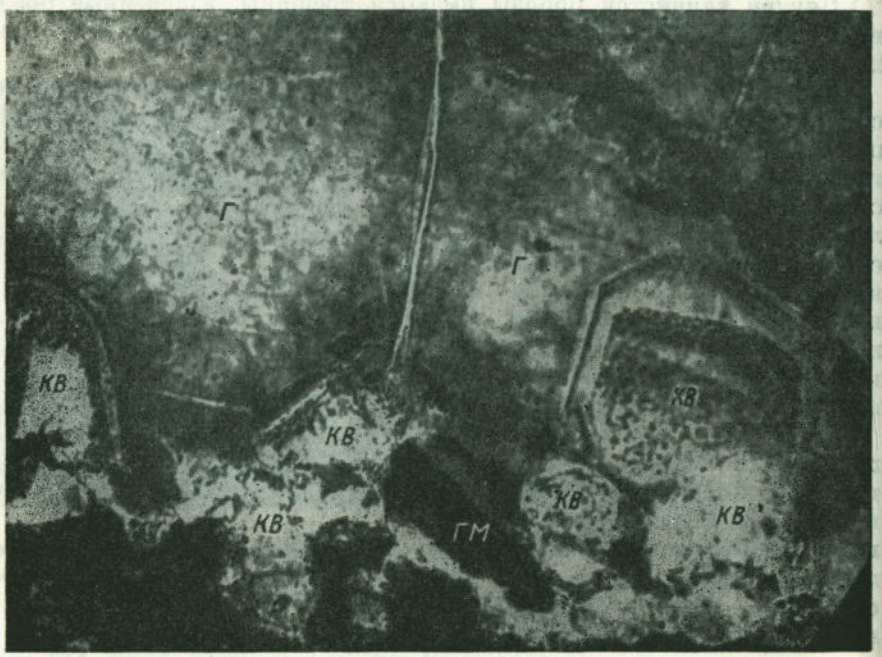


Рис. 3. Зональное строение кристаллов кварца (*КВ*), растущих в галит (*Г*) из галопелитового вещества (темное). Зоны роста подчеркнуты микровключениями гематита (черные точки в кварце). Виден крупный кристалл гематита (*ГМ*). Скв. 38, обр. 7, гл. 510,8 *м*. Шлиф, ×87, без анализатора.

ЛИТЕРАТУРА

Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолиздат, 1950.

Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. ИЛ, 1953.

Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957.

Яржемский Я. Я. О вторичном кварце в галитовых породах. ДАН СССР, т. LXIV, № 5, 1949.

Яржемский Я. Я. Явления собирательной кристаллизации и природного высаливания в некоторых галогенных породах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1957.

Baily R. K. Talc in the salines of the potash field near Carlsbad, Eddy County, New Mexico. Amer. min., vol. 34, 1949.

Stewart F. H. The petrology of the evaporites of the Eskdale no. 2 boring, East Yorkshire. Pt. I. The lower evaporite bed. Min. Mag., vol. 28, 1949.

Stewart F. H. The petrology of the evaporites of the Eskdale no. 2 boring, East Yorkshire. Pt III. The upper evaporite bed. Min. Mag., vol. 29, № 213, 1959.

Stewart F. H. The permian lower evaporites of Fordon in Yorkshire. Proc. Yorks. Geol. soc., vol. 34, pt. 1, № 1, 1963.

Stewart F. H. The mineralogy of the British permian evaporites. Min. mag., vol. 34, № 268, 1965.

Н. В. МЕЛКОВА

К ПЕТРОГРАФИИ ЗОНЫ КАЛИЙНО-МАГНИЕВЫХ СОЛЕЙ ВЕРХНЕПЕЧОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (по разрезу скв. 1012)

Верхнепечорское месторождение калийно-магниевых и каменной солей, открытое в 1954 г. при проведении структурно-поисковых работ, расположено в Троицко-Печорском районе Коми АССР и захватывает северную часть Пермской области в бассейне р. Колвы.

Этот соленосный бассейн приурочен к Курьинской площади Верхнепечорской впадины [Кремс, Чернявский, 1963]. Бассейн вытянут в почти меридиональном направлении и занимает площадь длиной до 125 *км* при ширине до 50 *км* [Иванов, 1965]. Площадь, охарактеризованная материалами бурения, несколько меньше.

Соленосная толща относится к отложениям верхней части кунгурского яруса. Общая мощность ее достигает 400 *м* [Иванов, Богацкий, 1963]. В разрезе соленосной формации выделяются три зоны: покровной каменной соли мощностью 4—35 *м*, калийно-магниевых солей мощностью 9—55 *м* и подстилающей каменной соли мощностью 125—260 *м* и более [Иванов, 1965].

Кровля зоны калийных солей на разведочном участке месторождения залегает на глубине 186—800 *м* и более, погружаясь в направлении с запада на восток и северо-восток [Иванов, 1965].

В пределах разведочного участка установлены две фациальные полосы: полоса преимущественного развития карналлитов — в западной части участка и преимущественно сильвинитовая — в восточной.

Скв. 1012, по керну которой проводилось минералого-петрографическое изучение, расположена в западной части бассейна, т. е. в полосе развития преимущественно карналлитовых пород.

В разрезе скв. 1012 детально изучался интервал 252,3—293,7 *м*, в который входят частично зона покровной каменной соли (252,3—255,5 *м*), зона калийно-магниевых солей (255,5—291,4 *м*) и верхняя часть подстилающей каменной соли (291,4—293,7 *м*).

Нижняя часть зоны покровной каменной соли, изученная по скв. 1012, сложена чередованием прослоев мелкозернистой розовой и серой каменной соли с тонкими (мощностью 1—5 *мм*) галопелитовыми прослоями, углы падения которых около 30—40°. В зернах галита наблюдается большое количество микровключений рапы, заполняющих полости отрицательных кристаллов размером до 5 *мк* и меньше. В каменной соли имеется небольшая примесь ангидрита

и карбонатов (*Ng* около 1,722), а в галопелитах помимо глинистого вещества встречаются в значительном количестве галит, ангидрит, в небольшом — карналлит и отдельные зерна карбонатов и хлорита.

В зоне калийно-магниевых солей выделяются четыре основных типа пород (по преобладающим компонентам): каменная соль, глинистая (точнее галопелитовая) порода, карналлитовая и бедный сильвинит.

Каменная соль встречена в следующих интервалах, *м*: 256,80—257,10; 258,7—259; 259—259,40; 259,90—262,40; 263,70—265,45;

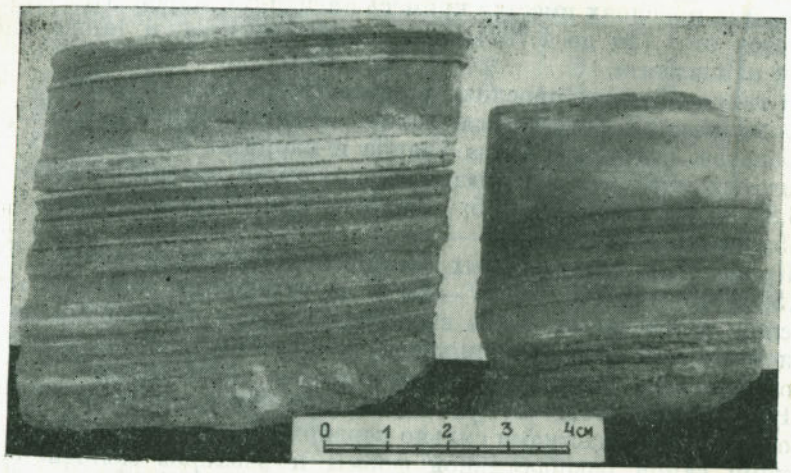


Рис. 1. Слоистая каменная соль. Чередуются прослои мелкозернистой каменной соли и галопелитового вещества. Справа обр. 19, гл. 262,35 *м*, слева обр. 26, гл. 265,2 *м*.

265,90—266,85; 268,30—268,50; 269,90—271,15; 271,50—272,30; 272,45—273; 274,80—275; 279,60—280,85; 281,10—283,30; 284—284,50; 286,60—287,30; 288,10—288,40; 289,20—289,55; 289,70—290,05; 290,57—291,70.

Максимальное содержание галита в породе 76,7%, собственно глинистого вещества (нерастворимый в соляной кислоте остаток) — 17,6% *. Минимальное содержание галита в породе — 51,0%, а глинистого вещества — 5,1%. Кроме того, встречается карналлит, содержание которого колеблется от 0,8 до 19,6%, и небольшое количество сильвина — 1,8%. Из других хемогенных минералов следует отметить ангидрит и карбонаты.

Все эти интервалы представлены чередованием прослоев галита и галопелитового вещества, но галит здесь преобладает (рис. 1).

* Химические анализы водных и солянокислых вытяжек проб выполнены химиком-аналитиком ВНИИГ А. В. Завитаевой.

6 Заказ 513

Мощность галитовых прослоев колеблется от 1—2 до 10—30 *мм*, достигая 40 *мм*, а галопелитовых — от долей миллиметра до 10—20, иногда 60—70 *мм*. Залегание почти горизонтальное, но часто углы падения колеблются от 5—10 до 20°, изредка 30°. Некоторые тонкие прослои сложены мелко- и микрозернистыми карбонатами, либо ангидритом и карбонатами, или же мелкозернистым и агрегатного строения ангидритом (интервалы 256,8—257,1; 259,9—262,4 *м*).

Галит бледно-розовый и розовый, иногда сероватый, мелкозернистый, участками сильно перекристаллизованный, желтовато-серого цвета. В участках перекристаллизованного галита галопелитовые прослои сильно смяты в складки, часто разорваны. В собственно галитовых прослоях имеется примесь ангидрита, карбонатов (Ng колеблется от 1,714 до 1,737), глинистого вещества, а также иногда зерен карналлита.

В галопелитовых прослоях помимо глинистого вещества в большом количестве встречается галит, имеется примесь ангидрита, карбонатов, отдельные зерна кварца и хлорита. В некоторых галопелитовых прослоях наблюдаются включения красного карналлита (256,8—257,1; 268,3—268,5; 271,5—272,3; 279,6—280,85; 284—284,5; 288,1—288,4 *м*).

Кроме того, в отдельных интервалах каменной соли (268,3—268,5; 279,6—280,85; 290,57—291,1 *м*) карналлит образует тонкие прослои; встречаются также выклинивающиеся линзообразные прослои кирпично-красного сильвина (268,3—268,5; 279,6—280,85 *м*), которые иногда окаймляют карналлитовые образования.

На глубине 290,8—291,05 *м* залегает каменная соль слоистая, розового цвета, участками сильно перекристаллизованная, * с включениями самой разнообразной формы и размеров молочно-белого сильвина.

Преимущественно галопелитовая порода с тонкими прослоями каменной соли находится в интервалах, *м*: 259,4—259,9; 266,85—267,9; 273—273,65; 287,3—287,7; 288,4—288,7; 290,05—290,4. Количество нерастворимого в воде остатка в этих пробах колеблется от 37,62 до 40,73%, а собственно глинистая часть (нерастворимый в соляной кислоте остаток) — от 24,68 до 26,36%. Основным породообразующим минералом является также галит, содержание которого составляет 37—38%.

Карналлит, образующий обычно включения мясо-красного цвета в галопелитовом веществе, имеется в количестве от 10 до 13,58%. В виде примеси встречаются ангидрит (10—12%) и карбонаты (2—4%).

Галопелитовое вещество сложено глинистыми комочками, галитом, мелкозернистым ангидритом, карбонатами (Ng колеблется от 1,714 до 1,734), кварцем и хлоритом. В таблице приведены результаты силикатного анализа одной из проб преимущественно галопелитовой породы.

* Имеется в виду перекристаллизация, сопровождающаяся увеличением размеров зерен соляных минералов.

Галит розовый, мелкозернистый, образует прослои мощностью от долей миллиметра до 10—15 *мм* или встречается в виде отдельных кубиков в галопелитовых прослоях. Участками галит перекристаллизован и имеет серый цвет. В каменной соли отмечается примесь карбонатов ($Ng = 1{,}728$—$1{,}737$) и отдельные зерна ангидрита.

Карналлитовая порода встречается в следующих интервалах, *м*: 255,5—256,8; 257,1—258,5; 262,7—263,7; 265,45—265,90; 268,15—268,3; 268,5—269,9; 271,15—271,5; 272,3—272,45; 273,65—274,8; 275—276,35; 276,35—279,1; 279,1—279,6; 280,85—281,1; 283,3—284; 284,5—286,6; 287,7—288,1; 288,7—289,2; 289,55—289,70.

Максимальное содержание карналлита в породе 85,7%, а минимальное — 43,6%. Количество галита колеблется от 11,9 до 42,9%, сильвина — от 0,8 до 9,5%. Иногда сильвин отсутствует вовсе. Содержание галопелитового вещества (нерастворимый в воде остаток) изменяется от 1,14 до 12,5%. Ангидрит и карбонаты образуют примесь. Из нерастворимых в соляной кислоте остатков двух проб карналлитовых пород сделаны силикатные анализы, результаты которых приведены в таблице.

Карналлит оранжевый, мясо-красный, розовый, желтоватый, разнозернистый, обычно переслаивается с прослоями каменной соли,

Результаты силикатных анализов проб из скв. 1012 Верхнепечорского месторождения (из нерастворимых остатков солянокислых вытяжек)

Интервалы опробования, *м*	Мощность, *м*	Название породы	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	K_2O	Сумма
275,0—276,35	1,35	Глинистая галит-карналлитовая порода с примесью ангидрита	68,45	16,58	1,40	0,70	0,69	0,46	7,44	95,72
284,5—286,6	2,1	Слегка глинистая галит-карналлитовая порода	67,51	14,14	1,42	0,43	0,20	0,85	6,52	92,07
287,3—287,7	0,4	Ангидрит и карналлитсодержащая соляная гипса	71,35	17,52	0,69	0,54	0,38	0,75	5,20	96,43

Примечания. 1. Na_2O не обнаружен. 2. Анализы выполнены химиком-аналитиком ВНИИГ А. В. Завитаевой.

галопелитового вещества, иногда сильвина. В прослоях карналлита (мощность которых изменяется от 2—5 до 20—25 *мм* и более) часто наблюдаются включения галита, сильвина, карбонатов, ангидрита и галопелитового вещества *. Но нередко встречаются также прослои, сложенные почти мономинеральным карналлитом.

Мощность галитовых прослоев колеблется от 0,5—1,0 до 10—15 *мм*, иногда достигая 30 *мм*. Галит розоватый, мелко- и среднезернистый, иногда слегка перекристаллизованный. Некоторые прослои каменной соли образуют складки. В виде примеси в каменной соли имеются карбонаты, ангидрит и небольшое количество галопелитового вещества. Нередко в каменной соли встречаются отдельные зерна и микровключения карналлита. Иногда содержание карналлита достигает значительных величин, и в галитовых прослоях даже появляются неотчетливые тонкие прослои карналлита.

В галопелитовых прослоях, мощность которых колеблется от 0,1—0,4 до 3—5 *мм*, в единичных случаях достигая 35 *мм*, наблюдается большое количество включений кристаллов галита и карналлита. Очень часто кристаллы карналлита бывают перекристаллизованы, а галопелитовые прослои в результате перекристаллизации оказываются разорванными и растащенными на отдельные участки.

Прослои сильвинита встречаются довольно редко (интервал от 265,45 до 265,90 *м*). Обычно сильвин образует отдельные линзообразные включения в карналлитовой породе.

Бедный сильвинит находится в интервалах, *м*: 258,5—258,7; 262,4—262,7; 267,9—268,15; 290,4—290,57; 291,1—291,4. Содержание сильвина колеблется от 16,4 до 22,0%, а галита — от 41,0 до 64,9%. Количество карналлита иногда достигает почти 30%, обычно же изменяется от 2,5 до 9,2%. Содержание галопелитового вещества (нерастворимого в воде остатка) находится в пределах от 3,5 до 9,7%. В виде примеси присутствуют ангидрит и карбонаты.

В интервалах, представленных бедным сильвинитом, наблюдается чередование прослоев сильвинита, иногда почти чистого сильвина, каменной соли, галопелита и карналлитовой породы.

Сильвин образует округлые желваки или же довольно выдержанные прослои. Иногда в кирпично-красном сильвине встречаются округлые включения сильвина желтого цвета. Некоторые прослои бывают сложены почти мономинеральным сильвином. Как правило, в сильвинитовых прослоях, помимо галита, встречаются призматические зерна ангидрита, отдельные кристаллы карбонатов, небольшое количество галопелитового вещества, а в ряде случаев наблюдаются включения карналлита.

Прослои каменной соли мощностью до 10—15 *мм* сложены розовым мелко- и среднезернистым (изредка крупнозернистым) галитом с небольшим количеством мелких кристаллов карбонатов и зерен

* Галопелитовыми мы называем такие породы, которые слагаются зернами размером менее 0,01 *мм*, в минералогическом отношении представляющие смесь аутигенных отложений химического происхождения и терригенных алюмосиликатных и других минералов.

ангидрита. Часто в галите видны неправильной формы включения сильвина. Нередко каменная соль бывает перекристаллизована.

В галопелитовых прослоях в значительном количестве имеются включения кубической и округлой (бочонковидной) формы кристаллов галита, изредка сильвина. Карбонаты, ангидрит составляют бóльшую часть галопелитового вещества. Встречается также карналлит, образующий тонкие линзовидные прослоечки в галопелитовом веществе.

Карналлит обычно находится в виде включений в сильвинитовых участках, изредка же в виде невыдержанных прослоечков.

На глубине от 290,5 до 290,57 *м* встречен пестрый сильвинит, похожий на таковой из Верхнекамского месторождения, где сильвин имеет молочно-белую окраску, иногда красную, а галит часто голубого цвета.

Верхняя часть зоны подстилающей каменной соли (интервал 291,4—293,7 *м*) на глубине 291,4—291,6 *м* сложена черной галопелитовой породой с вертикальными трещинами, залеченными сильвином и галитом. В галопелитовом веществе в большом количестве присутствуют галит (иногда в виде мелких кубиков), карналлит, небольшая примесь ангидрита, а также отдельные зерна карбонатов, кварца и хлорита.

С глубины 291,6—292,9 *м* керн не поднят. Ниже (от 292,9 до 293,7 *м*) залегает сильно перекристаллизованная каменная соль с прослоями и примазками галопелитового вещества и включениями сильвина. В верхней части этого интервала находится даже прослой бедного сильвинита, напоминающий пестрый сильвинит Верхнекамского месторождения. В каменной соли, как показало иммерсионное изучение, имеется значительная примесь ангидрита, карбонатов ($Ng \approx 1{,}700$) и отдельных зерен кварца, реже хлорита. В большинстве зерен галита видна масса микровключений маточной рапы, заполнившей полости отрицательных кристаллов.

ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАЛОВ ПО РАЗРЕЗУ СКВ. 1012

Галит в основном имеет мелкозернистое (0,03—0,14 *мм*) строение, встречается среднезернистый (0,1—0,3 *мм*) и крупнозернистый (до 0,7—0,8 *мм*). В ряде прослоев и отдельных участках галит бывает сильно перекристаллизован, и размеры зерен достигают иногда 2—4 *мм*.

В интервалах, сложенных преимущественно каменной солью, почти во всех зернах галита имеются в большом количестве закономерно ориентированные микровключения (менее 1 *мк* размером) маточной рапы. Таким образом, в галите сохраняются следы первичной зонально-кристаллической структуры.

Срединные части некоторых прослоев каменной соли сильно перекристаллизованы. Образовался весьма крупнокристаллический (от 0,8 до 2,3 *мм* в сечении) прозрачный галит с большим количеством трещин спайности. Микровключения рапы в таких

перекристаллизованных кристаллах галита почти полностью отсутствуют. И лишь в отдельных участках среднезернистого, не захваченного еще перекристаллизацией, галита сохранилось первичное зонально-кристаллическое его строение. Иногда такие участки наподобие



Рис. 2. В перекристаллизованном галите видны участки с первичной зонально-кристаллической структурой. Обр. 17, гл. 261,1 *м*. Шлиф, × 14,5.

«перемычек» соединяют неперекристаллизованные части галитовых прослоев друг с другом (рис. 2).

Что касается преимущественно карналлитовых интервалов, то в отдельных зернах галита из прослоев каменной соли, а также в единичных кристаллах галита, находящихся в галопелитовых прослоях, встречаются лишь отдельные редкие микровключения маточной рапы.

В шлифах галит иногда окрашен в желтоватый или розоватый цвета. В карналлитовых прослоях единичные зерна его имеют голубой цвет. На контактах с сильвином галит также часто бывает голубым.

Карналлит — разнозернистый: среднезернистый (0,1—0,3 *мм*), но чаще крупнозернистый (от 0,3 до 5 *мм*), иногда интенсивно перекристаллизован, и тогда размер зерен достигает 10—25 *мм*. Мелко- и микрозернистый (от 0,02 *мм* и меньше) карналлит встречается сравнительно редко и, как правило, образует тонкие линзовидные прослоечки в галопелитовых прослоях из карналлитовых интервалов. В почти мономинеральных прослоях карналлит часто имеет сотовидную структуру. Иногда такая сотовидная структура бывает осложнена своеобразными петлями вокруг зерен карналлита, образованными галопелитовым веществом или галопелитовым веществом вместе с мелкими кубиками галита. В отдельных прослоях карналлит имеет несколько вытянутую форму, иногда совпадающую с направлением слоистости, иногда под небольшим углом к ней. В прослоях с весьма крупнозернистой структурой форма карналлитовых зерен очень неправильная, так же как и в прослоях, сложенных преимущественно галитом с небольшим количеством карналлита.

Окраска карналлита самая разнообразная. Встречается карналлит бесцветный, слегка желтоватый, желтовато-зеленоватый, оранжевый, красный, а иногда малиновый. Часто в образцах, сложенных крупнозернистым, почти мономинеральным карналлитом, центры карналлитовых зерен окрашены в красноватый цвет, а периферия бесцветна. В шлифах под микроскопом обнаружен карналлит бесцветный, слегка желтоватый, розоватый, желтовато-бурый, а также вишнево-бурый. Окраска отдельных зерен неравномерная, располагается в виде полос или пятен. Часто центры зерен окрашены более интенсивно, чем периферия.

В отдельных кристаллах карналлита из галопелитовых прослоев видно зональное расположение окраски: периферия более интенсивно окрашена, чем центр, так как окраска проникает в карналлит из галопелитового вещества, и наиболее интенсивно окрашены участки, непосредственно примыкающие к галопелитовому материалу. В карналлитовых зернах видна масса беспорядочно расположенных тончайших, волосовидных игл гетита, чешуек гематита и комочков, сложенных железистыми образованиями. Иглы и чешуйки располагаются неравномерно: в некоторых зернах преобладают чешуйки, в других — иглы. Длина игл достигает 0,2—0,3 *мм*, а максимальные размеры чешуек гематита составляют 0,04—0,09 *мм*, основная же масса их значительно меньших размеров. Форма гематитовых чешуек гексагональная, овальная, округлая, ромбическая. Иногда наблюдается некоторая закономерность в их расположении: иглы бывают вытянуты в направлении удлинения зерна, а чешуйки в некоторых случаях располагаются в виде полос, также совпадающих с направлением удлинения карналлитовых зерен.

Полисинтетические двойники у карналлита наблюдаются редко, они бывают плохо выражены и, как правило, развиты по периферии крупных карналлитовых зерен или около включений галита.

Сильвин встречается довольно редко. Он образует различные линзовидные участки или отдельные прослои кирпично-красного цвета. В некоторых случаях в кирпично-красном сильвине встречаются ярко-желтые его «глазки». В шлифах такие участки оказываются почти бесцветными. Встречаются включения неправильной формы молочно-белого сильвина. В участках, сложенных сильвинитом, структура часто напоминает пойкилобластовую. В крупных неправильной формы зернах сильвина видны отдельные мелкие кубики галита. Иногда сильвин в виде микровключений имеется в зернах галита. В шлифах зерна сильвина обнаруживают настолько интенсивную вишнево-бурую окраску, что гематитовые и гетитовые образования различаются очень редко.

Для **ангидрита**, являющегося минералом-примесью, характерна чрезвычайно неправильная форма зерен, помимо игольчатых, призматических и тонко-призматических его кристаллов.

Большой интерес представляют **карбонаты.** Кальцита нет вовсе, доломита очень мало (встречаются лишь единичные зерна, у которых верхний показатель преломления равен 1,683—1,686). Основная масса относится к магниосидеритам и анкеритам. В работе В. Б. Татарского [1965] говорится, что «. . .карбонаты магния и кальция, у которых радиусы катионов различаются довольно сильно, обладают ничтожной взаимной растворимостью. Они дают двойную соль постоянного состава — доломит $CaCO_3 \cdot MgCO_3$. Аналогичное соединение образуют карбонаты кальция и железа — ферродоломит $CaCO_3 \cdot FeCO_3$. Поскольку железо и магний в карбонатах могут замещать друг друга в любых отношениях, существует непрерывный изоморфный ряд от доломита к ферродоломиту с общей формулой $CaCO_3(Mg, Fe)CO_3$. Минералы этого ряда называются анкеритами». Верхний показатель преломления у анкеритов меняется в пределах от 1,681 до 1,765. Второй непрерывный изоморфный ряд — от магнезита к сидериту с общей формулой $(Mg, Fe)CO_3$ — В. Б. Татарский предлагает назвать рядом магниосидерита. Ng последних лежит в пределах от 1,700 до 1,874.

Показатели преломления (верхние) карбонатов из разреза скв. 1012 колеблются в пределах от 1,714 до 1,737. Некоторые зерна имеют $1{,}737 < Ng < 1{,}754$, а у единичных — $Ng = 1{,}754$. В пробе 11 (интервал 273,65—274,8 *м*) верхние показатели преломления карбонатов изменяются от 1,700 до 1,714, а в образцах 108 (с глубины 293,2 *м*) и 109 (с глубины 293,5 *м*) $Ng = 1{,}700$. Данные химических анализов солянокислых вытяжек ряда проб показывают наличие в породе в отдельных случаях кроме $MgCO_3$ также и $CaCO_3$ (к сожалению, углекислое железо химически не определялось). Все это говорит о том, что в разрезе скв. 1012 карбонаты относятся к ряду магниосидерита, но отмечаются и анкериты.

Карбонаты микро- и мелкозернистые. Часто они встречаются в виде ромбоэдрических кристаллов, а также розетковидных образований. Местами в шлифах 36, 40 (1) и 42 в перекристаллизованном галите, окружающем карналлитовые образования, а также в «бочонковидных» кристаллах галита, получившихся при замещении карналлита галитом, встречаются крупные ромбоэдрические кристаллы карбонатов и их розетковидные сростки, характеризующиеся пелитоморфной структурой. В отдельных случаях встречаются лишь «футляры» карбонатных кристаллов, т. е. карбонатного вещества хватило лишь на внешние грани, а внутренние участки их не заполнены. Иногда огранка кристаллов карбонатов бывает незаконченной, а контуры их расплывчатыми. Видимо, подобные карбонаты образуются в результате собирательной кристаллизации пелитоморфных скоплений. Карбонаты с пелитоморфным строением и хорошей кристаллической огранкой приурочены к зонам интенсивной перекристаллизации и замещения карналлита галитом.

Иногда (например, в нерастворимых в воде остатках проб 2, 4, 6, 9, 14) встречаются карбонаты в виде гексагональных пластинок.

Иммерсионное изучение нерастворимых в воде остатков всех проб по скв. 1012 показало, что помимо глинистого вещества, небольшого количества ангидрита и карбонатов, в них присутствуют кварц и хлорит.

Кварц имеет округлую или неправильную форму зерен. При изучении нерастворимых в воде остатков образцов 88 (глубина 287,9 *м*) и 95 (глубина 289,0—289,08 *м*), сложенных почти мономинеральным карналлитом, встречены единичные мелкие (около 0,1 *мм*) хорошо образованные кристаллики аутигенного кварца.

Хлорит встречается в виде округлых зерен, редко гексагональных пластинок, иногда бесцветных, чаще слегка желтоватых и зеленых; Ng около 1,614. В образцах 88 и 95 имеются гексагональные пластинки бесцветного хлорита ($1{,}583 < Ng < 1{,}586$; $1{,}576 < Np < < 1{,}580$).

Детальное изучение значительного количества больших соляных шлифов позволяет отметить ряд характерных особенностей образования продуктивной калийно-магниевой толщи, а также некоторые процессы, происходящие как в момент садки солей, так и в более позднее время.

ХАРАКТЕРНАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ СМЕНЫ ПРОСЛОЕВ

При микроскопическом изучении ряда образцов керна можно отчетливо проследить характер и последовательность отложения прослоев галита, галопелитового вещества и карналлита. На основании этого изучения ясно, что происходит постепенное увеличение концентрации рапы в солеродном бассейне, приводящее к образованию и накоплению карналлита. Но на фоне этого общего увеличения концентрации происходит частичное рассолонение поверхностного слоя рапы, приводящее к образованию галитовых прослоев,

а привнос глинистого материала способствует отложению галопелитовых прослоев.

В одном из характерных шлифов (шлиф из образца 38 с глубины 271,4—271,48 *м*, описание которого приводится) подробно прослежен этот переход, а также характер и строение отдельных прослоев (рис. 3).

В нижней части находится 8-миллиметровый прослой каменной соли розоватого цвета мелкозернистого строения (рис. 3, *1*). Галопелитовое вещество, располагаясь вокруг зерен галита, образует неотчетливую петельчатую структуру, а иногда тонкие прослои. Встречается большое количество ангидрита с самой разнообразной формой зерен и карбонатов. Во многих зернах галита имеется масса мельчайших микровключений маточной рапы, выполняющей полости отрицательных кристалликов. В основном эти микровключения в галите отмечаются вблизи контакта с вышележащим галопелитовым прослоем, мощность которого около 2 *мм*.

В галопелитовом прослое (рис. 3, *2*) имеется большое количество кубических кристаллов галита размером 0,09—0,5 *мм*; отдельные кристаллы перекристаллизованы в крупные зерна, достигающие 2—4 *мм* (карналлита нет). Эти крупные галитовые образования обычно разрывают галопелитовое вещество и врастают в вышележащий галитовый прослой. В неперекристаллизованных кристаллах галита видны тонкие игольчатые кристаллы ангидрита, а в перекристаллизованные зерна галита врастает ангидрит в виде плохо выраженных «щеток» из галопелитового вещества. В некоторых кристаллах галита имеются мельчайшие микровключения маточной рапы — следы первичной зонально-кристаллической структуры, а также встречаются микровключения карналлита.

Над галопелитовым прослоем залегает 8-миллиметровый прослой (рис. 3, *3*) мелкозернистого галита с тонким (0,2 *мм*) прослоем ангидритсодержащего галопелитового вещества в средней части прослоя. Структура неотчетливо петельчатая. В галите имеются отдельные микровключения каплевидного карналлита и в небольшом количестве встречаются ангидрит и карбонаты. В прослое отмечаются вертикальные трещинки, заполненные галопелитовым веществом.

В этом галопелитовом прослое (рис. 3, *4*) наряду с включенными кристаллами галита кубической формы встречаются в большом количестве карналлитовые кристаллы, часть из которых перекристаллизована. Размер галитовых кристаллов колеблется от 0,14 до 0,33 *мм*, а карналлитовых — от 0,2 до 2,8 *мм*. Карналлит интенсивно окрашен в желто-бурый и бурый цвета, иногда в виде параллельных полос. Из галопелитового вещества в карналлит растут «щетки» ангидрита, а в галитовых кристаллах видны включенные тонкоигольчатые образования ангидрита, иногда же отдельные зерна карбонатов или их розетки. Карбонаты встречаются и в карналлитовых кристаллах. Иногда включенные в галопелитовом веществе кристаллы сложены и галитом и карналлитом. Возникает вопрос об их взаимоотношениях.



Рис. 3. Слоистая порода. Чередуются прослои каменной соли (*1*, *3*, *5*, *8*, *10*, *13*, *15*), галопелитового вещества (*2*, *4*, *6*, *9*, *11*) с кристаллами карналлита (*K*) и галита (белое), и карналлитовые (*7*, *12*, *14*, *16*, *17*). Участками карналлит замещен сильвином (*C*). Обр. 38, гл. 271,45 *м*. Шлиф, × 2.

Скорее всего здесь происходит замещение карналлита галитом, так как из галопелитового вещества растут «щеточки» ангидрита и в карналлитовую, и в галитовую части. Обычно же ангидрит растет в виде «щеток» только в карналлит, а в галите наблюдаются, как правило, беспорядочно расположенные иглы ангидрита. Видимо, в данном случае периферийные «щетки» ангидрита в галитовой части остались от занимавшего ранее эту часть карналлита. Более подробно процесс замещения карналлита галитом будет рассмотрен ниже.

Галопелитовый прослой сменяется двухмиллиметровым прослоем (рис. 3, *5*) мелкозернистого галита с неотчетливо петельчатой структурой. Галопелитовое вещество, располагаясь между галитовыми зернами, образует иногда тонкие неотчетливые прослои. В единичных зернах галита встречаются микровключения маточной рапы. В виде примеси отмечаются ангидрит и карбонаты. Помимо большого количества микровключенного карналлита в этом прослое галита видны уже отдельные зерна карналлита, большинство из которых приурочено к контакту с вышележащим галопелитовым прослоем.

В галопелитовом прослое (рис. 3, *6*) мощностью 5 *мм* наблюдается большое количество кристаллов карналлита и галита. Форма карналлитовых кристаллов, как и обычно, бочонковидная или слегка округлая, а галита — кубическая. Из галопелитового вещества в карналлит интенсивно растут кристаллы ангидрита в виде пучков и «щеток» и карбонатов, в галите же наблюдаются лишь тонкие иглы ангидрита, отдельные кристаллы карбонатов и микровключения карналлита. Кристаллы карналлита густо окрашены в вишнево-бурый цвет, иногда встречается полосчатое распределение окраски. В этом прослое, как и в нижележащем, наблюдается частичное замещение карналлитовых кристаллов галитом.

За галопелитовым прослоем следует тонкий, около 0,9 *мм*, прослой (рис. 3, *7*) карналлита, в некоторых участках которого, видимо, произошла перекристаллизация карналлита с образованием крупных округлой формы зерен с единой оптической ориентировкой (одновременное погасание) и отдельными кубиками галита в них. Перекристаллизация происходила скорее всего в процессе литификации осадка, так как вышерасположенные прослои без каких-либо признаков разрыва огибают эти образования, размер которых достигает 4—5 *мм*.

Выше залегает прослой мощностью 7 *мм* (рис. 3, *8*), сложенный в нижней части галитом, а в средней и верхней карналлитом с галитом. В ряде зерен галита из нижней части сохранились следы их первичного зонально-кристаллического строения в виде ориентированно расположенных мельчайших микровключений маточной рапы и имеется большое количество микровключений карналлита. В некоторых участках карналлита из центральной части этого прослоя произошла их перекристаллизация с образованием крупных (до 7 *мм*) зерен с единым погасанием, которые огибаются вышележащими прослоями. В других же участках наблюдается замещение карналлита

сильвином. Внутри сильвина видны реликты карналлита и отдельные кубики галита, которые сохранились без всякого изменения.

Этот прослой сменяется галопелитовым (рис. 3, *9*), насыщенным кристаллами почти правильной шестиугольной формы карналлита и кубиками галита. Последних гораздо меньше, чем карналлита, они располагаются между карналлитовыми кристаллами, часть которых перекристаллизована. Карналлит интенсивно окрашен в ржаво-бурый цвет, часто видны грубые гетитовые иглы и их пучки. Из галопелитового вещества в карналлит растут «щетки» ангидрита; в галите они не наблюдаются. Имеются вертикальные трещины, заполненные галопелитовым веществом. Эти трещины частично захватывают нижележащий галит-карналлитовый и частично вышележащие прослои.

Выше галопелитового прослоя залегает мелкозернистый, слегка розоватый галитовый прослой (рис. 3, *10*) с неотчетливо петельчатой структурой галита, отдельными зернами ангидрита, карбонатов и карналлита, вновь сменяющийся тонким (0,2—0,5 *мм*) галопелитовым прослоем (рис. 3, *11*).

Выше идет прослой мощностью 1,5—2 *мм* (рис. 3, *12*) карналлита с примесью галита; местами карналлит замещен сильвином. Этот прослой переходит в 3—4 *мм* прослой (рис. 3, *13*) галита с карналлитом. Участками галит преобладает над карналлитом, иногда же они встречаются примерно в равных соотношениях.

Выше залегает прослой мощностью 5 *мм* (рис. 3, *14*) разнозернистого (от 0,09 до 1,4 *мм*) карналлита с отдельными мелкими зернами галита. Местами произошла сильвинитизация карналлита. Внутри участков сильвина сохранились реликты карналлита, а иногда и неотчетливо выраженные зерна. На периферии сильвиновых участков можно видеть, что сильвин точно занимает контуры карналлитовых зерен, а галит без изменения остается на прежнем месте. Внутри таких сильвиновых зерен иногда видны овальной формы остатки карналлита. Окраска карналлита желтая или желто-бурая, сильвина же вишнево-бурая по периферии и более бледная в центре. В данном шлифе видно, что участки сильвина связаны с галопелитовыми прослоями и трещинами, заполненными галопелитовым веществом.

Карналлитовый прослой перекрывается неотчетливо выраженным 1—2 *мм* прослоем (рис. 3, *15*) мелкозернистого галита с размером зерен около 0,09 *мм* и примесью карналлита, который снова сменяется карналлитовым прослоем (рис. 3, *16*). Внизу отмечается примесь галита, который иногда образует неотчетливые тонкие прослои или просто отдельные участки, а выше по прослою встречаются только единичные зерна галита между доминирующими карналлитовыми и, наконец, мономинеральная карналлитовая порода (рис. 3, *17*). Структура последней напоминает сотовидную, размеры зерен карналлита колеблются от 0,14 до 2 *мм*. Зерна окрашены в желтый, желто-бурый цвет, периферия же часто бесцветна. Видна масса чешуек и игл железистых соединений.

В некоторых карналлитовых прослоях встречаются отдельные зерна карналлита с прямолинейными очертаниями и вишнево-красной окраской, напоминающие и по форме и по окраске сильвиновые.

ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КАРНАЛЛИТОВЫХ И ДРУГИХ ПРОСЛОЕВ

О характере строения карналлитовых прослоев и перемежающихся с ними галопелитовых и галитовых можно судить по описанию шлифа 40 (рис. 4).

В нижней части шлифа имеется карналлитовый прослой мощностью около 15 *мм* оранжевого цвета (в образце) с единичными зернами галита (рис. 4, *1*). Зерна карналлита вытянуты и расположены под небольшим углом к слоистости. По длинной оси размер зерен достигает 9 *мм*. Окрашены зерна карналлита неравномерно (пятнами и полосами) в желтый и желто-бурый цвета. Встречаются бесцветные зерна и участки. Наблюдается масса хаотически расположенных игл и в меньшей степени чешуек гематита. Единичные зерна галита слегка окрашены в голубоватый цвет.

Этот прослой переходит в прослой (рис. 4, *2*) мощностью 5—6 *мм*, сложенный карналлитом с галитом и ангидритом. Верхняя часть этого прослоя сложена карналлитом сотовидной структуры, с небольшой примесью ангидрита. В нижней же части между изометричными (размером около 0,5 *мм*) зернами карналлита располагаются скопления мелких (около 0,09 *мм*) кубиков галита. Ангидрит находится в виде тонкопризматических кристалликов, иногда образующих пучки и радиально-лучистые скопления. Встречаются единичные кристаллы карбонатов. Наряду с изометричными имеются тонкие, почти призматические зерна карналлита (зерна-ленты), вытянутые по направлению слоистости. Обычно они окрашены более интенсивно, чем округлые зерна, и окраска распределяется в виде полос, перпендикулярных к слоистости. В зернах карналлита находятся в небольшом количестве иглы гетита и чешуйки гематита.

Выше залегает галопелитовый прослой (рис. 4, *3*) мощностью около 3 *мм* с большим количеством кристаллов карналлита округлой, бочонковидной формы размером 0,4—0,9 *мм*, и кубической формы кристаллов галита размером 0,09—0,4 *мм*. Иногда включения галита образуют неотчетливо выраженные тонкие прослои в галопелитовом веществе. Мелко- и микрозернистый карналлит также иногда находится в виде тонких микропрослоев в галопелитовом веществе. Из галопелитового вещества в кристаллы карналлита растет тонкопризматический ангидрит, иногда наблюдаются пучковидные образования ангидрита или его «микроежики». Встречаются зерна карбонатов. В кристаллах же галита наблюдается в небольшом количестве беспорядочно расположенный игольчатый ангидрит. Карналлит интенсивно окрашен в желто-бурый и красно-бурый цвета. Окраска часто располагается полосами или пятнами. Наблюдаются

в небольшом количестве в карналлите тонкие иглы гетита и мельчайшие чешуйки гематита. Изредка в кристаллах галита видно их первичное зонально-кристаллическое строение.

Выше располагается 6 *мм* прослой (рис. 4, *4*) карналлита, который отделяется от нижележащего галопелитового прослоя неотчетливо выраженным тонким прослоем мелкозернистого (0,06 *мм*) галита.

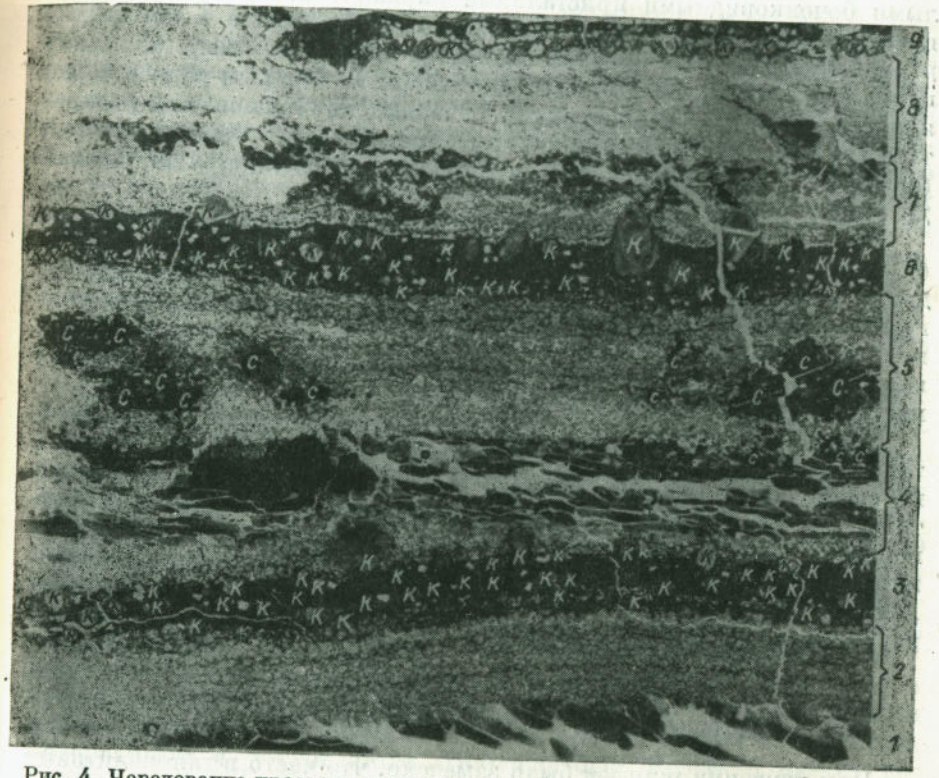


Рис. 4. Чередование прослоев карналлита (*1*, *4*), карналлита с галитом (*2*, *5*, *7*), галопелитового вещества (*3*, *6*, *9*) с кристаллами галита (белое) и карналлита (*K*) и галитовых (*8*). Участками карналлит замещен сильвином (*C*). Обр. 40, гл. 272,35 *м*. Шлиф, × 2,3.

В нижней части прослоя карналлит имеет сотовидную структуру, характеризуясь часто зональным распределением в нем окраски. В верхней же части форма зерен карналлита вытянута по направлению слоистости. Встречаются отдельные зерна галита, часть из которых слегка окрашена в голубоватый цвет. Карналлит окрашен в желто-бурый и красно-бурый цвета. Видна масса включений игл гетита и пластинок гематита.

Вверх по разрезу карналлитовый прослой сменяется 7-миллиметровым прослоем карналлита с галитом и примесью тонкопризма-

тического ангидрита (рис. 4, *5*). На контакте с нижележащим карналлитовым прослоем отмечаются включения неправильной формы вишнево-бурого сильвина, по-видимому, заместившего карналлит. Сильвиновые участки с отдельными зернами галита и карналлита имеются и в самом прослое. И в них сильвин образовался за счет карналлита.

Выше залегает галопелитовый прослой (3 *мм*) (рис. 4, *6*) с округлыми бочонковидными кристаллами карналлита, кубиками галита и ангидритом, растущим из галопелитового вещества в карналлит в виде «щеток». Этот прослой сменяется прослоем (5 *мм*) (рис. 4, *7*) карналлита с галитом и примесью ангидрита. Форма и размер зерен карналлита самые разнообразные, очевидно, получившиеся в результате его перекристаллизации. Галит, как правило, мелкозернистый (около 0,06 *мм*). Окраска зерен карналлита изменяется от желтой до вишнево-бурой.

Еще выше находится прослой (6 *мм*) (рис. 4, *8*)мелкозернистого (0,08—0,3 *мм*) галита с примесью галопелитового вещества, ангидрита и карналлита. Галопелитовое вещество часто подчеркивает границы между отдельными зернами галита, а иногда образует тонкие неотчетливо выраженные прослои. Разно ориентированные включения тонкопризматического ангидрита также располагаются иногда в виде неотчетливых прослоечков.

Над галитовым прослоем залегает двухмиллиметровый галопелитовый прослой (рис. 4, *9*) с карналлитом, галитом и ангидритом, по своему строению аналогичный вышеприведенным. Следует отметить, что наблюдается замещение бочонковидных кристаллов карналлита галитом. Замещение происходит с периферии, и карналлит иногда еще сохраняется в виде включений во внутренней части. Ангидрит же, ранее интенсивно разраставшийся по периферии карналлита, остается без изменения в галите.

ХАРАКТЕРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГАЛИТА И КАРНАЛЛИТА В ГАЛОПЕЛИТОВЫХ ПРОСЛОЯХ

При изучении шлифов было замечено, что часто в галопелитовых прослоях совместно присутствуют кристаллы карналлита и галита, причем карналлитовые кристаллы имеют гораздо большие размеры, чем галитовые. При этом кристаллы карналлита часто бывают перекристаллизованы, а перекристаллизация галита отсутствует. По-видимому, в галопелитовом веществе имелось большое количество включенной маточной рапы, насыщенной по $MgCl_2$ и KCl, которая и способствовала перекристаллизации карналлитовых кристаллов.

Рост крупных кристаллов карналлита, а в некоторых случаях и их перекристаллизация, вероятно, происходили в момент садки еще до затвердевания галопелитовых прослоев, так как часто наблюдается ненарушенное залегание соседних прослоев. Иногда же покрывающие слои окаймляют все неровности крупных перекристаллизованных зерен карналлита из галопелитового прослоя без каких-либо разрывов, и выше идет спокойное ненарушенное залегание прослоев карналлита, галита и т. д.

В других случаях перекристаллизация карналлита относится к более позднему времени, и тогда наблюдаются разорванные подстилающие или перекрывающие прослои в зависимости от того, к верхней или нижней частям галопелитового прослоя был приурочен карналлитовый кристалл.

На рис. 5 отчетливо виден разорванный прослой подстилающей каменной соли в результате перекристаллизации карналлита из вышележащего галопелитового прослоя. Перекристаллизацией охвачены почти все кристаллы карналлита, так что и галопелитовый прослой сохранился лишь в виде отдельных участков, расположенных между карналлитовыми кристаллами, а иногда галопелитовое вещество оказывается даже захваченным внутрь карналлитовых зерен, размер которых достигает 15 *мм*. Из галопелитового вещества в карналлит интенсивно растут мелкие тонкопризматические кристаллы ангидрита и встречаются отдельные кристаллы карбонатов. В галопелитовом веществе в большом количестве имеются мелко- и микрозернистый карналлит и кубической формы кристаллы галита размером 0,2—0,4 *мм*.

На рис. 6 также можно наблюдать перекристаллизацию карналлита. В галопелитовом прослое имеется большое количество карналлита и галита. Форма кристаллов карналлита бочонковидная, округлая, а галитовых — кубическая. По размерам галитовые кристаллы уступают карналлитовым, лишь изредка достигая 0,4 *мм*, а в среднем составляют 0,1—0,2 *мм*. Мелкие кубики галита часто образуют участки неправильной формы, которые располагаются между кристаллами карналлита. Из галопелитового вещества в карналлит наблюдается внедрение «щеток» ангидрита. В галите же видны иглы ангидрита, не связанные с галопелитовым веществом. Некоторые кристаллы карналлита перекристаллизованы с образованием крупных карналлитовых зерен размером 14 × 17 *мм* с единым погасанием. В этих случаях галопелитовый прослой оказывается разорванным и растащенным. Галопелитовое вещество иногда попадает внутрь карналлитовых зерен, и тогда вокруг него наблюдается собирательная кристаллизация ангидрита с образованием «микроершиков», «микроежиков» и пучков.

Таким образом, видно, что сам галопелитовый прослой часто оказывается разорванным и растащенным на фрагменты, а часть этого галопелитового вещества, иногда вместе с кубиками галита, попадает внутрь перекристаллизованных крупных зерен карналлита. Безусловно, что в некоторых случаях в процессе интенсивной перекристаллизации принимал участие и карналлит из примыкающих прослоев. Кристаллы галита иногда также бывают перекристаллизованы. Обычно они находятся в галопелитовых прослоях, содержащих только галит, кристаллы карналлита в них отсутствуют.



Рис. 5. Разрыв прослоя каменной соли (*К. С.*) в результате перекристаллизации кристаллов карналлита (*К*), находящихся в галопелитовом прослое (черное) вместе с мелкими кубиками галита (светлое). Выше и ниже залегает карналлитовая порода. Обр. 48, гл. 274,45 *м*. Шлиф, × 4.

В шлифах можно наблюдать еще одну характерную особенность, касающуюся кристаллов карналлита и галита, совместно находящихся в галопелитовых прослоях. В кристаллы карналлита, имеющие, как правило, бочонковидную форму, из галопелитового вещества обычно интенсивно растут игольчатые, тонкопризматические или



Рис. 6. Перекристаллизация кристаллов карналлита (*К*) в галопелитовом прослое (черное). Последний разорван и растащен на участки, в которых видны мелкие кубики галита (светлое); *С* — сильвин. Обр. 50, гл. 274,65 *м*. Шлиф, ×3,8.

неправильной формы кристаллы ангидрита, образуя своеобразные «щетки». Ангидрит возникал в результате собирательной кристаллизации сульфата кальция, который содержался в галопелитовом веществе. В кристаллах же галита кубической формы таких щетковидных образований ангидрита не наблюдается. В галитовых кристаллах встречаются лишь беспорядочно расположенные отдельные тонкие иглы ангидрита, захваченные внутрь кристаллов галита в процессе их образования.

ЗАМЕЩЕНИЕ КАРНАЛЛИТА ГАЛИТОМ

В ряде шлифов наблюдается замещение галитом кристаллов карналлита, находящихся в галопелитовых прослоях.

Обычно встречающиеся в галопелитовых прослоях кристаллы галита имеют кубическую форму. Но в ряде случаев форма галитовых включений очень своеобразная — округло изометрическая, бочонковидная, характерная для кристаллов карналлита. Довольно часто в таких галитовых образованиях видны округлые включения карналлита. Из галопелитового же вещества интенсивно развиваются «щетки» ангидрита именно в галит, имеющий бочонковидную форму, в галите же кубической формы таких образований ангидрита не отмечается (рис. 7). Все эти признаки (своеобразная бочонковидная форма кристаллов (рис. 8), наличие включений карналлита и «щеток-бахромы» ангидрита, растущих из галопелитового вещества и столь характерных для карналлитовых кристаллов) позволяют считать, что происходит замещение карналлита галитом. Ангидрит же является унаследованным галитом при замещении им карналлита.

Иногда отдельные округло-изометрические кристаллы в галопелитовых прослоях бывают сложены галитом и карналлитом (рис. 9). И в галитовую и в карналлитовую части из галопелитового вещества врастают «щетки» ангидрита, которые обычно наблюдаются в кристаллах карналлита, а в галите встречаются лишь беспорядочно расположенные иглы ангидрита. По-видимому, ангидритовые «щетки» в галитовой части кристаллов остались от занимавшего ранее эту часть кристалла карналлита.

Замещением бывают также затронуты и крупные перекристаллизованные зерна карналлита. Замещение их галитом происходит, как правило, с периферии, и карналлит, заключенный в галите, часто имеет как бы агрегатное погасание, т. е. растущими зернами галита нарушается единая оптическая ориентировка зерен карналлита, и они гаснут отдельными неправильной формы участками. Центральная часть и периферия карналлитовых включений имеют часто различное погасание, и окраска их также различная. Для карбонатов в этих участках характерны розетковидные образования, имеющие волнистое погасание, так как строение таких розеток, а также отдельных кристаллов-ромбоэдров микрозернистое, пелитоморфное. Для ангидрита характерна чрезвычайно неправильная форма зерен. Из галопелитового вещества в галит, окаймляющий карналлит, растут «щетки» ангидрита, весьма характерные обычно для карналлита. Указанные факты дают возможность предположить, что это бывшая периферия карналлитовых крупных зерен, замещенных позднее галитом. В галите, заместившем карналлит, часто можно наблюдать гематитовые чешуйки и гетитовые иглы, унаследованные также от карналлита.

На рис. 10 изображен шлиф 36, в нижней части которого имеется сильно перекристаллизованная глинистая карналлит-галитовая порода с примесью карбонатов и ангидрита. Глинистое вещество

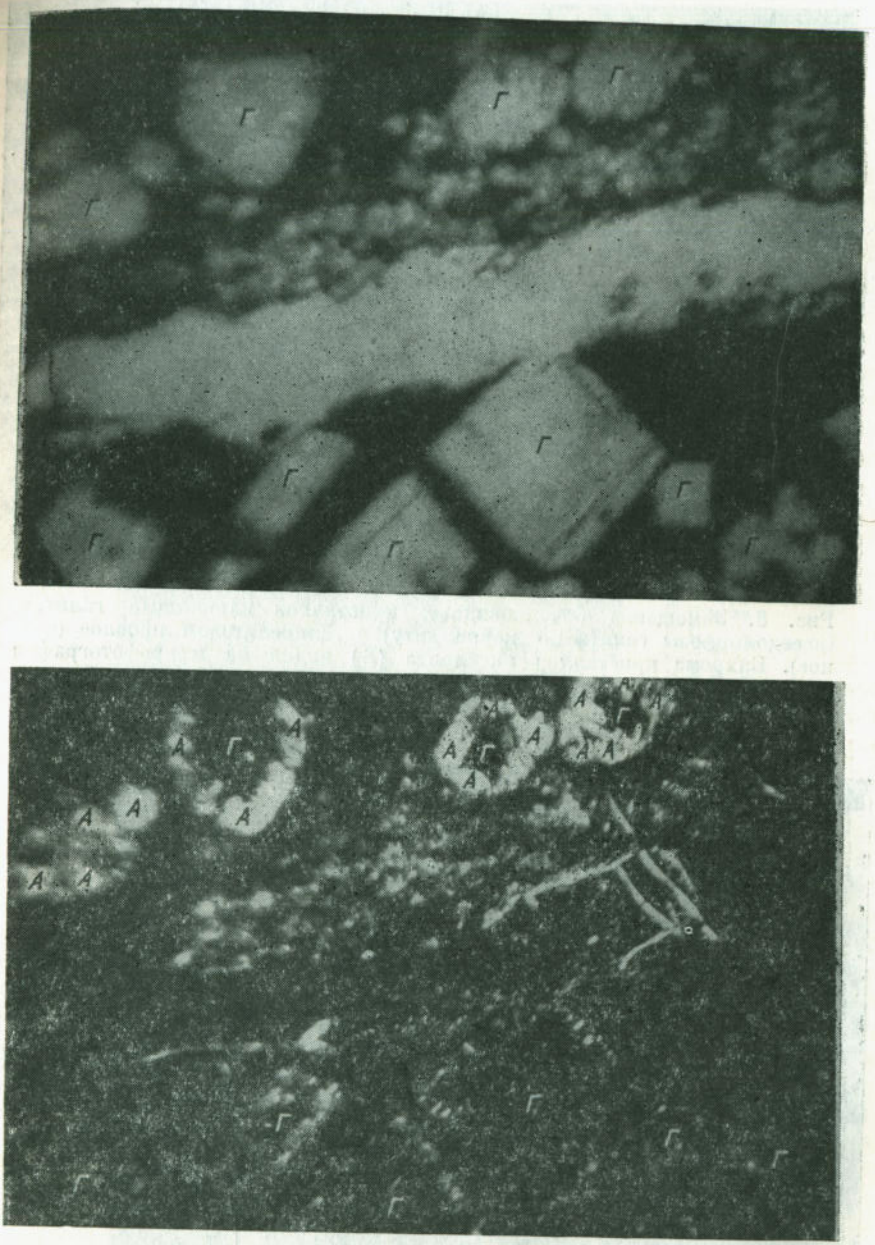


Рис. 7. Рост «щеток» ангидрита (*А*) из галопелитового вещества (черное) в галит (*Г*), имеющий бочонковидную форму кристаллов, характерную для карналлита. В кубических кристаллах галита подобных ангидритовых образований не наблюдается. Обр. 10, гл. 258,7 *м*. Шлиф, × 31,5. *а* — без анализатора, *б* — ник. +.



Рис. 8. Замещение бочонковидных кристаллов карналлита галитом (псевдоморфозы галита по карналлиту) в галопелитовом прослое (черное). Бахрома кристаллов ангидрита (*А*) видна на микрофотографии неотчетливо. *К* — карналлитовые микровключения; *Кб* — карбонаты. Обр. 36, гл. 271,3 *м*. Шлиф, ×31,5; без анализатора.

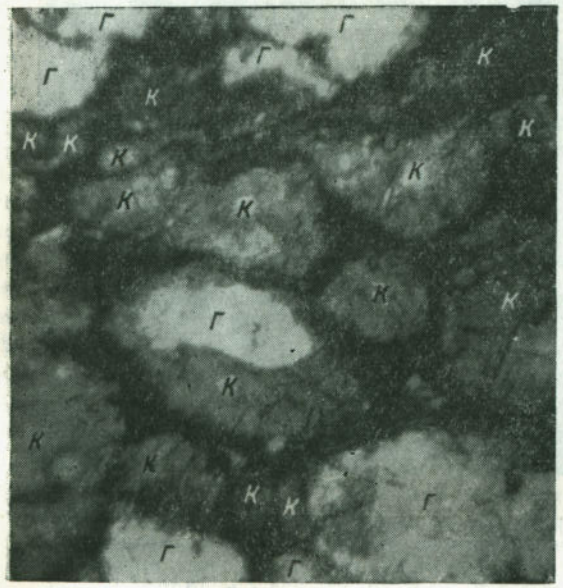


Рис. 9. Частичное замещение кристаллов карналлита (*К*), находящихся в галопелитовом веществе, галитом (*Г*). Обр. 40, гл. 272,35 *м*. Шлиф, ×31,5; без анализатора.



Рис. 10. Замещение галитом перекристаллизованных крупных зерен карналлита, вызвавших разрыв и смещение галопелитового прослоя (черное) на отдельные фрагменты. Видны реликты карналлита (*К*) и псевдоморфозы галита по кристаллам карналлита. *К. С.* — прослой каменной соли; *К. П.* — карналлитовый прослой. Обр. 36, гл. 271,3 *м*. Шлиф, ×3,7.

черного цвета встречается в виде отдельных комочков и участков самой разнообразной формы, в которых видны кристаллы галита правильной кубической формы, а также псевдоморфозы галита по карналлиту (см. рис. 8). В последних имеются чешуйки гематита и масса микровключений карналлита. В кристаллах галита, заместившего карналлит, наблюдается развитие «щеток» ангидрита, растущих из галопелитового вещества. Кроме того, в галите часто наблюдается большое количество карбонатов, обычно в виде ромбоэдров или же тесно сросшихся групп в виде розеток, иногда сохраняющих микрозернистое пелитоморфное строение.

Наряду с мелкими кристаллами галита среди галопелитового вещества наблюдаются крупные самой причудливой формы карналлитовые образования, окаймленные перекристаллизованным галитом. По-видимому, здесь вначале прошел процесс перекристаллизации карналлита с образованием крупных его зерен, в результате чего галопелитовый прослой оказался сильно разорванным. В итоге же процесса замещения карналлита галитом последний, как «рубашкой», окаймляет реликты карналлита. Присутствие псевдоморфоз галита по карналлиту также подтверждает прошедший здесь процесс замещения.

ЗАМЕЩЕНИЕ КАРНАЛЛИТА СИЛЬВИНОМ

В ряде шлифов наблюдается замещение карналлита сильвином, которое происходит на небольших локальных участках, и потому можно говорить только о каких-то местных проявлениях микровключенной рапы, способствующей замещению карналлита сильвином.

Часто в прослоях карналлита сотовидной структуры, иногда осложненной своеобразными петлями галопелитового вещества с кубиками галита вокруг зерен карналлита, встречаются участки, замещенные сильвином. Сильвин точно занимает контуры карналлитовых зерен, а по их границам, подчеркивая их, располагается галопелитовое вещество вместе с кубиками галита (рис. 11). Из галопелитового вещества растут удлиненные кристаллы ангидрита. В некоторых случаях отдельные зерна карналлита оказываются замещенными сильвином только частично (внутренняя часть зерен сохраняется карналлитовой), а иногда в участках происходящей сильвинитизации даже полностью сохраняются зерна карналлита. В дальнейшем в таких замещенных участках происходит перекристаллизация сильвина с появлением параллельно расположенных трещин спайности (рис. 12). Галопелитовое вещество, оттеняющее контуры отдельных зерен, видимо, частично заполняет трещины спайности или выносится на периферию. Там, где галопелитового вещества было мало, в трещинах спайности оно не наблюдается. Галит и частично ангидрит остаются на прежних местах в виде пойкилитовых образований в сильвиновых участках.

В некоторых случаях карналлит, находящийся в галитовом прослое, замещен сильвином вблизи галопелитового вещества.

Происходит также замещение сильвином крупных перекристаллизованных зерен карналлита. При этом без включенного анализатора в карналлите почти не видно никаких изменений, лишь изредка проявляются трещины спайности в замещенной сильвином части; чешуйки гематита и иглы гетита остаются на прежних местах. Перекристаллизованные зерна карналлита, замещенные сильвином, как

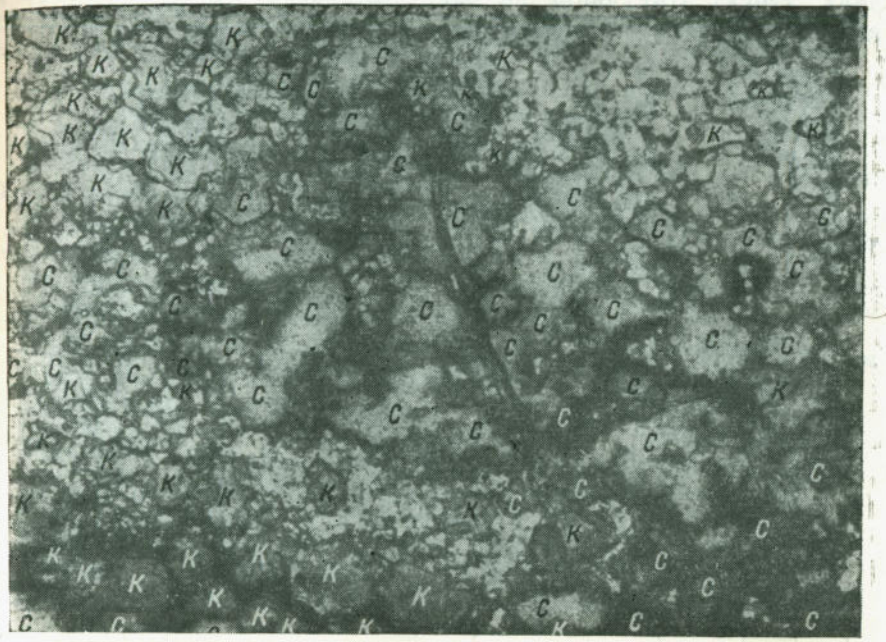


Рис. 11. Замещение карналлита сильвином. Сильвин (*С*) занимает контуры карналлитовых зерен, подчеркнутые галопелитовым веществом (черное). Видны незамещенные зерна карналлита (*К*). Светлые кубики — галит. Обр. 31, гл. 268,4 *м*. Шлиф, ×25.

правило, приурочены к галопелитовым прослоям. Замещение карналлита происходит обычно с периферии, и в центральных частях карналлит часто сохраняется в виде неправильной или округлой формы реликтов.

Образование и накопление солей Верхнепечорского месторождения происходило в бассейне типичного хлоридного типа. Осаждались хлориды натрия, калия и магния. Из сульфатов отмечен только ангидрит, причем в виде небольшой примеси. Концентрация рапы по хлористому магнию достигала значительных величин, на что указывает образование карналлита. Наличие большого количества магния в бассейне подтверждают и карбонаты, по своему составу относящиеся к рядам магниосидерита и анкерита.

Судя по разрезу скв. 1012, повышение концентрации рапы в солеродном бассейне приводило к садке карналлита сразу после галита.

Лишь в нижней части зоны калийных солей в небольшом количестве встречены сильвиниты. Это свидетельствует об избытке в рапе солеродного бассейна магния по сравнению с калием, что и приводило к образованию из калийных минералов одного лишь карналлита. В то же время бишофит в разрезе при иммерсионном изучении встречен не был.

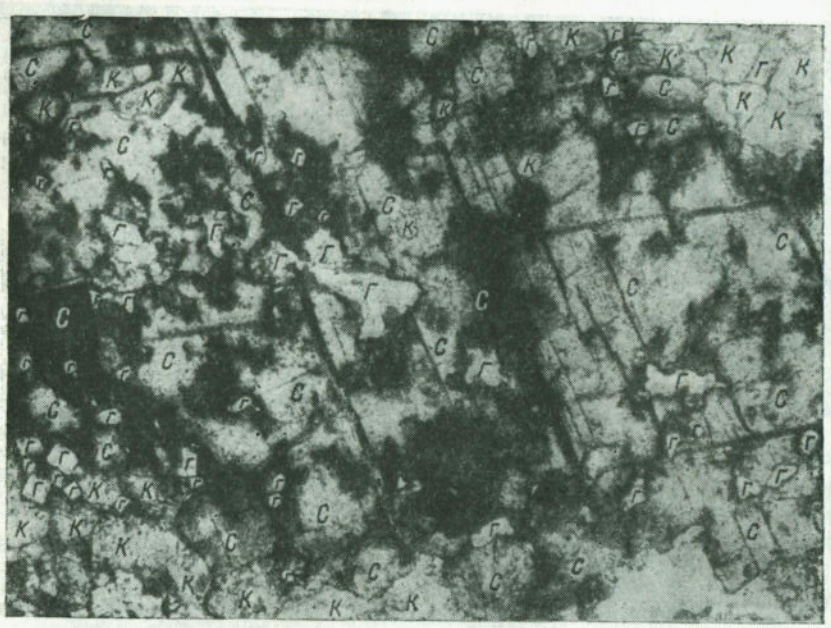


Рис. 12. Перекристаллизация сильвина (*С*) в участках замещения с появлением трещин спайности. Видны частично сохранившиеся зерна карналлита (*К*); *Г* — галит. Обр. 31, гл. 268,4 *м*. Шлиф, ×25.

В зоне калийных солей отмечается довольно частое чередование прослоев, сложенных либо преимущественно карналлитовой породой, либо каменной солью, либо галопелитовым веществом, что указывает на частое разбавление рапы у ее поверхности и привнос в бассейн значительных количеств терригенного, в основном глинистого, материала.

В придонной части бассейна концентрация рапы оставалась значительной, что способствовало образованию карналлита, который часто встречается в виде различных включений в галопелитовой породе, а в каменной соли обычно имеются микровключения карналлита.

Галопелитовое вещество при своем осаждении имело значительные количества маточной рапы, что приводило впоследствии к образованию тонких линзовидных прослоечков, сложенных микро- и мелкозернистым карналлитом и способствовало быстрому росту крупных кристаллов карналлита, а часто и их перекристаллизации.

Примеры столь отчетливых замещений карналлита сильвином и галитом впервые наблюдались в разрезе описываемой скважины. По-видимому, в галопелитовом веществе в послеседиментационных условиях имелись рассолы, агрессивно действовавшие на карналлит и приводившие к образованию либо по карналлиту галита, либо сильвина, потому что в большинстве случаев участки замещения так или иначе связаны с галопелитовым веществом.

ЛИТЕРАТУРА

Иванов А. А. Пермские соленосные бассейны Печоро-Камского Предуралья. Изд. СО АН СССР, 1965.

Иванов А. В., Богацкий В. И. Поиски нефти и газа в пермских отложениях юго-восточной части Тимано-Печорской провинции. Нефтегаз. геол. и геофиз., № 4, 1963.

Кремс А. Я., Чернявский В. Г. Геологическое строение и нефтегазоносность северной части Предуральского краевого прогиба. Геология нефти и газа, № 2, 1963.

Татарский В. Б. Микроскопическое определение карбонатов групп кальцита и арагонита. Гостоптехиздат, 1955.

В. В. КОЛЬЦОВА, Я. Я. ЯРЖЕМСКИЙ

МАТЕРИАЛЫ К ПЕТРОГРАФИИ ПЕРМСКИХ СОЛЯНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ ВОЛГОГРАДСКОГО ПОВОЛЖЬЯ

На территории Волгоградского Поволжья в 1959—1963 гг. пермские соляные породы с хорошим отбором керна были вскрыты Николаевской оп. скв. 2. В ее разрезе С. М. Кореневским, А. В. Урусовым и В. В. Кольцовой * выделены филипповский горизонт (2026—2078 *м*) и иреньская соляная толща (1225—2026 *м*). Разрез последней был расчленен ими на минералогические зоны (снизу вверх): 1) нижнюю галитовую (1780—2026 *м*), сложенную преимущественно каменной солью с прослоями ангидрита; 2) полигалитово-галитовую (1670—1780 *м*), представленную каменной солью, проросшей агрегатами полигалита; 3) галитовую с частыми прослоями ангидрита, мощностью до 2—15 *см*, а в нижней части разреза зоны также с прослоями доломита (1490—1670 *м*); 4) карналлитово-галитовую (1420—1490 *м*), сложенную каменной солью с включениями карналлита; 5) бишофитовую (1395—1420 *м*), представленную почти чистой белой бишофитовой породой, в которой спорадически встречаются галит, эпсомит, ангидрит; 6) галитовую с примесью карналлита, эпсомита, полигалита и ангидрита (1320—1395 *м*); 7) верхнюю галитовую зону (1225—1320 *м*), сложенную каменной солью с прослоями тонкослоистого ангидрита, содержащего доломит и глинистый материал.

В кровле соляного разреза иреньской свиты отмечены небольшой мощности (около 13 *м*) ангидритовые породы, перекрывающиеся пестроцветными образованиями уфимского времени.

В 1963 г. было проведено минералого-петрографическое изучение некоторых образцов из упомянутой выше соленосной толщи кунгура Николаевской оп. скв. 2, а также из скв. 21 Качалинской площади.

СОЛЯНЫЕ ПОРОДЫ ИЗ РАЗРЕЗА НИКОЛАЕВСКОЙ ОПОРНОЙ СКВ. 2

Образец 141 с глубины 1328,5—1332 *м*. Мелкозернистая каменная соль белого цвета с легким желтоватым (бежевым) оттенком. В качестве примеси имеются ангидрит, карналлит и кизерит. В прослоях мощностью до 1—3 *мм*, выступающих на омытой поверхности соляного керна, главная масса — кизерит и микрозернистый ангидрит; в качестве примеси в них устанавливаются галит и карналлит.

Шлиф изготовлен из каменной соли через ангидритово-кизеритовый прослой. Каменная соль, сложенная зонально-кристаллическим галитом, содержит прослои и примесь, состоящую из микро- и мелкозернистых кизерита и ангидрита. Каким образом располагалась эта примесь первоначально по отношению к зернам галита, сказать трудно, потому что по ним (по направлению размещения кизерита и ангидрита) развивается явно послеседиментационный карналлит

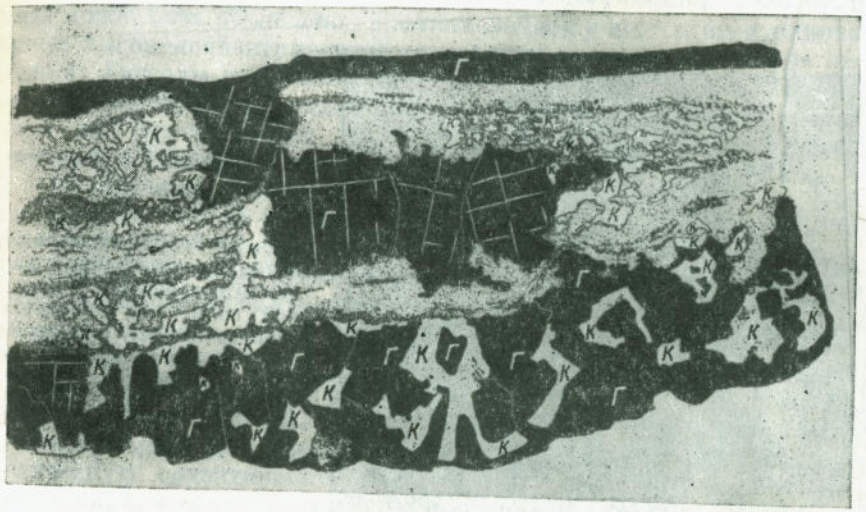


Рис. 1. Послеседиментационный карналлит (*К*), развившийся в ангидрит-кизеритовом (точки) прослое и в прослое каменной соли (черное — *Г*). Шлиф 141, Николаевская оп. скв. 2, гл. 1328,5—1332 *м*, ×17.

(рис. 1).* Правда, карналлит не везде и не обязательно распространяется только по кизериту и ангидриту; иногда он идет и помимо них, в галите (см. рис. 1), но детали путей проникновения карналлита в зерна галита тогда неотчетливы.

Здесь интересно одно наблюдение, а именно, грани лодочек галита часто являются ассимилированными карналлитом, но ребра их сохраняются как бы в виде стержней птичьих перьев, у которых самые опахала исчезли или совсем или в весьма значительной степени. На рис. 2 видно, что такие реликтовые ребра бывших галитовых лодочек как бы обойдены новообразованиями карналлита. Сам карналлит сложно сочетается с галитом по весьма замысловатым узорам, в которых местами сохраняются реликты кубической формы галитовых зерен. Местами же галит играет роль изометрических

* С. М. Кореневский и др. Новые данные о калиеносности кунгура в западной части Прикаспийской синеклизы и Приволжской моноклинали. Литология и полезные ископаемые, № 4, 1964.

* Все рисунки в статье выполнены А. Л. Протопоповым в 1963 г.

микровростков * в причудливой форме блоках карналлита. Размер таких карналлитовых образований, имеющих единую оптическую ориентировку, нередко превышает 10 *мм* в сечении.

Ангидритовые и кизеритовые включения в каменной соли хотя и служат путями проникновения по ним карналлита, но роль их, по-видимому, различна. Как будто бы (это не совсем ясно) роль кизеритовых микророзеточек (размером порядка 0,1 *мм*) в некоторых карналлитовых зернах-блоках значительно падает по сравнению с их количеством в галитовых зернах описываемой каменной соли. Изготовлено три шлифа (№ 141), и в одном из них, например, видно,



Рис. 2. Ребра лодочек галита (*Г*) сохранились в карналлитсодержащей каменной соли, где произошла собирательная кристаллизация карналлита (вертикальная штриховка — *Кр*). Шлиф 141, Николаевская оп. скв. 2, гл. 1328,5—1332 *м*, ×19.

что кизеритовые микророзетки сохраняются только в самой периферической части карналлитовых блочков, т. е. в контактах их с породообразующим галитом (где они часто встречаются совместно с ангидритом). По-видимому, значительная часть кизерита израсходовалась при образовании карналлита.

Для количественной характеристики состава исследуемой каменной соли был сделан химический анализ двух ее разновидностей — белой и розовой (см. таблицу). Анализ выполнен М. М. Кузьминой. Вычисленные по данным анализа значения бром-хлорных коэффициентов дают возможность предполагать, что кристаллизация хлоридов происходила здесь из морских рассолов с нормальным содержанием брома, сгущенных до стадии садки карналлита.

После консультации с Е. М. Петровой мы пришли к заключению, что несингенетичное с галитом (более позднее) образование карналлита может быть объяснено проникновением в постседиментационное время высококонцентрированных морских рассолов в соляные отложения. Рассолы эти были, по-видимому, глубоко метаморфизованными, содержащими в своем составе хлорид кальция, что и обусловило их агрессивность по отношению к сульфатно-магниевым минералам (кизериту).

Образование карналлита в этом случае может быть представлено следующей схемой: метаморфизованный морской рассол, содержащий $CaCl_2$ + кизерит → карналлит + ангидрит.

Образец 162 с глубины 1420,5—1424 *м*. Разнозернистая карналлитовая порода мясо-красного цвета. В качестве небольшой примеси имеется галит.

В шлифе подчеркнут характер разнозернистой карналлитовой породы, преимущественно средне- и крупнозернистой. Величина зерен колеблется от 2—5 до 10 *мм*. Форма зерен карналлита неправильная, угловатая, ксеноморфная. Они имеют разнообразную оптическую ориентировку, в скрещенных николях гаснут разновременно, благодаря чему главным образом и распознаются контуры между отдельными зернами карналлита.

Характерно, что изредка встречающиеся между зернами карналлита кубические кристаллики галита (мелкие, величиною не более 1 *мм*) вовсе не имеют зонально-кристаллических микровключений маточной рапы. По-видимому, мелкие кубические кристаллики галита получились после седиментации карналлита, возможно, путем собирательной кристаллизации галита с его последующим расположением по границам между зернами карналлита. Имеются ничтожные спорадические включения микрозернистых карбонатов, природа которых остается неясной.

Образец 209 с глубины 1674—1677 *м*. Грязно-белая, розоватая мелкозернистая каменная соль с прослоечками, сложенными ангидритом и полигалитом, мощностью порядка 1 *мм*. Совместно с полигалитом имеется в очень меняющемся количестве ангидрит микро- и очень мелкозернистого строения. И, наоборот, в ангидритовых прослоях иногда имеется примесь полигалита.

В результате послойного изучения сульфатных прослоечков в 1-м куске керна, залегающих почти горизонтально (углы падения порядка 10—15°), установлено следующее: I прослоечек мощностью

---

* Если микровростки кубической формы галита в чисто карналлитовой породе (см. характеристику ее в образце 162 с глубины 1420,5—1424,0 *м*) вовсе не имеют реликтов зонально-кристаллических микровключений маточной рапы, то, наоборот, микровключения галита в карналлитовых блоках описываемой нами карналлитсодержащей каменной соли содержат частые реликты зональных микровключений рапы. Это можно объяснить тем, что в чисто карналлитовой породе (обр. 162) небольшие количества хлористого натрия могли высаливаться уже в самом карналлитовом осадке (или в карналлитовой породе в процессе ее перекристаллизации), в то время как в диа- и эпигенетических карналлитовых блочках, находящихся в каменной соли (обр. 141), микровростки галита являются захваченными в карналлит, т. е. остаточными, с имевшимися у них ранее реликтами зонально-кристаллических лодочек.

Результаты химического анализа

Слой каменной соли	SO_4''	Cl'	Br''	Ca''	Mg''	K'	Na'	Сумма ионов	Сухой остаток	H_2O крист.	Нераств. остаток	$\frac{\text{Карнал.} \cdot 100}{\Sigma \text{ хлоридов}}$	Бромхлорн. коэфф. фактическ.	Бромхлорн. коэфф. нормальный	Бромхлорн. коэфф. относительный
Белый . . .	8,52	48,60	0,0522	1,50	2,05	1,79	28,95	91,46	Не опр.	4,48	0,91	10,9	1,074	1,00	107,4
Розовый . .	10,26	47,24	0,0660	1,80	2,59	1,52	27,70	91,17	91,14	5,33	0,16	13,2	1,397	1,08	129,4

Пересчет данных анализа на минералогический состав

Слой каменной соли	Ангидрит	Кизерит	Карналлит	$MgCl_2$	Сильвин	Галит	Нераств. остаток	H_2O гипроскоп. (по разности)
Белый	5,1	7,1	9,1	—	1,0	73,6	0,9	3,2
Розовый	6,1	3,6	10,8	0,5	—	70,4	0,2	3,4

около 1 *мм* состоит более чем на 90% из микро- и мелкокристаллического ангидрита. Полигалит в нем встречается редко, составляя небольшую примесь (менее 10%). Это — крайний (верхний) сульфатный прослоечек в куске керна, из которого изготовлен шлиф 209 (рис. 3) по оси керна (перпендикулярно к слоистости). Он не сплошной, а кое-где пронизывается как бы «гвоздями» или «заклепками» неправильной округлой формы или дендритовидными сростками галита (в сечении от 1 до 5 *мм*), и в плане (в плоскости слоистости) такой ангидритовый прослой (как и все другие) представляется исследователю с мелкобугристыми поверхностями наслоения, где в виде бугорков, протыкающих сульфатные прослоечки, выступают галитовые кристаллы (в сечении до 2—3 *мм*), как бы галитовые «заклепки».

Рис. 3. Шлиф 209. Николаевская оп. скв. 2, гл. 1674—1677 *м*, нат. вел. *а* — I кусок керна, *б* — III кусок керна. *А* — ангидрит, *Г* — галит, *П* — полигалит.

Прежде всего следует отметить почти сплошное развитие зонально-кристаллического галита как в виде «лодочек», так и в виде «елочек», несмотря на глубину залегания соли около 1700 *м*. Отсюда становится явно необоснованными представления некоторых исследователей о том, что якобы на глубинах, превышающих 1000 *м*, каменная соль даже при отсутствии проявлений солянокупольной тектоники должна была подвергаться пластическим деформациям, которые приводили к потере зонально-кристаллической структуры галита. Как видно, этого нет. Зональная структура галита сохранилась с поразительной отчетливостью.

Значительно количество ангидритовой примеси (порядка 5—10% от всей массы породы — каменной соли). Ангидрит располагается как в виде не очень отчетливо выраженного I прослоечка *, мощностью порядка 1—2 *мм* (здесь его структура главным образом микрозернистая), так и между гранями роста соседних зонально-кристаллических образований («елочек») галита. В одних местах при таком расположении ангидрит развивается между елочками галита, расположенными на расстоянии 2—3 *мм* друг от друга (рис. 4), в других местах ангидрит располагается между более сближенными (при расстоянии около 0,5 *мм*) елочками галита (рис. 5), в третьих местах ангидрит развивается вокруг елочки единичного кристалла галита

* На рис. 3 приведены два (из трех) образца керна (первый и третий), в которых описываются ниже прослоечки с I по VII. В связи с тем, что мощности прослоечков очень малы (иногда около 1 *мм*), они не показаны на керновых образцах рис. 3.



Рис. 4. Ангидрит (*А*) развивается между елочками галита (*Г*), расположенными на расстоянии 2—3 *мм* друг от друга. Шлиф 209, Николаевская оп. скв. 2, гл. 1674—1677 *м*, ×18.

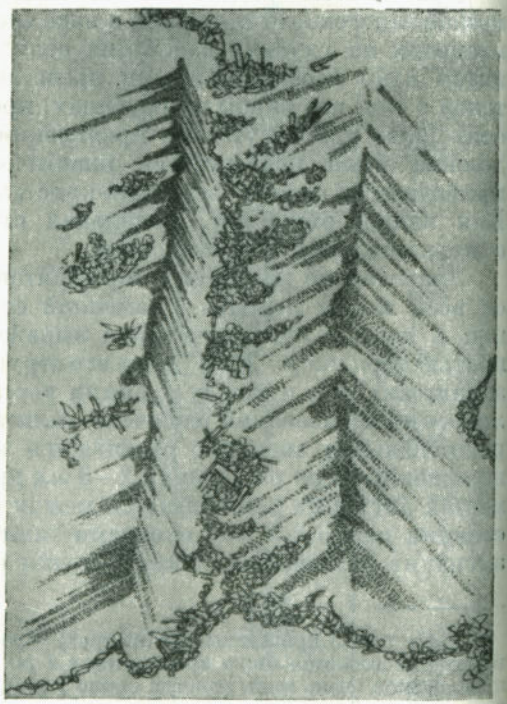


Рис. 5. Ангидрит развивается между елочками галита, расположенными ближе, чем приведено на рис. 4. Шлиф 209 Николаевская оп. скв. 2, гл. 1674—1677 *м*, ×17.

(рис. 6), местами ангидрит развивается по спайности зерен галита и по граням куба лодочек галита, заполненным микровключениями рапы и газа. В прослоях ангидрит имеет микрозернистое строение, и его перекристаллизация происходит лишь в висячем и лежачем боках, т. е. вдоль контактов с галитом. Там же, где ангидрит является среди зонально-кристаллического галита, он наиболее часто развивается между зернами галита или на периферии его зонально-кристаллических образований. Характерно, что ребра зональных кристаллов («стволы елочек») галита, содержащие очень мелкие микровключения рапы, по большей части лучше сохраняются в общем течении процессов перекристаллизации ангидрита и галита, чем грани лодочек, которые часто в той или иной мере исчезают.

II несплошной прослоечек мощностью менее 0,5 *мм* состоит из почти одного микро- и мелкозернистого ангидрита (более 90%), и полигалит не составляет в нем даже и примеси, а лишь единичные зерна.

III и IV прослоечки, ограничивающие в подошве и кровле горизонтально залегающий прослоечек мелкозернистой каменной соли во втором куске керна мощностью в 3—3,5 *мм*, состоят: III прослоечек, располагающийся на неровной бугристой поверхности каменной соли в виде более или менее сплошной пленки толщиной в лист писчей бумаги, сложен почти полностью ангидритом микрозернистого строения, полигалит почти отсутствует; IV прослоечек также сложен ангидритом.

В третьем куске керна имеется перемежаемость каменной соли с тонкими сульфатными прослоями. Каменная соль мелкозернистая, с микровростками полигалита. Ни сильвина, ни карналлита в галите нет (и из калийных минералов, следовательно, имеется только один полигалит).



Рис. 6. Ангидрит развивается вокруг елочки единичного кристалла галита. Шлиф 209, Николаевская оп. скв. 2, гл. 1674—1677 *м*, ×28.

V прослоечек в виде грязновато-белой пленки толщиной около 1,0—2,0 *мм* сложен преимущественно полигалитом, главным образом очень мелкоагрегатного (халцедоноподобного) облика при весьма малой примеси к полигалиту зернышек ангидрита. Характерно одно обстоятельство. Как только что было отмечено, V прослоечек представляет собой сплошную массу толщиной около 0,3 *мм* и снимается в виде обломков пленки наподобие скорлупы с куриного яйца. Чтобы изучить вещество иммерсионным методом, нужно раздавить эту пленку твердым предметом (например, пестом ступки, шпателем, ножом) и только уже потом из полученного порошка делать иммерсионные препараты. В тех же случаях, когда прослоечки состояли из ангидритового вещества (I—IV) или из почти чисто ангидритового, достаточно поскоблить его иголкой, чтобы получить почти готовый (без дополнительного раздавливания) порошкообразный материал для дальнейшего иммерсионного изучения.

VI прослоечек, находящийся непосредственно под пятым (из полигалитовой пленки), представляет собой также полигалитовую (но разнозернистую) слегка засоленную породу с небольшой примесью ангидрита.

Далее в составе третьего куска керна (мощность пород в составе этого куска равна 23 *мм*, см. рис. 3) кроме восемнадцатимиллиметровой розовой полигалитсодержащей каменной соли имеется прослой (2 *мм*) серой мелкозернистой каменной соли, также содержащей полигалит.

Наконец, VII прослоечек, внешне несколько похожий на V (также в составе третьего куска керна), мощностью около 1,5—2,0 *мм*, неожиданно становится не полигалитовым, а почти чисто ангидритовым (весьма мелкозернистым, микрозернистым).

Из третьего куска керна (рис. 3), распиленного по его оси (перпендикулярно к слоистости), сделан шлиф 209-а; он представляет собой значительный интерес. То, что было описано под названием V прослоечка в виде грязновато-белой пленки мощностью 1—2 *мм*, является преимущественно микрозернистым образованием полигалита, размеры зерен которого значительно менее толщины шлифа, почему полигалитовый прослоечек представляется в виде сплошной массы. Но в тех многочисленных местах, где происходит хотя бы самая начальная стадия перекристаллизации полигалита, или там, где шлиф оказался очень тонким, в таких случаях отчетливо видно строение полигалита в прослоечке и его мономинеральный состав.

Мы обращаем внимание на самый факт мономинеральности полигалитового состава в микропрослоечке. Микрозернистое вещество в нем не ангидритовое, не гипсовое, не какое-либо иное, а именно полигалитовое. Это подтверждает нашу прежнюю трактовку таких тонких полигалитовых прослоечков в каменной соли именно как сложенных конседиментационным полигалитом пелитоморфного (микрозернистого) строения. Описываемый полигалитовый прослой (1,5 *мм*) сам в свою очередь состоит из невыдержанных по мощности

и по простиранию линзовидных микропрослоечков около 0,1 *мм* толщиной, сложенных то сравнительно чистым полигалитом, то полигалитом, совместным с каким-то (очевидно, тоже полигалитовым) веществом с едва просвечивающимися линзой Лазо микрокомочками. В некоторых местах полигалитового микропрослоечка садились зонально-кристаллические «лодочки» галита размерами около 0,5 *мм*, которые захоронялись садкою пелитоморфного полигалита.

На сингенетическую садку лодочек галита и пелитоморфного полигалита указывает то обстоятельство, что там, где находятся лодочки галита, микрослоистость (прослоечков толщиной 0,1 *мм* или близкой к этой величине) полигалита прерывается, а сами лодочки галита, как отмечалось, буквально захороняются в полигалитовом прослое. В последующем структура таких отдельных лодочек галита в полигалитовом прослое сохраняется сравнительно хорошо, но иногда в микрозернистом полигалите, окружающем лодочки галита, начинается перекристаллизация и образующиеся крупно-призматические кристаллы полигалита (до 0,3 *мм* по длинной оси) внедряются из окружающей его пелитоморфной массы внутрь лодочек галита и тогда в них начинается в той или иной мере исчезновение зонально-кристаллического «рисунка», обусловленного микровключениями рапы. Последняя могла стимулировать самый процесс перекристаллизации полигалита.

Полигалитовый прослой (о котором сейчас идет речь) не отлагался в виде мономинерального (полигалитового) состава по всей своей 1,5-миллиметровой мощности, а по простиранию он сильно разубоживался лодочками галита, между которыми полигалитовое вещество распределяется отдельными пятнами, как бы литифицированными хлопьями. В таких участках прослой, строго говоря, становится не полигалитовым, а галитово-полигалитовым, местами даже и полигалитово-галитовым (преобладает галит). В таких участках, сильно насыщенных лодочками галита, происходит очень интенсивная перекристаллизация полигалита. Он разрастается в виде отдельных групповых, иногда пучковидных груболучистых сколлений и вторгается в лодочки галита (рис. 7). От первичного микрозернистого полигалита либо не остается и следа, либо он сохраняется лишь в виде мелких обрывочков.

Далее, как было видно из иммерсионного описания, третий кусок керна (в главной своей части мощностью около 18 *мм*, см. рис. 3) является мелкозернистой каменной солью, содержащей полигалит. Каменная соль сложена почти сплошным зонально-кристаллическим галитом. Полигалитовая примесь здесь располагается преимущественно между зернами галита; лишь изредка полигалит разрастается в самих зернах галита, и тогда их зонально-кристаллические узоры из микровключений рапы либо исчезают вовсе, либо сохраняются в виде лишь отдельных реликтовых участочков.

Переход к последнему (мы, к сожалению, не имеем ориентировки керна и сказать, где верх и где его низ, нельзя) — уже ангидритовому (а не полигалитовому) прослоечку (VII, мощностью в 1,5—2,0 *мм*, —

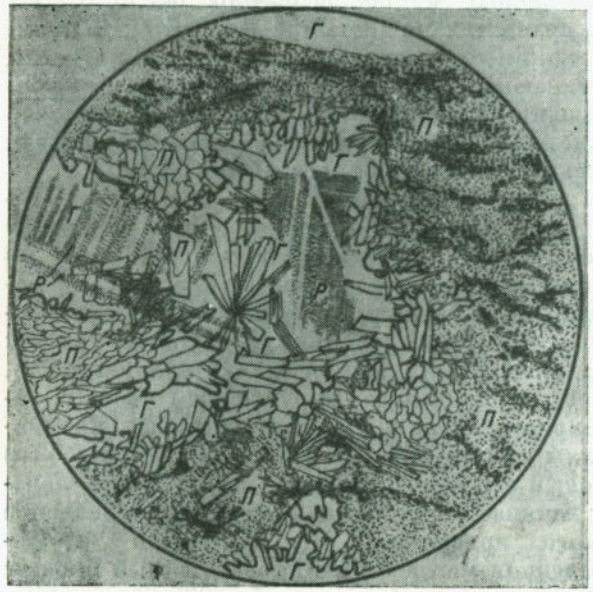


Рис. 7. Разрастание полигалита и внедрение его в лодочки галита, находящиеся в полигалитовом (*П*) прослоечке, залегающем в каменной соли (*Г*), *Р* — рапа. Шлиф 209а, Николаевская оп. скв. 2, гл. 1674—1677 *м*. ×18.

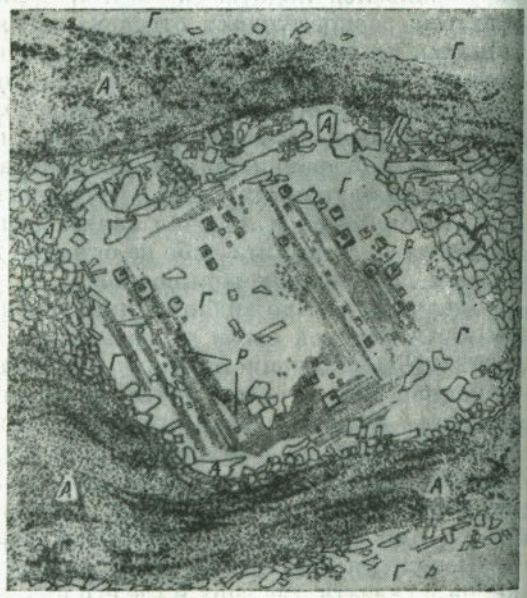


Рис. 8. Одна из многих лодочек галита, находящаяся в ангидритовом (*А*) прослое (залегающем в каменной соли *Г*), со сравнительно хорошо сохранившимся зональным строением. *Р* — рапа, заполняющая микровключения и отчетливо видимые «отрицательные кристаллики» в лодочке галита. Шлиф 209а, Николаевская оп. скв. 2, гл. 1674—1677 *м*, ×17.

см. выше изложение материалов иммерсионного изучения третьего куска керна) происходит через каменную соль, содержащую полигалит, точнее — через неотчетливый прослой в 1 *мм* мощностью, сложенный почти чистым галитом (с очень малым количеством полигалита). Ангидритовый прослой, сложенный почти нацело микро- и мелкозернистым ангидритом, образует резкий контакт с каменной солью. В ангидритовом прослоечке также имеются зональные лодочки галита (рис. 8) в сечении около 0,5—1,0 *мм*, но в отличие от тех, которые находились в полигалитовом прослоечке, здесь (в ангидритовом прослоечке) лодочки галита сравнительно хорошо сохраняют свои зональные узоры и происходит только слабая перекристаллизация около них окружающей ангидритовой микрозернистой массы с образованием мелкозернистого ангидрита, в массе которого лишь очень изредка встречаются тонкопризматические кристаллики полигалита.

СОЛЯНЫЕ ПОРОДЫ ИЗ РАЗРЕЗА КАЧАЛИНСКОЙ РАЗВЕДОЧНОЙ СКВ. 21

Образец 27 с глубины 1115—1121 *м*. Полигалитсодержащая мелкозернистая каменная соль. Чрезвычайно сложно поведение полигалита в каменной соли (шлиф 27). Здесь намечаются две разновременные разновидности полигалита: микрозернистый полигалит и полигалит, получившийся при перекристаллизации микрозернистой его разновидности.

Микрозернистый полигалит располагается преимущественно между зернами галита. Здесь именно и находится главная его масса (всего полигалита в породе около 5—10%). Но часть микрозернистого полигалита оказалась захваченной и внутрь зерен галита, в особенности это отмечается в некоторых зонах роста лодочек галита. По-видимому, пелитоморфный полигалит размещается преимущественно полузонально на тех гранях лодочек галита, которые оказывались расположенными в удобном положении для его осаждения, подобно тому как в ряде случаев ранее на Верхнекамском месторождении удавалось устанавливать полузональное расположение ангидрита на тех гранях лодочек галита, которые были обращены вверх. Таким образом, не везде, а в некоторых местах часть зонально-кристаллических граней лодочек галита оказалась сложенной не только массой микровключений маточной рапы, но и пелитоморфным полигалитом.

При последовавшей перекристаллизации пелитоморфного полигалита появились отчетливо видимые под микроскопом кристаллики полигалита, их пучковидные и иной формы группы, которые в участках нахождения полигалита в лодочках галита прорастают нередко в соседние грани лодочек, сложенные микровключениями маточной рапы (рис. 9). Частичная перекристаллизация пелитоморфного полигалита происходит не только в зональном рисунке лодочек галита, но и в пелитоморфных участках полигалита, находящихся между зернами галита. Здесь, как и обычно, наиболее интенсивно

перекристаллизовывается полигалит близ зерен галита и такой полигалит поздней генерации врастает в галит.

Шлиф 27-а изготовлен из полигалитового прослоя с незначительными включениями галита, доломита и ангидрита.

Полигалит преимущественно мелкозернистый, участками пелитоморфный и частично перекристаллизованный. Основная масса перекристаллизованного полигалита находится около галитовых участков и в зернах галита. Из мелкозернистого, иногда из пелитоморфного полигалита в галит растут зерна полигалита, образуя пучковидные

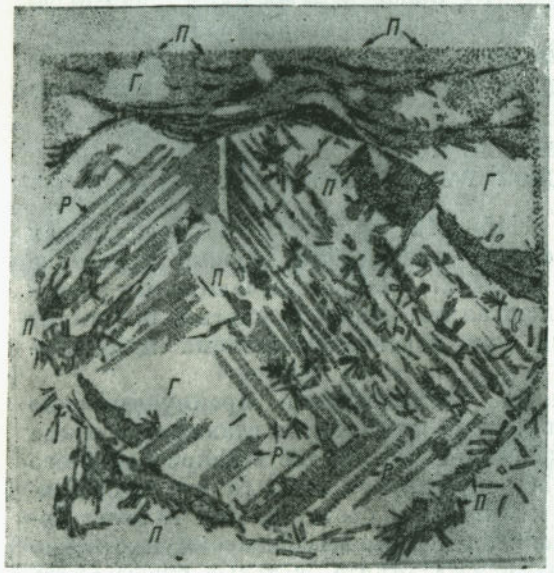


Рис. 9. Расположение полигалита (показанного пунктиром, штриховкой и тонкопризматическими кристалликами — *П*) преимущественно на верхних гранях лодочки галита (зонально расположенные точки представляют собой микровключения маточной рапы (*Р*) в одной из лодочек галита (*Г*), в то время как пелитоморфный полигалит за пределами лодочки галита показан беспорядочно расположенными точками *П*). Шлиф 27, Качалинская разв. скв. 21, гл. 1115—1121 *м*, ×17.

и редко сноповидные образования. Доломит присутствует в виде небольших скоплений, преимущественно в перекристаллизованных участках полигалита. Ангидрит — в виде небольших скоплений и отдельных зерен в галите и очень редко — в полигалитовых участках.

Образец 41 с глубины 1274—1281 *м* — белая мелкозернистая каменная соль с весьма неотчетливо выраженными прослоечками, главным образом ангидритовыми, реже полигалитовыми. Если говорить точно, то выдержанные сульфатные прослоечки мощностью до 10 (чаще менее — в 1—3 *мм*) встречаются редко и, судя по ним, залегание породы близко к горизонтальному. Но обычно (судя по четырем керновым образцам) сульфатные (преимущественно ангидритовые) прослоечки являются невыдержанными даже в 45-миллиметровом сечении керновых образцов: они ветвятся, превращаются в тонкие или грубые петли, окаймляющие галитовые участки, теряют

свой выдержанный характер. Отмечается нечеткое пространственное распределение ангидритовых образований в каменной соли.

Наиболее типичным является петельчатое распределение сульфатных образований в характеризуемой каменной соли, что с особенной четкостью сказывается на распределении ангидрита. Последний в большом шлифе № 41 располагается в виде хорошо перекристаллизованных игольчатых, тонкопризматических кристаллов до 0,3 *мм* по длинной оси, пучковидных грубо радиально-лучистых их сростков. Все такие одиночные и групповые скопления кристалликов ангидрита располагаются не только между зернами галита,

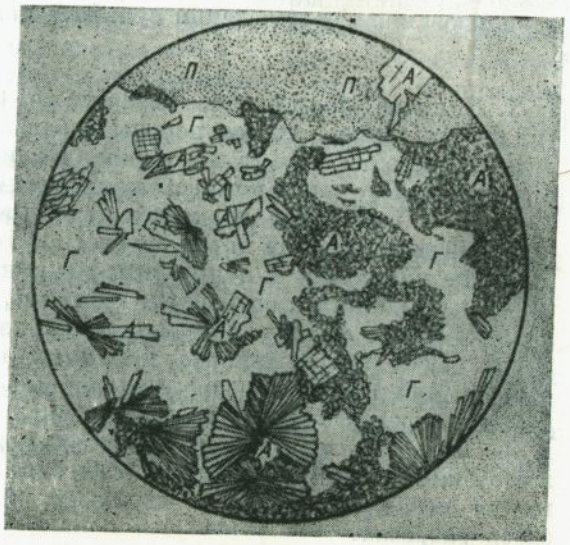


Рис. 10. Резкий контакт ангидритсодержащей каменной соли (*Г* — галит, *А* — ангидрит) с полигалитовым прослоечком (*П*). Образец 41, Качалинская разв. скв. 21, гл. 1274—1281 *м*, ×17.

но и часто врастают в той или иной мере в самые зерна галита от зональных микровключений маточной рапы, в которых нередко остаются лишь реликтовые участки.

Как при визуальном ознакомлении с распределением ангидрита в каменной соли не видно сколько-нибудь отчетливого распределения ангидрита в виде прослоечков, так и в шлифе ангидрит располагается то в виде несплошных и тонких «рубашек» вокруг зерен галита, то в виде сплошных прочных как бы панцирей, толстых корок. Все они в различных сочетаниях между собой, особенно там, где сгущаются, являются некоторым подобием прослоечков.

В плоскости неотчетливой слоистости в краевом окончании шлифа (керн не ориентирован в отношении верха и низа) имеется единственный полигалитовый прослоечек видимой мощностью до 3 *мм*. Он почти сплошной в противоположность неотчетливым петельчатым ангидритовым полупрослоям вокруг зерен галита. Между полигалитовым прослоем и каменной солью контакт отчетливый, резкий,

равным образом как и между этим полигалитовым прослоечком и ангидритом, находящимся в петлях вокруг зерен галита. Смена в отложении полигалита и ангидрита была весьма резкой, причем полигалит образовал почти сплошной (без галита) микропрослоечек. В нем полигалит перекристаллизован весьма слабо (рис. 10) по сравнению с ангидритовыми петлями, описанными ранее в каменной соли, но кое-где перекристаллизацией все же захвачен и прослой полигалита и при перекристаллизации изредка появлялись в массе полигалита призматические образования ангидрита. Но этот ангидрит, вероятно, появился уже в процессе перекристаллизации полигалита (в одноименном прослое) и близрасположенного ангидрита (из его петель в каменной соли) при частичном и весьма локализованном перемещении сульфата кальция.

ВЫВОДЫ

1. Наличие полигалита, кизерита в соленосной толще пород района указывает, что ее породы отлагались в материнском солеродном бассейне сульфатного типа. Не исключается возможность, что при более детальном освещении соляной толщи материалами бурения и при более детальном, систематическом и всестороннем комплексном изучении пород соленосной толщи удастся обнаружить и другие хлоридные и сульфатные калийно-магниевые образования, такие как каинит, лангбейнит, сингенит, гергеит и другие. Установлено также наличие сильвинита, карналлитовых и бишофитовых пород. Весь этот комплекс калийных и калийно-магнезиальных образований в мощном разрезе каменной соли указывает на большой научно-теоретический интерес изучения вопросов их формирования и на большую практическую ценность пород соленосной толщи, в особенности если имеются геологические перспективы обнаружения их на несколько меньших глубинах, чем в охарактеризованных здесь разрезах.

Присутствие бишофитовых пород, встреченных Николаевской оп. скв. 2, совпадает с представлениями Я. Я. Яржемского о том, что бишофитовые породы характерны именно для солеродных бассейнов сульфатного типа.*

2. Отмечается сохранность зонально-кристаллических лодочек галита до глубины 1700 *м*; это указывает на несостоятельность прежних представлений некоторых исследователей о том, что на глубине свыше 1 *км* зональный рисунок лодочек должен исчезать в связи с текучестью соляных пород, которую они должны приобретать, находясь под давлением вышележащих пород, вне зависимости от наличия или отсутствия проявлений соляной тектоники.

3. В общем течении процессов перекристаллизации ангидритсодержащей каменной соли ребра зональных кристаллов галита (содержащие очень мелкие микровключения рапы) обычно лучше сохраняются, чем грани лодочек, которые часто в той или иной мере перекристаллизовываются, а их зональный рисунок исчезает.

4. Пелитоморфный (микрозернистый) полигалит в тонких (от 0,1 *мм* толщиною и более) прослоечках имеет конседиментационное происхождение. Установлена сингенетическая садка лодочек галита и пелитоморфного полигалита в тонких его прослоечках, в которых по простиранию один и тот же микропрослой может быть чисто полигалитовым, галит-полигалитовым и полигалит-галитовым. Чем более в таких полигалитовых прослоечках имеется лодочек галита, тем интенсивнее происходит перекристаллизация самого полигалита, что стоит, по-видимому, в связи с несколько повышенным количеством жидкой фазы, находящейся в виде микровключений в лодочках галита, стимулирующей перекристаллизацию полигалита. Отмечалось оседание микрозернистого полигалита преимущественно на тех гранях лодочек галита, которые были обращены при седиментации кверху, причем некоторые зонально-кристаллические грани галита оказываются сложенными не только массой микровключений маточной рапы, но и пелитоморфным полигалитом.

Таким образом, полигалит в галогенных породах бывает разных генераций. В описанных примерах приведены случаи образования конседиментационного полигалита, который нередко перекристаллизовывается, в результате чего теряется его первоначальное микрозернистое строение. Но в других районах в пермских и третичных соляных породах нами были охарактеризованы в прошлом весьма разнообразные примеры послеседиментационной полигалитизации сильвина, каинита, глазерита, калиборита и других галогенных образований.

---

* Я. Я. Яржемский. О причинах распространения бишофита в сульфатных солеродных бассейнах морского типа. ДАН СССР, т. 167, № 6, 1966.

В. Н. ДУБИНИНА

О КРАСНОЙ ОКРАСКЕ МИНЕРАЛОВ СОЛЯНЫХ ПОРОД (СИЛЬВИНА, КАРНАЛЛИТА И ДР.) НА ПРИМЕРЕ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Красная окраска хлоридных солей (сильвина и карналлита) давно интересовала исследователей и была объяснена еще в 30-х годах, в частности, Е. Э. Разумовской [1927].

Этот интерес был вызван в значительной степени практическими целями. Красный цвет считался поисковым признаком на калийные соли.

В результате микроскопических исследований кернов разведочных скважин, пробуренных на территории Соликамского рудника, Е. Э. Разумовская выяснила, что красная и буро-красная окраска карналлитов зависит от наличия в них соответственно чешуек гематита и чешуек гематита совместно с большим количеством игл.* Иглы она отнесла к модификации Fe_2O_3, отличающейся более сложным составом, т. е. содержащей окислы Ca, Mg и т. д. [Разумовская, 1927]. Красная окраска сильвина из пластов красных сильвинитов — результат присутствия в них окислов и гидроокислов железа в криптокристаллическом состоянии.

Наши микроскопические наблюдения вносят мало существенно нового относительно распределения красящих примесей в зернах сильвина и карналлита, а также формы и размеров красящих включений. Однако нам удалось еще раз уточнить минеральный состав красящей примеси и мы рассматриваем несколько иначе процессы ее возникновения и условия образования самих пород.

Исходя из представления о вторичном генезисе сильвинитов (за счет динамометаморфизма карналлитовых пород), Е. Э. Разумовская и окраску тех и других пород объясняла с тех же позиций. Мы уже ранее отмечали [Дубинина, 1951], что эти представления вскоре были опровергнуты А. А. Ивановым [1932] на основе фактического материала, который был получен при проходке горных выработок. Наши наблюдения по окраске минералов лишний раз подтверждают эту точку зрения.

Е. Э. Разумовская объясняла возникновение в карналлите гематита распадом твердого раствора минала $KClFeCl_2 6H_2O$, изоморфного с $KClMgCl_2 6H_2O$, и последующим окислением $FeCl_2$ в Fe_2O_3 в результате гидролиза кристаллизационной воды карналлита [Разумовская, 1927]. Отсутствие хорошо образованных крупных чешуек гематита и игл в сильвине явилось для нее одной из причин считать сильвиниты продуктом изменения карналлитовых пород. По ее мнению, в процессе динамометаморфизма карналлитовых пород происходило также и разложение кристалликов гематита и гетита. Возникающий затем сильвин (пластов нижних красных сильвинитов) включал уже только эти продукты разложения. Нам представляется, что природные явления более просты. Больше оснований предположить непосредственный захват кристаллизующимися зернами сильвина гидроокисного золя железа из материнской рапы бассейна, возможно, в момент его коагуляции.

При многочисленном просмотре шлифов красных сильвинитов нам удалось наблюдать в некоторых зернах сильвина зональное распределение красной окраски [Дубинина, 1954]. При этом отчетливо видно, что окраска располагается параллельно граням куба, т. е. она периодически захватывалась растущими кристаллами — кубиками сильвина и, следовательно, является ему сингенетичной. Сходные факты в свое время были отмечены И. В. Пуаре [1930], однако она не дала соответствующего толкования.

Отсутствие крупных чешуек гематита и игл в сильвине и, наоборот, частое развитие их в карналлите, возможно, объясняется самим процессом кристаллизации карналлитовых пород и сильвинитов. Как правило, красные сильвиниты (а также розовые и белые, кроме пестрых) характеризуются размером зерен в пределах до 5 *мм* (чаще до 2—3 *мм* и реже более крупные, но не превышающие 8 *мм*), в то время как в карналлитовых породах, хотя они и разнозернистые, преимущественное развитие имеют зерна более 1 *см* в поперечнике.

Таким образом, кристаллизация сильвинитов протекала, вероятно, значительно быстрее, чем карналлитовых пород, и, следовательно, в сильвине раскристаллизация захваченных гидроокислов железа почти не успевала произойти. В нем, как правило, отмечаются криптовключения. Однако при внимательном изучении шлифов красных сильвинитов с более сильным увеличением среди криптовключений постоянно обнаруживаются короткие иглы и ромбовидные чешуйки.* Аналогичные результаты получены при исследовании водонерастворимого остатка красящей примеси сильвина в электронном микроскопе [Дубинина, 1954].

---

* Точные определения ни игл, ни чешуек не могли быть тогда произведены. До сих пор, к сожалению, в литературе результаты исследования красящих примесей отсутствуют, что нередко приводит к различным суждениям об их природе [Борщевский, 1964, 1966].

* Хорошо заметные в шлифах пластинки ромбовидной формы красного цвета были встречены нами при изучении сильвинитов Гаурдакского месторождения. Они характеризуются отчетливым плеохроизмом и присутствуют как в сильвине, так и в галите. К сожалению, из-за отсутствия сплавов не были замерены показатели преломления ромбовидных пластинок. Очень возможно, что эти пластинки являются не гематитом, а представляют собой рубиновую слюдку (лепидокрокит), т. е. это диморфная модификация гетита.

Экспериментально в ИГН АН СССР А. В. Казаковым и Е. И. Соколовой выяснено, что при кристаллизации коллоидной окиси железа в хлоридных системах при pH от 4,6 до 5,0 возникает лепидокрокит; а при pH от 6,5 до 8,0 — гематит [Чухров, 1955, стр. 377]. В сульфатных системах в интервалах pH = = 2,2 ÷ 10 образуется гетит (там же, стр. 378).

В отдельных случаях удалось при изучении шлифов заметить в зернах сильвина ориентированное расположение игл, подобно тому как наблюдается закономерное включение игл и чешуек в зернах карналлита. При образовании карналлитовых пород, помимо более медленного роста карналлитовых зерен (чем сильвина при формировании сильвинитов), способствовавшего и значительной раскристаллизации гидроокислов железа, по-видимому, имела место также и дегидратация гидроокислов железа растущими зернами карналлита, в результате чего возникали чешуйки гематита.

При изучении шлифов карналлита, а также различно окрашенных участков зерен карналлита в иммерсии, было сделано и другое наблюдение. Иглы, включенные в зерне карналлита, не представляли собою вытянутых правильных кристаллов, а состояли как бы из узелков, которые при сильном увеличении оказались мельчайшими чешуйками [Дубинина, 1954]. Впоследствии удалось отметить все стадии перехода от игл к чешуйкам. Таким образом, совершенно несомненно, что чешуйки иногда возникают за счет распада игл и частично этим можно объяснить их «четковидное» [Разумовская, 1927] расположение в зернах карналлита. В литературе имеются также указания на возможность перехода $Fe_2O_3H_2O$ в Fe_2O_3 безводную, т. е. перехода гетита в гематит путем обезвоживания [Böhm, 1928].

Следует также остановиться на криптоокраске, отмечаемой и в зернах карналлита. Криптоокраска распределена в зернах карналлита в виде параллельных окрашенных полос, чередующихся с бесцветными промежутками. Очень характерно, что при вращении шлифа на столике микроскопа интенсивность окраски полос заметно изменяется. Возможно, что эти окрашенные полосы представлены мельчайшими чешуйками гематита с примерно одинаковой их ориентировкой, т. е. лежащими на ребре к срезу зерна карналлита шлифом. При повороте препарата каждая из них плеохроирует, как свойственно гематиту, и получается суммарный эффект изменения окраски полосы в целом. Кроме того, удалось заметить расположение криптоокраски в карналлите, параллельное зонам его роста, в виде правильного шестиугольника (подобно форме выпадающих из раствора или на поверхности раны карналлитовых шестиугольных пластинок). Изучение в электронном микроскопе нерастворимого в воде остатка карналлитов, характеризующихся криптоокраской, позволило установить наличие в них мелких чешуек и реже игл [Дубинина, 1954].

Можно допустить, что чем медленнее происходил рост карналлитовых зерен, или иначе, чем крупнее зерна карналлита, тем более крупные образовывались в них чешуйки гематита и иглы. Правда, возможны и такие случаи, когда при медленном росте зерно карналлита не достигает значительных размеров, а чешуйки гематита (или иглы гетита) будут достаточно крупными. И наоборот, в других случаях крупные зерна карналлита, окрашенные криптовключениями, могут свидетельствовать о быстром формировании породы.

Обычно величина зерен породы зависит еще от числа центров кристаллизации формирующейся породы. Таким образом, на основании степени раскристаллизации красящей примеси (окислов или гидроокислов железа) можно судить о скорости образования соляных пород. Первичность красящей примеси подтверждается наличием зерен как сильвина, так и карналлита, характеризующихся зональным ее распределением.

В целях выяснения природы красящих включений нами еще в 1939 г. была получена рентгенограмма нерастворимого в воде остатка окрашенных зерен карналлита, на которой удалось расшифровать присутствие кварца, карбонатов, гематита и гидрогетита. Первые два минерала представляют собой терригенные и аутигенные включения в карналлите, а два других являются его красящей примесью. Дополнительно нами в 1965 г. под бинокулярным микроскопом для рентгенометрического исследования были отобраны из нерастворимого в воде остатка карналлита керна скв. 75 (обр. 455) чешуйки гематита (обр. 455/1) и иглы гетита (обр. 455/2) (см. таблицу).

Несмотря на некоторое сходство в значениях межплоскостных расстояний и даже интенсивности некоторых отражений гематита и гетита, между ними имеются и существенные различия. Прежде всего в связи с более низкой симметрией гетита ему свойственно большее количество отражений, а для ряда из них и заметные отличия в интенсивности. Эти же отличия имеют место и при сравнении рентгенограмм обр. 455/1 и 455/2. Несомненно, что идеальной чистоты образцов достигнуть было невозможно (размер чешуек и игл составлял около 1 *мк* и редко более). Однако их дифференциация позволила показать, что на одной из рентгенограмм действительно преобладают линии гематита, в то время как на другой доминирующими являются линии гетита. Это облегчило идентификацию красящих минералов. Наряду с эталонными рентгенограммами нами для сравнения приведены рентгенограмма гематита (обр. 7), являющегося красящей примесью в галите [Мелкова, см. наст. сб.], и рентгенограмма гетита (обр. 225), полученная с помощью современной аппаратуры (большая разрешающая сила) и в сходных условиях с исследованными образцами. Весьма незначительное число отражений слабой интенсивности оказалось нерасшифрованным.

Сравнение рентгенограмм показало, что в обр. 455/1 преобладает гематит, а в обр. 455/2 — гетит. Так, например, линии с $I = 9$, $d = 4{,}14$ на рентгенограмме 455/2 соответствует линия гетита с $I = 10$, $d = 4{,}16$—$4{,}18$. В то же время на рентгенограмме 455/1 такой интенсивной линии гетита соответствует отражение с половинной интенсивностью (линия с $I = 5$; $d = 4{,}16$). Вместе с тем на рентгенограмме 455/2 имеется очень интенсивная линия ($I = 6$, $d = 1{,}695$), которой на рентгенограмме гетита соответствует линия с $I = 2$—3 ($d = 1{,}695$—$1{,}698$), а на рентгенограмме гематита эта линия — $I = 10$—9, $d = 1{,}688$—$1{,}694$. Несомненно, что и на рентгенограмме

Обр. 455/1			Гематит (9)		Гематит обр. 7 (8)		
I	$\frac{d\alpha}{n}$	$\frac{d\beta}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I
—	×××	—	—	—	—	—	—
3	(4,56)	4,14	—	—	—	—	2—3
2ш	4,27	3,88	—	—	—	—	1
5	4,15	3,77	—	—	—	—	9
1	3,94	3,58	—	—	2	(4,04)	—
4	3,69	3,35	4	3,68	5	3,67	3
1	3,52	3,20	—	—	—	—	1—2
5	3,34	3,03	—	—	—	—	7
2	3,23	2,94	—	—	—	—	1р
3р	(2,991)	2,716	3	(2,98)	4	(2,97)	3
—	×××	—	—	—	—	—	2
2	2,750	2,495	2	(2,77)	3	(2,78)	—
10	2,698	2,450	10	2,696	10	2,695	10
1	2,615	2,374	—	—	—	—	3
6—7	2,535	2,301	10	2,518	10	2,512	4
7	2,467	2,239	—	—	—	—	8
—	—	—	2	(2,432)	3	(2,436)	1
1	2,259	2,051	—	—	—	—	2р
4р	2,198	1,995	6	2,199	6	2,206	4р
—	—	—	—	—	—	—	
1ш. р.	2,086	1,893	—	—	—	—	1
2ш. р.	2,019	1,832	2	(2,021)	3	(2,025)	2
2	1,987	1,803	—	—	—	—	1—2
—	—	—	—	—	—	—	1
—	—	—	—	—	—	—	1
1	1,858	1,686	2	(1,860)	3	1,868	—
5	1,840	1,670	10	1,834	8	1,838	4
2	1,804	1,637	—	—	—	—	2р
1	1,768	1,602	—	—	1	(1,760)	—
4	1,725	1,565	—	—	—	—	8—9
7	1,694	1,537	10	1,688	9	1,694	6
1р	1,663	1,508	—	—	—	—	1р
—	—	—	3	(1,633)	3	1,637	—
4	(1,602	1,453	5	1,595	6	1,599	4ш
4	1,567	1,421	—	—	—	—	6
2	1,538	1,395	—	—	—	—	2
4	1,511	1,370	—	—	—	—	4ш
4	1,486	1,347	9	1,483	8	1,487	4
6	1,453	1,317	9	1,448	9	1,452	6—7
1р	1,421	1,288	—	—	—	—	1р
1р	1,389	1,260	—	—	—	—	2р
—	—	—	—	—	—	—	1р
1р	1,350	1,224	—	—	3	1,350	1р
—	—	—	2	1,344	—	—	1
—	—	—	—	—	—	—	3
3	1,312	1,189	5	1,307	6	1,312	3
—	—	—	—	—	—	—	1
—	×××	—	—	—	—	—	—
2р	1,258	1,141	3	1,257	4	1,259	2
—	×××	—	—	—	—	—	2
—	—	—	1	1,223	1	1,228	1

Результаты рентгенометрического изучения красящей примеси карналлита

Обр. 455/2		Гетит 310 (9)		Гетит 309 (9)		Гетит * 225	
$\frac{d\alpha}{n}$	$\frac{d\beta}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$
×××	—	—	—	2	5,0	2	4,93
(4,57)	4,15	2	(4,61)	4	(4,6	4	4,60
4,27	3,87	—	—	—	—	5	(4,24)
4,14	3,76	10	4,18	10	4,18	10	4,16
—	—	—	—	—	—	—	—
(3,68)	3,34	—	—	—	—	1	3,73
3,51	3,18	—	—	—	—	—	—
3,35	3,04	3	3,38	3	3,36	3	3,39
3,22	2,92	—	—	—	—	—	—
(2,978)	2,703	3	(2,975)	2	(2,98)	3	2,99
2,891	2,624	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
2,695	2,446	10	2,690	8	2,69	9	2,697
2,597	2,357	3	2,580	2	2,57	4	2,601
(2,526	2,293	—	—	2	2,47	—	—
2,461	2,233	10	2,450	9	2,45	10	2,470
(2,411)	2,188	—	—	—	—	—	—
2,259	2,050	4	2,253	3	2,25	4	2,275
2,195	1,992	6	2,189	5	2,18	5	2,194
×××		—	—	—	—	1р	2,146
2,092	1,898	—	—	1	2,09	—	—
2,030	1,842	1	2,020	1	2,00	2	2,016
1,988	1,804	—	—	—	—	—	—
1,930	1,751	1	1,923	2	1,91	3р	1,915
(1,895)	1,720	1	1,895	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
1,847	1,675	2	1,832	—	—	—	—
1,802	1,635	—	—	4	1,80	3	1,810
—	—	—	—	—	—	—	—
1,722	1,561	8	1,719	7	1,720	9	1,727
1,695	1,537	2	1,692	3	1,685	3	1,698
1,555	1,501	1	1,659	2	1,656	2	1,661
—	—	—	—	—	—	—	—
(1,601)	1,451	2	1,603	3	1,600	3	1,607
1,563	1,417	6	1,564	5	1,563	8	1,564
1,542	1,397	—	—	—	—	—	—
1,511	1,370	4	1,510	4	1,507	5	1,509
1,485	1,346	—	—	4	1,473	1	1,476
1,454	1,318	4	1,454	5	1,450	6	1,456
1,422	1,288	2	1,423	2	1,420	2	1,423
1,389	1,259	2	1,395	2	1,391	2	1,382
1,371	1,242	—	—	—	—	—	—
1,357	1,230	1	1,362	3	1,359	3ш	1,359
1,338	1,213	—	—	1	1,343	—	—
1,318	1,195	2	1,319	3	1,317	4	1,319
1,313	1,190	—	—	—	—	—	—
1,291	1,170	1	1,292	2	1,291	1ш	1,293
—	—	1	1,266	2	1,268	2р	1,269
1,259	1,141	—	—	2	1,259	—	—
1,242	1,126	1	1,246	—	—	2	1,243
1,225	1,110	—	—	—	—	—	—

Обр. 455/1			Гематит (9)		Гематит обр. 7 (8)		
I	$\frac{d\alpha}{n}$	$\frac{d\beta}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I
—	—	—	1	1,211	2	1,216	2
—	—	—	2	1,187	5	1,190	1
3	1,162	1,054	2	1,160	4	1,165	3
1	1,151	1,043	—	—	—	—	3
4	1,139	1,033	4	1,137	6	1,142	4
2	1,127	1,021	—	—	—	—	4
—	—	—	—	—	—	—	1
3	1,104	1,001	6	1,101	7	1,105	3
1	1,068	0,968	—	—	—	—	1
5	1,057	0,958	4	1,053	7	1,056	—
1	1,053	0,954					5
—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	2	1,130	—	—	
2	1,023	0,927	—	—	—	—	5
—	—	—	—	—	—	—	3
—	—	—	—	—	—	—	4
—	—	—	—	—	—	—	4
—	—	—	4	0,987	—	—	4

Примечания. 1. Рентгенометрический анализ выполнен в лаборатории ВСЕГЕИ ция 2 ч; вещество снималось на резиновом шарике; поправки введены по NaCl.
2. Гетит, 225—эталонные данные рентгенометрической лаборатории ВСЕГЕИ;
×××—линии, не поддающиеся промерам. Часть нерасшифрованных линий или линий,

455/2 отмечается примесь гематита. Можно также сказать, что линии гетита присутствуют и на рентгенограмме 455/1. Однако на ней явно отсутствует линия гетита с $I = 3$, $d = 1{,}318$, но имеется отражение с $I = 3$, $d = 1{,}312$, которому соответствует отражение гематита, у которого $I = 5$—6, $d = 1{,}307$—$1{,}312$ и т. д. При тех же условиях съемки рентгенограмма обр. 455/2 характеризуется большим числом отражений, чем рентгенограмма обр. 455/1.

В заключение относительно красной окраски как поискового признака на соли калия приходится отметить, что с ростом числа соляных месторождений, обнаруживаемых на территории СССР, эта закономерность подтверждается не всегда. Известны случаи, когда каменная соль лишь при следах в них калия или даже вовсе без него имеет интенсивную красную окраску, сопровождаясь при этом соляной глиной *. Можно также отметить, что и галит, и сильвин, и карналлит обычно на границе с соляной глиной (галопелитом) имеют наиболее интенсивную окраску.**

* В галите месторождения Серегово в качестве красящей примеси обнаружены пластинки гематита диаметром ~1 *мм*, которые оказалось возможным отобрать на спектральный и рентгенометрический анализы [Мелкова, см. наст. сборник].

** Для Верхнекамского месторождения это впервые было отмечено В. А. Вахрамеевой [1954].

Продолжение

Обр. 455/2		Гетит 310 (9)		Гетит 309 (9)		Гетит * 225	
$\frac{d\alpha}{n}$	$\frac{d\beta}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$
1,199	1,086	—	—	—	—	2	1,203
1,185	1,074	—	—	—	—	—	—
1,161	1,052						
1,150	1,042	—	—	—	—	3	1,150
1,140	1,034	—	—	—	—	—	—
1,124	1,018	1	1,127	—	—	3	1,129
1,114	1,010	—	—	—	—	1	1,110
1,101	0,998	—	—	—	—	—	—
1,064	0,965	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
1,053	0,955	—	—	—	—	2	1,055
×××		—	—	—	—	—	—
×××		—	—	—	—	—	—
1,022	0,926	—	—	—	—	3ш	1,025
1,013	0,918	—	—	—	—	4	1,013
1,008	0,914	—	—	—	—	—	—
0,995	0,901	—	—	—	—	—	—
0,988	0,895	—	—	—	—	—	—

ст. научн. сотр. Е. П. Соколовой. Условия съемки: Fe—антикатод, $D = 57{,}3$ *мм*; экспози-

имеющих завышенную интенсивность, объясняется примесью кварца.

В шлифах при изучении как под микроскопом, так и визуально, достаточно ясно можно видеть втеки красных струй гидроокислов железа из соляной глины в граничащие с ней зерна солевых минералов, а также и других аутигенных минералов (кварца, карбонатов). Можно, таким образом, заключить, что красная окраска в солях (будь то калийных или иных) появляется прежде всего в результате обилия в них терригенного материала. Имеет значение при этом также специфика его состава, т. е. наличие алюмосиликатов, богатых закисным железом (железистые хлориты, слюды, роговые обманки и т. д.). Тем не менее можно предположить, что присутствие калия в рапе способствует в большей степени, чем натрий, разложению железосодержащих алюмосиликатов соляных глин (в то же время магний, возможно, стимулирует кристаллизацию окислов и гидроокислов железа, высвобожденных при разложении галопелитового вещества).

Можно отметить, кроме того, что за последние годы красная окраска калийных солей нашла объяснение с позиций радиоактивного распада K^{40}, способствовавшего в течение длительного геологического времени окислению закисного железа [Борщевский, 1964, 1966]. Это очень интересная интерпретация окраски калийных минералов соляных пород не является исчерпывающей. С этих позиций нельзя объяснить зональное распределение окраски самих

калийных минералов, а тем более необъяснима интенсивная красная окраска галита месторождений каменной соли, лишенных калия (Сереговское, Кемпендяй и др.).

ВЫВОДЫ

1. Красная и буро-красная окраска минералов соляных пород (карналлит, сильвин, галит) обусловлена присутствием как хорошо окристаллизованных индивидов (гематита, лепидокрокита, гетита), так и их криптовключений или затеками гидроокислов железа на контакте с включениями галопелитового вещества. Красной окраской характеризуются в соляных породах нередко и другие хемогенные минералы, такие как кварц, карбонаты, ангидрит и др.

2. Высказано предположение, что степень раскристаллизации красящих включений обусловливается скоростью кристаллизации формирующейся породы. Это, несомненно, требует проверки экспериментальными данными.

3. Природа красящих минералов гематита (чешуйки) и гетита (иглы) установлена с помощью рентгенометрического анализа порошка (метод Дебая).

4. Источником красящего вещества являются галопелиты, содержащие богатые закисным железом терригенные минералы. Разложение последних способствует окраске всех минералов соляных пород, кристаллизующихся при ее формировании.

5. Присутствие калия в рапе, по-видимому, способствует более интенсивному разложению, чем натрий железистых алюмосиликатов, с выносом и окислением катионов двухвалентного железа. Возможно, этим объясняется специфическая красная окраска сильвина сильвинитовых прослоев, а также и карналлита по сравнению с галитом. Однако, бесспорно, здесь проявляется и какая-то избирательность к захвату окисного железа калийными минералами.

6. Не во всех случаях следует полагаться на красную окраску солей как на поисковый критерий калийных месторождений. Известны проявления интенсивно-красной окраски галита при отсутствии калия.

ЛИТЕРАТУРА

Борщевский Ю. А. О природе красной окраски калийных солей. Геохимия, № 3, 1964.

Борщевский Ю. А. Происхождение красной окраски калийных солей. Мин. сб. Львовского геол. об-ва, № 20, вып. 1, 1966.

Вахрамеева В. А. О генезисе пестрых сильвинитов Верхнекамского месторождения. Тр. ВНИИГ, вып. XXIX, 1954.

Дубинина В. Н. К вопросу о генезисе сильвина, ДАН СССР, нов. сер., т. 80, вып. 2, 1951.

Дубинина В. Н. К минералогии и петрографии Верхнекамского месторождения. Тр. ВНИИГ, вып. XXIX, 1954.

Дэна Дж. и др. Система минералогии, т. 1, полутом 2, ИЛ, 1951.

Иванов Л. А. К вопросу о генезисе сильвинита Верхнекамского месторождения калийных солей. Зап. ВМО, т. XI, № 3, 1932.

Мелкова Н. В. О находке талька в каменной соли Сереговского месторождения. См. настоящий сборник.

Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Пуаре И. В. Минералогический состав некоторых образцов соликамских солей. Изв. ИФХА, т. IV, вып. 2, 1930.

Разумовская Е. Э. Причины и характер красной окраски калиевых соединений Соликамского месторождения. Мат-лы по общей и прикл. геол., вып. 105. Изд-во Геолкома, 1927.

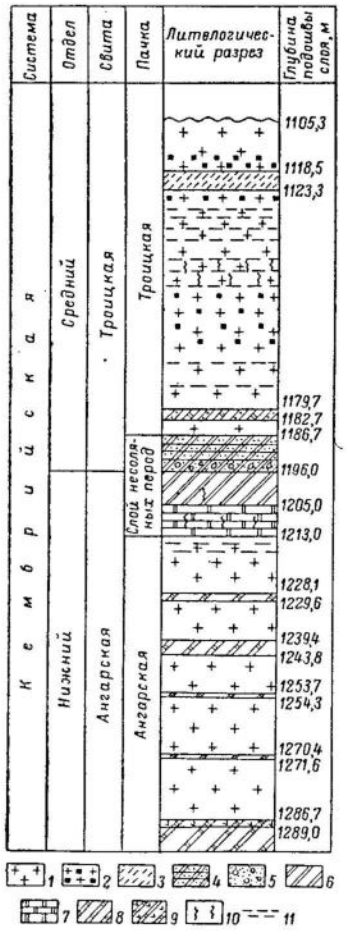
Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Böhm I. Röntgenographische Untersuchung der mikrokristallinen Eisenoxidminerale. Z. f. Krist., b. 68, 1928.

И. К. ЯЩУК

РЕЗУЛЬТАТЫ МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ СОЛЕНОСНОЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА СКВ. 22 МУРМИНСКОЙ ПАРТИИ КГУ

Скв. 22 располагается на западном крыле Троицко-Михайловского вала Канско-Тасеевской впадины. Скважиной вскрыты юрские, карбоновые, девонские, верхне-среднекембрийские и верхняя часть нижнекембрийских отложений.



Разрез соленосной части скв. 22.

1 — каменная соль; *2* — каменная соль с вкрапленностью сильвина; *3* — галопелитовый материал (соляная глина); *4* — переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов; *5* — гравелитистый песчаник (конгломерат); *6* — переслаивание аргиллитов, алевролитов; *7* — доломиты; *8* — переслаивание аргиллитов, доломитов; *9* — переслаивание доломитов, ангидритов; *10* — карналлит, выполняющий трещины в несоляных породах; *11* — прослои несоляных пород, отмечаемые вне масштаба.

Собственно соленосная часть разреза вскрыта в интервале 1105—1295 *м* (конечная глубина скважины) и имеет мощность 190 *м*. В описываемой части разреза (см. рисунок) четко выделяются две пачки — верхняя и нижняя. Границей между ними служат слои несоляных пород, имеющие мощность 26 *м*. Выделяемые пачки характеризуются различными условиями формирования, следствием чего является целый ряд литолого-петрографических особенностей пород. В настоящее время эти пачки прослежены на значительной части площади развития соленосных отложений Канско-Тасеевской впадины и получили название соленосных троицкой и ангарской пачек.

Троицкая пачка и верхняя часть 26-метрового слоя несоляных пород начиная с гравелитистого песчаника (конгломерата) входят в состав троицкой свиты Cm_2tr, являющейся, очевидно, аналогом литвинцевской свиты Иркутского амфитеатра; низы 26-метрового слоя несоляных пород (от подошвы слоя гравелитистого песчаника) и ангарская соленосная пачка входят в состав верхней части ангарской свиты (Г. М. Минко, А. И. Малаcаев, 1966).

Троицкая соленосная пачка имеет мощность 81,4 *м*, вскрывается в интервале 1105,3—1186,7 *м* и состоит из каменной соли с прослоями несоляных пород.

Каменная соль имеет различную окраску: розовую, оранжевую, реже коричневато-красную на контакте с несоляными прослоями; нередко встречается и бесцветная. Структура ее крупно- и гигантозернистая с более или менее ясно выраженными годичными слоями, которые подчеркиваются галопелитовыми прослоями зеленовато-серого, реже вишнево-красного цвета мощностью от долей до 1—3 *мм*. Мощность годичных слоев каменной соли колеблется от 1 до 10 *см* при средней мощности в 3—5 *см*.

В пределах одного годичного слоя нередко наблюдается снизу вверх изменение зернистости: 1) крупнозернистая (1—6 *мм*); 2) весьма крупнозернистая (5—10 *мм*) или же гигантозернистая (10—30 *мм*); 3) снова крупнозернистая (1—5 *мм*).

Мощность таких прослоев равна 1—3 *см*. Изменение зернистости сопровождается также изменением интенсивности окрашивания каменной соли. Относительно более крупнозернистые разности имеют более светлую окраску по отношению к менее крупнозернистым разностям.

Таким образом, каменная соль в пределах годичного слоя имеет также слоистое строение, соответствующее сезонной смене условий садки галита.

В шлифах каменная соль бесцветна, реже отдельные зерна галита окрашиваются с периферии в буроватый цвет (вблизи с галопелитовым веществом). Каменная соль перекристаллизована с реликтами первичного зонального строения в виде ориентированных микровключений маточной рапы. Включения рапы имеют форму микрокубиков, призм, прямых и ветвящихся канальцев. Размер включений рапы колеблется от 0,001 до 0,1 *мм*, единичные — до 0,3 *мм*. Включения рапы нередко содержат пузырек с газом и призмочки ангидрита.

В качестве примеси в каменной соли отмечаются яснокристаллический ангидрит, глинистый буроватый материал, доломит и алевритовый материал (зерна кварца, полевых шпатов, листочки биотита). Все эти примеси образуют чаще всего скопления неправильной формы, приурочивающиеся к границам отдельных зерен галита. Ангидрит, кроме того, образует самостоятельные скопления в виде щеток, сферолитов, розеток и цепочек, создающих замкнутые и полузамкнутые контуры внутри зерен галита. Такие контуры повторяют, очевидно, первоначальные границы зерен галита, подвергшихся перекристаллизации.

Галопелитовые прослои, разделяющие годичные слои каменной соли, как уже указывалось выше, имеют серовато-зеленый и вишнево-

красный цвет и сложное строение. Они состоят из смеси хемогенного и терригенного материала, имеют послойное и линзовидно-послойное (мощностью от долей до 1—2 *мм*) распределение.

Из хемогенных материалов присутствуют ангидрит, доломит, галит; из терригенных — глинистый и алевритовый материалы (кварц, полевые шпаты, биотит, единичные листочки мусковита и хлорита). Биотит в сильной степени гидратизирован и полуразложен до бурой колломорфной массы.

Мощность галопелитовых прослоев колеблется от долей до 2—3, реже 5—10 *мм*.

Несоляные породы, переслаивающие каменную соль, имеют мощность от 0,01 до 4,7 *м* при средней мощности 5—20 *см*. Несоляные породы состоят из частого переслаивания сильно засолоненных алевролитов и ангидрит-доломитов. Преобладают ангидрит-доломитовые породы.

Алевролиты вишнево-красные и зеленовато-серые тонкослоистые, засолоненные. Часто по плоскостям наслоения содержат присыпку микрозернистого ангидрита, доломита и микрозернистого галита. Порода слабая, при ударе рассыпается по плоскостям наслоения. Состоят алевролиты из окатанных и полуокатанных зерен кварца, полевых шпатов, реже халцедона, полуразложившегося до бурой пелитоморфной массы биотита, единичных листочков мусковита и хлорита. Цементом для алевритовых частиц является хемогенно-глинистый материал, часто окрашенный гидроокислами железа. Из хемогенных минералов отмечаются доломит, ангидрит, галит. Количество хемогенного материала в алевролитах колеблется в больших пределах, до образования доломитовых и ангидрит-доломитовых пород. Мощность прослоев алевролита изменяется от долей до 50 *мм*. Иногда алевролиты сменяются очень маломощными (1—5 *мм*) аргиллитами вишнево-красного цвета.

Ангидрит-доломитовые породы имеют серые и зеленовато-серые цвета, микрозернистую структуру.

Относительно алевролитов ангидрит-доломитовые породы засолонены в большей степени. Галит, помимо тонкораспыленной по всей массе породы мелкозернистой разности, образует крупные (1—10 *мм*) идиоморфные кристаллы, реже невыдержанные по мощности прослои и линзы мощностью до 1 *см*.

Ангидрит-доломиты обычно слюдисто-глинистые, алевритовые. Доломит в них мелкозернистый, ангидрит микро- и мелкозернистый, образующий желваки, сферолиты, линзы. Из слюд преобладает (до 10—15%) биотит, гидратизированный, полуразложившийся до бурой колломорфной массы. Мусковит отмечается в виде единичных чешуек хорошей сохранности. До 10% и более в ангидрит-доломитовых породах присутствует тонкий алевритовый материал (зерна кварца и полевых шпатов). Текстура их линзовидно-пятнисто-слоистая и горизонтально-слоистая. Первый вид текстуры обусловлен обособлением ангидритового материала в линзы, сферолиты, желваки размером до 0,1—0,5 *мм*; второй же — горизонтальным

расположением слоев с различным соотношением породообразующих компонентов.

Мощность ангидрит-доломитовых и доломитовых прослоев колеблется от долей до 50—60 *мм*. Нередко ангидрит-доломитовые породы сменяются в разрезе мономинеральными ангидритовыми и доломитовыми породами до нескольких миллиметров мощностью.

Троицкая пачка содержит в следующих интервалах вкрапленность розового сильвина в каменной соли, *м*:

Интервал	Мощность слоя	Выход керна
1114,5—1117,3	2,8	2,8
1123,6—1125,8	2,2	2,2
1149,4—1157,3	7,9	3,8
1159,7—1159,8	0,1	0,1
1163,5—1163,7	0,2	0,2
1175,9—1178,7	2,8	0,8

Распределение вкрапленности сильвина в вышеуказанных интервалах послойное, т. е. наблюдается переслаивание слоев каменной соли мощностью 10—50 *см*, содержащих вкрапленность сильвина от долей процента до 1—3% (по данным химических анализов) с прослоями каменной соли мощностью 10—110 *см* (при средней — 20—50 *см*), не содержащими видимых невооруженным глазом зерен сильвина (в шлифах же в кристаллах галита отмечается обильное содержание микровростков сильвина размером 0,001—0,02 *мм*). Сильвин розовый, форма зерен самая неправильная, часто как бы расплющенная, приспосабливающаяся к межкристальному пространству в каменной соли. Размер зерен сильвина колеблется от долей до 5 *мм*. Зерна сильвина содержат микровростки галита и относительно вмещающей их каменной соли — большее количество красящего вещества.

Каменная же соль, содержащая вкрапленность сильвина, бесцветная, водянопрозрачная или же окрашена в слабый розовый цвет, крупно- и гигантозернистая, с отчетливо выраженной спайностью, напоминающая шпатовую соль. В соли отмечается неясная слоистость, обусловленная чередованием прослоев крупнозернистой и гигантозернистой соли мощностью 1—5 *см*.

Изменение зернистости в прослоях дополнительно подчеркивается также слабым изменением интенсивности их окрашивания. Каменная соль содержит очень маломощные (от долей до 1—3 *мм*) прослои преимущественно ангидритового состава с незначительной примесью глинистого материала. Более мощные прослои ангидрита (1—5 *см*), находящиеся в каменной соли непосредственно выше и ниже интервалов, содержащих вкрапленность сильвина, имеют в своем составе значительную (10—40%) примесь доломита, глинистого и алевритового материала.

Характерной особенностью таких ангидритовых прослоев является присутствие в них крупных (0,1—2 *мм*) таблитчатых кристаллов

магнезита. Содержание их в породе нередко достигает 5—10%. В других же частях разреза соленосной толщи присутствия магнезита не отмечается.

При описании разреза троицкой соленосной пачки следует остановиться на факте присутствия карналлита в прослоях несоляных пород, находящихся непосредственно выше интервалов сильвинсодержащей каменной соли. Карналлит имеет густо-красный цвет и совместно с красной каменной солью и волокнистым ангидритом образует примазки по плоскостям наслоения несоляных пород или же выполняет трещины, секущие их наслоение.

Слой несоляных пород мощностью 26,3 *м*, разделяющий верхнюю и нижнюю пачки, имеет характерное строение. Состав пород, слагающих этот слой, меняется снизу вверх в определенной последовательности. Нижняя часть этого слоя (в интервале 1205—1213 *м*) представлена глинистыми доломитами с редкими прослоями ангидрита. Доломиты темно-серые, крепкие, микрозернистые. В качестве примесей содержат ангидрит, глинисто-слюдистый и алевролитовый материал. Текстура породы горизонтально-слоистая за счет послойного (доли миллиметра) распределения глинисто-слюдистого материала.

Ангидрит в них образует редкие маломощные (1—3 *мм*) прослои. С глубины 1210—1223 *м* доломит с ангидритом образует неясное прерывисто-волнистое переслаивание.

Порода сильно засолонена, особенно в нижней части этого интервала, где отмечается галит в виде крупных (до 1 *см*) зерен кубической и неправильной форм. Помимо засолонения галитом, этот интервал содержит, очевидно, тонкодисперсную примесь карналлита (тахгидрита?), так как вытекающие из породы после подъема керна густые растворы имеют жгуче горький вкус. В шлифах же и в иммерсионных препаратах установить присутствие карналлита не представлялось возможным.

Далее вверх (в интервале 1205—1196 *м*) доломиты сменяются переслаиванием алевролитов и аргиллитов. Алевролиты и аргиллиты имеют зеленовато-серый, темно-серый и реже вишнево-красный цвет, содержат примесь доломита, ангидрита и слюдистого материала. Текстура их тонкослоистая за счет послойного распределения слюдистого материала.

Ангидритовые и доломит-ангидритовые породы образуют линзы и прослои мощностью 1—3 *мм*. Цвет их серый и голубовато-серый. Мощность их и насыщенность ими в направлении снизу вверх уменьшается. В этом же направлении уменьшается степень засолонения пород. Вся порода в целом в данном интервале слабо перемята, содержит многочисленные зеркала скольжения и трещины, выполненные волокнистым ангидритом совместно с красными галитом и карналлитом. Порода сильно мокнет, выпоты имеют жгуче горький вкус.

Еще выше по разрезу (интервал 1196—1186,7 *м*) переслаивающиеся алевролиты и аргиллиты через гравелитистый песчаник

сменяются переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Преобладают песчаники.

Песчаники тонко- и мелкозернистые (реже крупнозернистые), вишнево-красные, крепкие, слабо засолоненные. Обломочный материал представлен угловатыми и полуокатанными зернами кварца и полевых шпатов. Цемент доломитово-глинистый, пропитанный гидроокислами железа.

Алевролиты и аргиллиты имеют вишнево-красный цвет, тонкослоистую текстуру, обусловленную послойным распределением слюдистого материала. В данном интервале отмечаются единичные прослои алевритисто-глинистых доломитов мощностью не более 1—2 *см*.

Таким образом, в данном интервале отмечается направленное изменение условий формирования осадков от преимущественно хемогенных до образования чисто терригенных пород (аргиллиты, алевролиты, песчаники и даже гравелитистые песчаники).

Ангарская соленосная пачка имеет мощность 73,7 *м* (интервал 1213—1286,7 *м*). Представлена нижняя соленосная пачка так же, как и верхняя, каменной солью с прослоями несоляных пород.

Каменная соль розовая, оранжевая и грязновато-оранжевая, крупно- и реже гигантозернистая, слоистая и неясно-слоистая. Слоистость каменной соли обусловлена наличием маломощных галопелитовых слоев, разграничивающих годичные слои каменной соли. Слоистость подчеркивается также изменением интенсивности окрашивания соли в пределах одного годичного слоя. На контакте с галопелитовыми прослоями интенсивность окрашивания соли заметно увеличивается до густо-оранжевого или грязновато-оранжевого цвета, в то время как в средней части такого слоя каменная соль окрашена в слабо-розовый цвет или же бесцветна. В шлифах каменная соль бесцветна, отдельные зерна галита окрашиваются с периферии в буроватый цвет.

Каменная соль содержит реликты первично-зонального строения кристаллов галита в виде включений рапы кубической, призматической или канальцевидной, ветвящейся формы.

В отдельных слоях каменной соли, особенно в верхах пачки, отмечаются микровключения сильвина и карналлита (шлифы 167, 169, 180, 254). Микровключения сильвина округлой удлиненно-неправильной (длина 0,05—0,2 при ширине 0,01—0,02 *мм*) формы располагаются цепочками по плоскостям спайности и по границам зерен галита. Карналлит — микровростки гексагонально-таблитчатого облика и неправильной фромы. Размер 0,1—0,2 *мм*.

Галопелитовые прослои имеют зеленовато-серый цвет и состав, аналогичный галопелитовым прослоям из верхней соленосной пачки. Мощность их также изменяется от долей миллиметра до 2—3, реже 10 *мм*.

Прослои несоляных пород имеют различную мощность — от 1—5 до 120 *см* при средней мощности 5—15 *см*. Несоляные породы в основной массе представлены доломитами и в меньшей мере доломитами, переслаивающимися с алевролитами и аргиллитами.

Доломитовые породы зеленовато-серые, темно-серые, глинисто-слюдистые, слабо засоленные. Содержание глинисто-слюдистого материала 10—40% и более. В верхней части соляной пачки доломиты переслаиваются с алевролитами и реже с аргиллитами.

Алевролиты зеленовато-серые, глинисто-слюдистые, доломитистые с примесью ангидрита.

Аргиллиты темно-серые и пепельно-серые, слюдистые, засоленные, содержат примесь микрозернистого доломита и ангидрита. По плоскостям наслоения отмечаются белые мучнистые присыпки мелкозернистого галита совместно с микрозернистым доломитом. На воздухе аргиллиты рассыпаются до тонколистоватой трухи. Средняя мощность слоев аргиллита, переслаивающихся со слоями доломита, 2—3 *см*.

Ангидритовые породы отмечаются обычно на контактах несоляных пород с каменной солью, где развиваются мономинеральные ангидритовые прослои мощностью 0,5—5 *см* или же тонкое переслаивание ангидритовых прослоев с доломитовыми. Мощность зон переслаивания 5—20 *см*.

В нижней соленосной пачке вкрапленности сильвина не отмечается.

Несоляные породы, подстилающие ангарскую соленосную пачку, вскрыты скважиной частично лишь в верхней своей части в интервале 1286,7—1295 *м* и имеют мощность свыше 10 *м*.

Начинается пачка несоляных пород переслаиванием доломитовых и ангидритовых пород (интервал 1286,7—1289 *м*). Преобладают доломитовые отложения.

Доломиты желтовато-серые, микрозернистые, с точечной вкрапленностью округлых или же игольчатых зерен галита размером до 1, реже 3—10 *мм*. Слюдисто-глинистые разности доломита имеют комковато-слоистую текстуру с массовой присыпкой мелкозернистого галита по плоскостям наслоения.

Ангидритовые породы имеют темно-серый цвет, микро- и мелкозернистую структуру. Мощность прослоев 1—15 *мм*. Переслаивание доломитов и ангидритов тонкое ровно-горизонтальное и линзовидно-волнистое.

Вблизи контакта с вышележащей соленосной пачкой в ангидритах отмечаются округлые концентрически-скорлуповатые стяжения каменной соли (желваки). Цвет их красновато-коричневый. Размер 0,5—5 *см*. Соль в таких конкрециях переполнена микро- и мелкокристаллическим ангидритом и доломитом. В направлении сверху вниз переслаивание доломитовых и ангидритовых пород сменяется переслаиванием доломитовых пород и алевролитов (1289—1291 *м*).

Доломитовые породы зеленовато-серые, микрозернистые, комковато-слоистые, содержат в своем составе значительное количество (до 20—40%) глинисто-слюдистого материала, а также примесь ангидрита и галита.

Алевролиты имеют также зеленовато-серый, реже красновато-коричневый цвета. Состав их: биотит, мусковит, хлорит, доломит, глинистый материал и галит. Мощность слоев 1—5 *см*. Переслаивание алевролитов с доломитами неясное, с постепенными переходами.

Интервал 1291—1295 *м* (конечная глубина скважины), пройденный по несоляным породам, не охарактеризован из-за полного отсутствия керна.

ВЫВОДЫ

Троицкая и ангарская соленосные пачки в пределах скв. 22 имеют в основном аналогичное строение и приблизительно равную мощность (81,4 и 73,7 *м*). Но ряд имеющихся петрографо-литологических особенностей позволяет предполагать, что условия формирования отложений троицкой и ангарской соленосных пачек были несколько различными.

1. Несоляные породы, переслаивающие каменную соль троицко-соленосной пачки, имеют плохо отсортированный состав терригенного материала (угловатые и полуокатанные зерна полевых шпатов, кварца, относящиеся по размеру зерен к тонким и грубым алевритам и даже к псаммитам, а также — слюды, глинистые минералы). Цвет их вишнево-красный, серый и зеленовато-серый. Формирование отложений этой пачки происходило в непосредственной близости от области сноса терригенного материала.

2. Несоляные породы, переслаивающие каменную соль ангарской соленосной пачки, имеют в своем составе терригенный материал, отсортированный в большей степени (слюды, глинистые минералы и в меньшем количестве тонкие алевритовые зерна кварца, полевых шпатов). Цвет прослоев несоляных пород серый, зеленовато-серый и в редких прослоях (алевролитовых) желтовато-бурый. Осадки ангарской соленосной пачки, по-видимому, формировались на большом расстоянии от береговой линии солеродного бассейна.

3. Имеющиеся различия в окраске несоляных пород можно толковать двояко. Наличие красноцветных пород в троицкой соленосной пачке и отсутствие их в нижней соленосной пачке можно объяснить различным их стратиграфическим положением в разрезе. Троицкая соленосная пачка, находящаяся стратиграфически выше, подвергнута, очевидно, в большей степени гипергенным процессам, вызывающим разложение глинисто-слюдистого материала (в частности, биотита), выделяющего в числе других также окисные и гидроокисные формы железа.

Если же принять во внимание допущение, что осадки троицкой соленосной пачки формировались значительно ближе к береговой линии, чем осадки нижней соленосной пачки, то можно считать, что солеродный бассейн был более мелководным, высыхающим, с окислительной средой. Осадки же ангарской соленосной пачки могли формироваться на большом удалении от береговой линии, в более глубоководных частях бассейна с восстановительной средой.

4. Наличие микровкрапленности сильвина в каменной соли и карналлита, выполняющего трещины в несоляных породах, отмечено только в троицкой соленосной пачке, что свидетельствует об увеличении концентрации рапы солеродного бассейна и намечает некоторые преимущества троицкой соленосной пачки в отношении ее калиеносности по сравнению с ангарской соленосной пачкой.

5. Наличие магнезита в несоляных прослоях, подстилающих и перекрывающих сильвинсодержащую каменную соль, свидетельствует о постепенной подготовке солеродного бассейна к садке сильвина.

ЛИТЕРАТУРА

Жарков М. А. и др. Новые данные о проявлениях калиеносности в кембрийских отложениях Иркутского амфитеатра. Изд. АН СССР. Литол. и полезн. ископ., № 1, 1967.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. III. Изд. АН СССР, 1962.

Яржемский Я. Я. К номенклатуре и классификации галогенных пород морского типа. Литол. и полезн. ископ., № 6, 1964.

Яржемский Я. Я. Микроскопическое изучение галогенных пород. Изд-во «Наука», СО АН СССР, 1966.

БОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Бор играет очень большую роль в развитии многих отраслей промышленности и в сельском хозяйстве, он входит в число важнейших химических элементов, используемых человеком в своей практической деятельности. Расширение областей применения бора, открытие новых путей использования различных его соединений вызывает возрастающий с каждый годом спрос на борное сырье. В связи с этим большое значение приобретает изучение условий образования и закономерностей размещения различных генетических типов борных месторождений.

В этой статье мы даем предварительное обобщение материалов по распространению и характеру борных минералов в галогенных формациях, с которыми связаны местами значительные их концентрации.

СВОЙСТВА БОРА

Характерные особенности поведения бора в природе обусловлены многими причинами, но главными, определяющими его геохимические черты, являются присущие самому элементу физические и химические свойства. Свойства бора как химического элемента закономерно вытекают из его положения в периодической системе Д. И. Менделеева и определяются сравнительно несложным строением его атома и относительно малыми его размерами.

Бор относится к числу легких элементов. В таблице Менделеева он занимает порядковый или атомный номер 5 и является первым представителем элементов III группы. Атомный вес бора 10,82 обусловлен смесью двух стабильных изотопов, B^{10} и B^{11}, в количественных соотношениях 19 и 81% соответственно. Удельный вес кристаллического бора 2,31; твердость его 9,3; температуры плавления и кипения 2075 и 3900° С соответственно [Johnstone S., Johnstone M., 1961].

Ближайшими соседями бора в периодической системе являются с одной стороны типичные амфотерные элементы, бериллий и алюминий, с другой — типичные неметаллы, углерод и кремний. Этим положением уже определенно намечаются металлоидные свойства бора, которые подтверждаются также его сравнительно высокими потенциалами ионизации [Горбов, 1960а]. Именно в силу этого ионный тип связи для бора не характерен. В отношении крупных анионов бор выступает как типичный комплексообразователь, осуществляя в соединениях с ними химические связи преимущественно

ковалентного типа, т. е. ведет себя как неметалл. Характерно, что даже при взаимодействии с концентрированной серной кислотой бор образует не соответствующие соли, как другие элементы III группы, а комплексную кислоту состава $H[B(HSO_4)_4]$ [Flowers и др., 1956].

С крупными отрицательными ионами F^- и O^{2-} бор как неметалл образует либо молекулярного типа соединения BF_3 и $B(OH)_3$, в которых он находится в тройной координации, либо комплексные анионы $[BF_4]^-$ и $[B(OH)_4]^-$, в которых бор выступает в четверной координации. Кроме того, известно, что кислородные соединения бора с тройной и четверной координацией склонны к полимеризации путем деления общего атома кислорода, вследствие чего образуются разнообразные по строению борнокислые полианионы, лежащие в основе большинства борных минералов, боратов. Заряд таких полианионов определяется числом атомов бора в четверной координации [Горбов, 1960а].

Охарактеризованные выше металлоидные свойства бора обусловливают его поведение в природе как типичного комплексообразователя, который в построении кристаллической решетки различных минералов играет роль главного, ведущего элемента. В этом одна из отличительных особенностей геохимии бора среди элементов III группы, определяющих его минералогическую индивидуализацию. Именно в силу этих причин при сравнительно невысокой концентрации бора в различных образованиях литосферы (0,001—0,03% B) он образует в природе большое число исключительно разнообразных по строению и составу борных минералов. Это разнообразие обусловлено, с одной стороны, различиями лежащих в их основе борнокислых комплексов или полианионов, а с другой, — различиями входящих в них катионов или солеобразующих металлов. Образование различных по составу и строению борных минералов в природе зависит от особенностей поведения бора в различной обстановке.

В природе бор встречается главным образом в виде кислородных соединений. Они фиксируются на всем протяжении геохимического цикла, от процессов магматических до гипергенных, и только на ранних его стадиях некоторую роль, вероятно, играют соединения бора с фтором, о чем свидетельствуют сублиматы фтороборатов, сопровождающие обычно вулканические явления [Carobbi, 1934]. По ведущей роли бора как комплексообразователя эти кислородные его соединения выделяются в самостоятельный класс борных минералов, боратов, которые составляют основную форму промышленных концентраций борных руд в земной коре.

Кроме боратов в природе известны тесно примыкающие к ним группы фтороборатов, борофосфатов, бороарсенатов и боросульфатов и многочисленная группа разнообразных по составу боро- и алюмоборосиликатов.

В настоящее время насчитывается около 90 видов боратов, включая фтороборатов, борофосфаты, бороарсенаты и боросульфаты, и

26 видов боро- и алюмоборосиликатов. Большинство известных борных минералов встречается в природе в качестве минералогических редкостей, и лишь немногие из них находятся в земной коре в промышленно интересных количествах, т. е. являются рудообразующими. Так, например, из боратов наиболее распространенными и принимающими участие в сложении борных руд самых важных промышленных месторождений являются бура, кернит, улексит, колеманит, пандермит, ашарит, людвигит и некоторые другие; из боросиликатов наиболее важные в промышленном отношении концентрации образует датолит. Среди алюмоборосиликатов больше всего распространен турмалин, имеющий важное значение в решении ряда геохимических проблем эндогенного рудообразования.

Все эти разнообразные по составу и строению борные минералы связаны с различными по происхождению типами месторождений.

ТИПЫ БОРНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Современная борная промышленность базируется на использовании разнообразных по происхождению, но наиболее экономически выгодных по составу и условиям залегания видов борного сырья и начинает вовлекать в свою орбиту все возможные генетические типы борных руд и их месторождений. По условиям образования и формам нахождения в природе в настоящее время можно различить шесть основных типов борных концентраций в земной коре, которые заслуживают внимания в качестве возможного промышленного источника борного сырья. Анализ геохимического цикла бора позволяет наметить следующую генетическую классификацию борных месторождений.

Генетический тип	Группы месторождений
Контактово-метасоматический	Магнезиально-скарновые, ашарит-людвигитовые
	Известково-скарновые, данбурит-датолитовые
Вулканогенно-эксгаляционный	Горячие фумаролы
	Паро-гидросольфатермы
Вулканогенно-осадочный	Желваковые и пластовые, колеманитовые
	Желваковые и пластовые, пандермитовые
	Пластовые, тинкал-кернитовые
Галогенный	Озерные, улекситовые
	Морские, борацит-калиборитовые и др.
Элювиальный	Ашаритовые
	Гидроборацитовые
	Улекситовые
	Смешанные
Природные водные растворы	Бороносные рассолы
	Нефтяные и минеральные воды, обогащенные бором

Все выделяемые здесь типы борных месторождений генетически тесно связаны друг с другом и представляют собой образования, возникающие на различных этапах единого геохимического цикла миграции и концентрации бора в земной коре.

Борные месторождения контактово-метасоматического типа по своему происхождению связаны с внедрением и условиями кристаллизации магматического расплава кислых интрузий, которые являются основным источником бора. Эти месторождения приурочены к зонам контактов интрузивных пород кислого состава с известняками и доломитами и образуются в результате воздействия на них бороносных рудообразующих растворов. В процессе скарнового или метасоматического по скарнам рудообразования в контакте с доломитами бор фиксируется в форме магнезиальных ортоборатов, представленных преимущественно минералами группы людвигита и гистерогенным ашаритом; в контакте с известняками бор фиксируется в форме боросиликатов, датолита и реже данбурита, а также обычно сопровождающего их аксенита.

Месторождения вулканогенно-эксгаляционного типа генетически связаны с районами ныне действующего или недавно угасшего вулканизма. Они представляют собой проявления на земной поверхности вулканических эксгаляций в виде фумарол или паро-гидросольфатерм [Влодавец, 1955; Горбов, 1960б], которые вследствие их бороносности используются иногда в качестве источника получения борной кислоты.

Борные месторождения *вулканогенно-осадочного* типа по своему происхождению неразрывно связаны с проявлениями на земной поверхности тех же вулканических эксгаляций, которые в благоприятных условиях привели к естественному осаждению борной кислоты в виде разнообразных борных минералов, боратов. Среди них известны колеманитовые, пандермитовые и тинкал-кернитовые месторождения. Весьма характерной чертой всех этих месторождений является полное отсутствие как в них самих, так и во вмещающих их породах каких бы то ни было следов засоления, которые свидетельствовали бы о существовании в период их формирования аридного климата.

Боратовые месторождения *галогенного* типа четко разделяются на две группы, а именно галогенные озерные и галогенные морские. Озерные месторождения боратов галогенного типа размещены в зонах сухого и преимущественно теплого климата, который является главным фактором концентрирования поступающих в бессточные котлованы борсодержащих растворов вплоть до выпадения из них боратов. Источником бора этих озерных месторождений служат как боратовые накопления вулканогенно-осадочного типа, так и продукты современной вулканической деятельности, которые выщелачиваются поверхностными и подземными (грунтовыми) водами, дренируемыми бессточными котловинами пустынных районов.

В соответствии с условиями образования борные минералы в месторождениях озерной группы находятся обычно в парагенезисе с другими легкорастворимыми солями, хлоридами, сульфатами

и карбонатами натрия, чем они и отличаются от месторождений вулканогенно-осадочного типа. Группа «морских» боратовых месторождений галогенного типа генетически связана с галогенными формациями земной коры, образующимися, как полагают, в результате испарения морских вод вплоть до выпадения из них разнообразных соляных минералов и боратов. В этой группе месторождений бораты осаждаются на разных стадиях пегнитогенного процесса и находятся в парагенезисе с разнообразными галогенными породами — пластами ангидрита, каменной солью, различными комплексами хлоридов и сульфатов калия и магния.

Боратовые месторождения *элювиального* типа являются вторичными, образуются в качестве остаточных продуктов от растворения бороносных соляных пород и приурочены поэтому к гипсовым шляпам соляных куполов, а также к зонам выветривания месторождений вулканогенно-осадочного типа.

Наконец, особую форму борных месторождений составляют *природные водные растворы*, содержащие большое количество борных соединений. Из них промышленное значение имеют пока бороносные рассолы, связанные с озерными боратовыми месторождениями галогенного типа. Следует заметить при этом, что высокие концентрации борной кислоты или других соединений бора в водных растворах встречаются только в щелочных содовых по составу водах типа рассолов оз. Сирлез.

Промышленно-экономическое значение, а вместе с тем и роль каждого из выделяемых здесь генетических типов борных месторождений в общем балансе мировой продукции бора весьма различны. Эти различия обусловлены многими причинами, но главным образом степенью распространенности и размерами тех или иных типов борных месторождений, минералогическим составом и качеством связанных с ними борных руд, технико-экономическими условиями их эксплуатации и технологией переработки.

Наиболее широким распространением в природе пользуются борные месторождения контактово-метасоматического, вулканогенно-осадочного и галогенного типов. Из них месторождения контактово-метасоматического типа только начинают вовлекаться в промышленное освоение, так как связанные с ними борные руды отличаются довольно сложными условиями залегания и слагаются, как правило, сравнительно бедными по содержанию окиси бора минералами. Однако широкая распространенность и крупные подчас запасы борных руд при разработке экономически выгодной технологии их переработки делают эти месторождения весьма перспективными источниками борного сырья.

Месторождения вулканогенно-осадочного типа в настоящее время представляют один из важнейших источников борного сырья в ряде зарубежных стран. Эти месторождения отличаются исключительно крупными размерами, высоким качеством связанных с ними борных руд (бораты натрия и кальция) и благоприятными горно-техническими условиями их залегания. То же самое можно сказать и в отношении

месторождений галогенного типа, причем группа озерных месторождений, связанных с вулканизмом современных аридных зон, в прошлом представляла один из основных источников борного сырья, а сейчас сохраняет лишь местное значение для таких стран, как Аргентина, Чили, Перу, Боливия и Иран. Что же касается боронакоплений, связанных с галогенными формациями «морского» происхождения, то руды этих месторождений отличаются довольно сложными горно-техническими условиями залегания, однако они образуют местами крупные залежи и слагаются высококачественными борными минералами, боратами кальция и магния, содержащими более 40% B_2O_3.

В отношении других генетических типов борных месторождений в порядке информации можно сказать, что вулканические эксгаляции в качестве источника борной кислоты используются только в Италии, незначительная по объему борная промышленность которой целиком базируется на эксплуатации классических паро-гидросольфатермальных проявлений Тосканы. Природные водные растворы в качестве источника борного сырья пока используются только в США, которые около одной трети своей борной продукции получают побочно при комплексной переработке уникальных как по составу, так и по содержанию бора межкристальных рассолов оз. Сирлез. Месторождения элювиального типа нигде в мире, кроме Советского Союза, не известны и являются уникальными образованиями земной коры.

Таким образом, из всех известных ныне генетических типов борных месторождений наибольший практический интерес в настоящее время могут представлять месторождения контактово-метасоматического, вулканогенно-осадочного и галогенного типов.

Исследованию условий образования и закономерностей размещения борных месторождений контактово-метасоматического типа в нашей стране уделялось большое внимание, и в последние годы их изучение завершилось рядом крупных обобщений (Курман, Шабынин и др.).

Геолого-минералогическая характеристика, условия образования и закономерности размещения боратовых месторождений вулканогенно-осадочного типа были даны в нашей сводной работе, [Горбов, 1960б].

Изучение бороносности галогенных формаций в настоящее время находится в стадии накопления материалов, поэтому многие вопросы их происхождения и формирования еще не ясны и дискуссионны, однако данных по парагенезисам и формам борных минералов накоплено уже достаточно, чтобы сделать соответствующие обобщения и некоторые выводы.

АССОЦИАЦИИ БОРНЫХ МИНЕРАЛОВ В ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЯХ

Нахождение борных минералов в галогенных формациях в парагенезисе с различными соляными минералами не является чем-то исключительным. Напротив, как теперь выясняется, борные минералы являются весьма обычными во многих соляных месторождениях и представлены большим числом разновидностей. Насчитывается уже более 30 минералов бора, которые были установлены среди отложений различных по составу галогенных пород. Они представлены главным образом боратами кальция и магния, отчасти калия и стронция, а также некоторыми боросиликатами (говлит, сирлезит, данбурит), боросульфатами (сульфоборит, хейндорнит) и борофосфатами (люнебургит). Не касаясь пока причин такого многообразия форм борных минералов и их парагенезисов с соляными породами, рассмотрим конкретные формы боропроявлений в известных ныне бороносных галогенных формациях.

БОРОПРОЯВЛЕНИЯ В ГИПСОВО-АНГИДРИТОВЫХ ПОРОДАХ

Одна из довольно широко распространенных и специфических по происхождению форм боропроявлений связана с формациями или краевыми фациями многих галогенных формаций, слагаемыми гипсово-ангидритовыми породами. Указанные породы исключительно широко распространены в природе, и во многих месторождениях в их пластах были установлены выделения различных форм борных минералов. Так, например, в заметных количествах их выделения были установлены в гипсово-ангидритовой толще Виндзор нижнекаменноугольного возраста, выходящей на поверхность в Новой Шотландии и Нью Бранзвике на северо-востоке Канады (провинция Маритайм), в гипсово-ангидритовых породах галогенной формации нижнепермского возраста Бахмутской котловины в Донбассе, в средне- и верхнепермских отложениях гипсово-ангидритовых пород штата Оклахома в США и в ряде других мест.

Раньше всего известна бороносность гипсово-ангидритовой толщи Виндзор в Новой Шотландии на северо-востоке Канады. Г. Гоу [How, 1857, 1861, 1868, 1877] обнаружил и описал из этих отложений улексит, кремнеборокальцит, позднее названный Дэна говлитом, и так называемый криптоморфит, который позже по расчету химического состава доказывался идентичным джинориту [Hey, Bannister, 1952]. Значительно позднее из гипсово-ангидритовых пород этой же толщи в Хилсборо и Нью Бранзвик Пойтевин и Эллсуорт [Poitevin, Ellswort, 1921] описали иниоит. В том же году Уолкер [Walker, 1921] в гипсовых породах провинции Маритайм отметил присутствие желваков говлита, улексита и иниоита, а в Хилсборо установил также присутствие желваков улексита.

В 1948 г. участки боропроявлений в Новой Шотландии были повторно исследованы Гудменом и Шеллером. В небольшой, но содержательной статье Гудмен описывает отсюда говлит, улексит, иниоит, джинорит и данбурит [Goodman, 1957].

Гипсово-ангидритовые породы толщи Виндзор, обнажающиеся на территории Новой Шотландии, Нью Бранзвика и других районов провинции Маритайм в северо-восточной части Канады, представляют собой краевую фацию мощной галогенной формации нижнекаменного

возраста. В обнажениях на поверхности толща Виндзор представлена перемежаемостью пластов гипса и ангидрита с известняками, содержащими остатки морской фауны, и кирпично-красными глинистыми сланцами. Мощность толщи 500 *м*. На глубине в разрезе этой толщи появляются выклинивающиеся к поверхности пласты каменной соли, которые прослежены буровыми скважинами на значительной площади, а наибольшая их мощность установлена в районе Виндзора. Пласты гипсово-ангидритовой толщи дислоцированы и местами находятся в сильно нарушенном залегании [Goodman, 1954].

В гипсово-ангидритовых породах Новой Шотландии установлено пять борных минералов, представленных боратами и боросиликатами. По свидетельству Гудмена [Goodman, 1957], наиболее широко распространенными в этом бороносном районе является боросиликат говлит, $Ca_4B_{10}O_{19} \cdot 2SiO_2 \cdot 5H_2O$. Он образует белые блестящие желваки, слагаемые тонкозернистыми агрегатами с шероховатой поверхностью. В гипсах возле Уинтворта в округе Хенте говлит встречается в виде желваков до 5 *см*, а в глинистом прослое среди гипсов в карьере близ Дингуолла — до 15 *см* в диаметре. Мелкие желваки говлита в этом же районе были обнаружены также вблизи Чивери и в округе Виктория в районе Бэвис Пойнт. Желваки говлита рассеяны по всей вмещающей породе, но в основном приурочены к одному горизонту, параллельному слоистости.

Улексит встречается в виде мелких спутанно-волокнистых масс линзообразной формы, располагающихся по плоскостям отдельности в гипсовых породах, вскрытых карьерами в Уинтворте, Дингуолле и Бэвис Пойнте. В Уайт Хиде и Чивери на выветрелой поверхности гипса улексит выступает подобно белым червякам до 2,0—2,5 *см* длиной.

Улексит находится в постоянной ассоциации с говлитом, и его образование по плоскостям отдельности привело Гудмена к выводу, что улексит является вторичным продуктом, образовавшимся за счет изменения говлита. Весьма примечательным является парагенезис улексита с мирабилитом, который был установлен еще исследованиями Гоу [How, 1857, 1861] и подтвержден Гудменом [Goodman, 1957]. Любопытно также указание последнего на то, что образец «криптоморфита» Гоу, хранившийся в Британском музее, при исследовании оказался тенардитом.

Ссылаясь на устное сообщение Гауджа (Goudge), сделанное в 1955 г., Гудмен указывает на нахождение в гипсах в округе Хенте близ Уинтворта хорошо образованных кристаллов инноита. Это первое упоминание о нахождении инноита в гипсах Новой Шотландии. Ранее инноит был описан только из района Нью Бранзвика [Poitevin, Ellsworth, 1921] и в провинции Маритайм [Walker, 1921].

Кроме указанных выше достоверно установленных боратов Гудмен упоминает еще скрытокристаллическую форму джинорита, имея в виду злополучный «криптоморфит» Гоу, образец которого из Британского музея оказался тенардитом; в системе Минералогии

Дэна (1951) он признается за смесь улексита с гипсом или ангидритом, а Гей и Беннистер [Hey, Bannister, 1952] путем сложного пересчета химических анализов идентифицировали его как джинорит. Однако доводы последних авторов нам представляются совершенно неубедительными. Если криптоморфит действительно борат, то по своим внешним признакам он более всего соответствует пандермиту: уже при первом описании пандермита из Орегона он был признан аналогичным криптоморфиту [Chase, 1873; How, 1877]. Еще более веским аргументом может служить также тот факт, что образцы скрытокристаллических образований, присланных из Италии под названием джинорита, при их исследовании, по свидетельству Гей и Беннистер, оказались не чем иным, как пандермитом [Hey, Bannister, 1952].

Наряду с главным борным минералом говлитом в гипсово-ангидритовых породах Новой Шотландии было установлено присутствие еще одного боросиликата — данбурита, как теперь известно, довольно широко распространенного минерала в галогенных формациях мира. Гудмен отмечает, что в виде небольших желваков и зерен мелкокристаллический данбурит встречается в округе Хентс, в Уайт Хиде и Чивери, и в округе Виктория, в 3 *км* к юго-западу от Иона. В Уайт Хиде данбурит приурочен, по-видимому, к жильным образованиям ангидрита. В районе Иона от встречается как в жильном, так и в осадочном ангидрите, но в Чивери, хотя здесь широко развиты жилы ангидрита, данбурит в виде желваков рассеян по всей породе и более всего концентрируется вблизи прослоев известняка или в них самих.

Кроме борных минералов, в качестве небольшой примеси в гипсово-ангидритовых породах Новой Шотландии установлены кальцит, арагонит, доломит, мирабилит, тенардит, галит, прожилки фиолетового флюорита, а также пирит, лазурит и самородная сера.

Как видно из приведенного обзора, все борные минералы рассматриваемой галогенной формации представлены боратами и боросиликатами кальция или кальция и натрия (улексит), что соответствует физико-химической и литологической обстановке их отложения. Однако относительно условий образования борных минералов в этих гипсово-ангидритовых породах Новой Шотландии имеются лишь самые общие сведения. Так, по мнению Гудмена [Goodman, 1957], описываемые гипсово-ангидритовые породы образовались из морской воды в лагунных условиях, сходных с условиями современного Кара-Богаз-Гола, которые существовали в данном районе в нижнекаменноугольное время. В другой работе того же исследователя [Goodman, 1954] сообщается что бороносные сульфатные пласты Новой Шотландии местами сильно смяты, круто наклонены или опрокинуты, а местами они пересекаются тонкими прожилками, несущими выделения фиолетового флюорита. Эти факты, а также наличие жильного ангидрита с данбуритом как будто указывают на циркуляцию, возможно, гидротермальных растворов в толще сульфатных пород во время их деформаций.

Таковы характерные особенности боропроявлений в гипсово-ангидритовой толще Новой Шотландии, представляющей собой краевую фацию нижнекаменноугольной галогенной формации. Из приведенного обзора форм выделения борных минералов и их парагенезисов нам представляется совершенно бесспорным их вторичное, эпигенетическое происхождение. Носителями бора при этом могли быть, очевидно, сами вмещающие породы, из которых бор был мобилизован внутриформационными растворами и переотложен в процессе диагенеза осадков в виде различных минералов. Не исключается и возможное участие в указанных процессах гидротермальных растворов.

Совсем недавно аналогичная описанным выше форма боропроявлений была установлена и детально изучена в средне- и верхнепермских гипсово-ангидритовых отложениях, развитых в центральной части западной половины штата Оклахома в США. Бороносность этих пород всесторонне изучалась в течение ряда последних лет, и результаты исследований были изложены в сводной обобщающей работе [Ham, Mankin, Schleicher, 1961]. Ниже мы кратко резюмируем основные положения указанной работы.

Пермские отложения, обнажающиеся в центральной части западной половины штата Оклахома и развитые на площади более 75000 $км^2$, представлены толщей красноцветных кластических осадочных пород мощностью около 1000 *м*. В разрезе этих отложений преобладают красновато-бурые и каштановые глинистые сланцы с подчиненным развитием песчаников и алевритов различных оттенков красного цвета. Литологический состав и палеонтологические находки остатков позвоночных, растений и моллюсков свидетельствуют о прибрежно-морских и приморских условиях накопления пермской толщи осадков штата Оклахома. В разрезе этой толщи выделяются две пачки морских эвапоритов, представленных пластами гипса и ангидрита.

Нижняя пачка эвапоритов связана с так называемой формацией Блейн. Эта формация имеет мощность 30—80 *м* и состоит из циклически переслаивающихся пластов доломита, гипса и глинистого сланца. Отложения гипса встречаются в виде пластов мощностью 3—18 *м*, местами они слагают до 75% всей формации. В основании каждого гипсового пласта, за немногими исключениями, отмечается тонкий слой доломита с остатками морской фауны, состав которой соответствует верхнелеонардскому времени, или среднепермскому возрасту.

Гипсоносная формация Блейн пользуется широким распространением в западной части Оклахомы и интенсивно разрабатывается на гипс в округе Блейн. В большинстве участков этого округа гипсоносная формация имеет мощность около 35 *м* и состоит из глинистых пород, заключающих четыре пласта гипса мощностью 1—6 *м* с суммарной мощностью 15 *м*. Эти пласты гипса снизу вверх носят следующие местные наименования: Медисин Лодж, «Алебастр», Нескатунга и Шимер.

Верхняя пачка эвапоритов связана с формацией Клауд Чиф, которая стратиграфически залегает выше первой и отделяется от нее 175—200-метровой пачкой глинистых сланцев и песчаников. Эта формация в своей нижней части содержит один пласт массивного гипса и ангидрита мощностью обычно около 20 *м*, но местами достигающей 40 *м*. Рассматриваемая формация фауны не содержит, и на основании региональных стратиграфических сопоставлений возраст ее определяется верхнепермским.

Пермские отложения штата Оклахома полого погружаются в юго-западном направлении, с уклоном около 6 *м* на километр. Бурением установлено, что выходящие на поверхности пласты гипса прослеживаются по падению до глубины 150 *м* и ниже переходят в пласты ангидрита, которые в средней части содержат включения крупнокристаллического прозрачного галита. Эти факты свидетельствуют о том, что во время отложения сульфатов кальция концентрация рассолов достигала насыщения по хлористому натрию, т. е. начала садки каменной соли, а гипсовые породы, как и в Бахмутской котловине, образовались в результате гидратации пластов ангидрита при выходе их в зону активной циркуляции грунтовых вод. Таким образом, общая геологическая обстановка в краевой части галогенных формаций Оклахомы весьма сходна с обстановкой восточного крыла Бахмутской котловины в Донбассе, описанной выше.

Характерной особенностью рассматриваемых здесь гипсово-ангидритовых пород является их бороносность, которая выражена как в повышенном против кларков содержании бора в ангидритах, так и в выделении борных минералов, боратов, в гипсовых породах. Борные минералы встречены в обеих описанных выше гипсоносных формациях, причем в формации Блейн развитие боратов установлено только в гипсовом пласте Нескатунга. В других пластах, несмотря на тщательные поиски, бораты не были обнаружены.

В гипсовых породах рассматриваемого района установлены три борных минерала — бораты пробертит, улексит и пандермит. В большинстве местонахождений боратов преобладающим и часто единственным борным минералом является пробертит, реже встречается улексит и совсем редко пандермит. Все указанные бораты встречаются в виде желваков обычно небольших размеров, развивающихся по плоскостям слоистости гипсовых пород.

Пробертит был найден в массивных гипсовых породах в трех отдельных районах. Он был открыт в кернах скважин, вскрывших гипс в районе Ведзерфорда — Клинтона, в четырех карьерах в районе Соубарда и в карьере северо-восточнее Уотонга. Во всех этих месторождениях пробертит имеет одинаковый габитус и встречается в виде мелких белых желваков, расположенных по видимым плоскостям слоистости, но местами он встречается в виде отдельных изолированных желваков, расположенных в гипсе без связи со слоистостью. Желваки пробертита имеют почти сфероидальную, слегка уплощенную форму, размером от 1 до 15 *мм* в диаметре, в сред-

нем же около 4 *мм*. Они встречаются в двух разновидностях: фарфоровидных желваков, сложенных уплотненными слегка изогнутыми волокнами, и рыхло-сцементированных шелковистых агрегатов беспорядочно ориентированных волокнистых пучков.

Улексит, так же как и пробертит, встречается во многих гипсовых карьерах и в кернах разведочных скважин, в обеих рассматриваемых здесь гипсоносных формациях. Отмечается большое сходство формы улексита в Оклахоме с улекситом из гипсоносной толщи Виндзора в Новой Шотландии. Улексит встречается в форме желваков сферических или дискоидальных очертаний размером до 8 × 12 *см* и более, по внешнему облику совершенно отличных от желваков пробертита. Эти желваки слагаются шелковистыми волокнами улексита, имеющими спутанно-волокнистую структуру, и внешне имеют сходство с цветной капустой. Местами устанавливаются отчетливо выраженные псевдоморфозы улексита по пробертиту, которые сохраняют внешнюю форму и размер желваков пробертита.

Пандермит был встречен в виде плотных мелоподобных жирных на ощупь желваков размером до 3—3,5 *см* в двух карьерах близ Соутарда, разрабатывающих гипс из пласта Нескатунга формации Блейн. В формации Клауд Чиф пандермит не найден.

Бораты в гипсовых породах Оклахомы составляют в общем небольшую и весьма непостоянную примесь. Кроме боратов в составе гипсовых пород отмечаются карбонаты кальция и магния, которые в виде доломита и кальцита в форме мелких зерен рассеяны по всему гипсу и составляют главные примеси. В шлифах под микроскопом в гипсах отмечались остаточные зерна ангидрита, что рассматривается как свидетельство происхождения гипса за счет гидратации ангидрита.

Во многих карьерах, вскрывших гипсовый пласт Нескатунга, вместе с борными минералами в небольших количествах встречается тенардит, который, кроме того, находится без боратов в гипсовом пласте Шимер. С помощью рентгенограммы тенардит был установлен во многих местах в районе Соутарда. Желваки тенардита тонкозернисты и по внешнему облику сходны с пандермитом. Наиболее типичной является дискоидальная форма желваков полдюйма (12,5 *мм*) в диаметре. Желваки расположены в плоскости слоистости и замещают гипс с обеих сторон поверхности слоев, по которым проникали грунтовые воды. В ангидрите тенардит не встречается и является эпигенетическим минералом, образовавшимся в процессе выветривания галитсодержащего ангидрита.

В гипсовой породе формации Блейн обычным акцессорным минералом является также целестин, который находится главным образом в виде микроскопических кристаллов, зерен, пластинок и розеток.

Гипс формации Клауд Чиф минералогически совершенно сходен с гипсом формации Блейн. Породообразующим минералом является гипс, составляющий более 90% породы. Главными акцессорными минералами являются карбонаты кальция и магния (более 5% породы), остаточный ангидрит и кремнезем. Пандермит и тенардит в гипсах этой формации не были найдены, и основными эпигенетическими минералами, кроме спорадического селенита, здесь являются пробертит и улексит.

В обнажающихся на поверхности гипсах и ангидритах формации Блейн химическими анализами устанавливается обычно около 0,01—0,02% NaCl. Однако с глубиной содержание этой легко растворимой соли увеличивается. Так, одной из скважин в юго-западной части округа Блейн горизонт Нескатунга пересечен на глубине 154—157 *м*. Он представлен здесь ангидритом, а средняя его часть, мощностью 1,3 *м*, содержит крупнокристаллический прозрачный галит. Уменьшение соли при приближении пласта к поверхности объясняется выщелачиванием грунтовыми водами. Исследователями района «. . .присутствию NaCl в виде первичной составной части эвапоритов Блейн придается большое значение, имеющее отношение к происхождению сопутствующих эпигенетических минералов, так как ион натрия для построения пробертита, улексита и тенардита происходит, вероятно, из этого источника» [Ham, Mankin, Schleicher, 1961].

Широкие исследования пространственного распространения борных минералов и анализ всего собранного фактического материала позволили авторам прийти к следующим обобщающим выводам.

1. Борные минералы, пробертит, улексит и пандермит, находятся в слоистых гипсах в виде желваков замещения, локализованных главным образом по плоскостям слоистости.

2. Развитие борных минералов ограничивается гипсовым горизонтом Нескатунга из формации Блейн и нижними 16 *м* гипсов формации Клауд Чиф.

3. Борные минералы строго локализуются в той части гипсового пласта, которая находится в непосредственной близости от контакта с ангидритом, не распространяясь от него далее 2—3-метровой зоны. Там, где ангидрит встречается в виде быстро выклинивающегося пласта или остаточных линз в гипсе, борные минералы распределяются в виде ореола вокруг ангидрита.

4. Борные минералы не встречаются в выветрелых обнажениях гипса, так как они легко вымываются кислыми поверхностными водами.

5. Все гипсовые породы на поверхности или вблизи земной поверхности образовались за счет гидратации ангидрита в течение современного цикла эрозии. Доводы для этого заключения многочисленны. В округе Блейн на глубинах более 150 *м* встречается только один ангидрит, а в обнажениях гипс неизменно замещает ангидрит, включая большие и мелкие остаточные массы ангидрита. В районе Ведзерфорда обнажается только гипс, на небольших глубинах появляются мощные пласты ангидрита, а контактовая поверхность гипса с ангидритом проходит примерно параллельно современному рельефу.

6. В ангидритах никаких боратов не найдено.

7. Распределение борных минералов в благоприятных зонах гипса неравномерно. Отчасти это связано с содержанием бора в сопровождающих ангидритовых пластах, отчасти является результатом переноса в грунтовых водах.

8. Пермские отложения штата Оклахома являются платформенными образованиями, в которых отсутствуют излившиеся и интрузивные изверженные породы. Вулканический или гидротермальный источник бора считается очень маловероятным.

9. Гипс и борные минералы одинаково образуются при медленной гидратации ангидрита холодными грунтовыми водами в современной зоне вадозной циркуляции.

В заключение исследователи подчеркивают в качестве наиболее примечательной особенности отложений Оклахомы, проливающей свет на происхождение боратов, приуроченность новообразований борных минералов только к гипсовым породам. Самыми тщательными исследованиями ангидритов и их нерастворимых остатков никаких признаков борных минералов в них не было обнаружено. Характерно при этом, что желваки боратов, ограниченные в своем развитии гипсом и имеющие бесспорно эпигенетическое происхождение, неизменно находятся вблизи прослоев или реликтовых линз ангидрита, еще не перешедших в гипс. Согласно наблюдениям по кернам буровых скважин, в гипсово-ангидритовых породах формации Клауд Чиф в районе Ведзерфорда выделения пробертита и улексита прослежены наподобие ореола вокруг линз ангидрита на протяжении около 10 *км*, шириной до 5 *км*, где они встречаются в гипсах выше и ниже ангидрита на глубине от 10 до 25 *м*. Аналогичная картина устанавливается и в формации Блейн, где желваки боратов встречаются только в таких местах гипса, которые находятся вблизи контакта с ангидритом.

Все полевые наблюдения подобного распределения желваков боратов приводят авторов к выводу, что «. . .борные минералы Оклахомы получаются из ангидрита и отлагаются в виде желваков замещения в сопутствующих пластах гипса» [Ham, Mankin, Schleicher, 1961]. Для обоснования этого вывода были проведены широкие геохимические исследования по распределению бора в коренных породах, которые показали, что ангидриты Оклахомы содержат примерно в пять раз больше бора (в среднем 232 *мг/кг* B_2O_3), чем происшедший из него гипс (в среднем 43 *мг/кг* B_2O_3). Из этого сопоставления исследователи приходят к выводу, что при естественном процессе гидратации ангидрита и перекристаллизации его в гипс бор (в количестве около 200 *мг/кг* B_2O_3) освобождается и переходит в раствор. Вблизи поверхности раздела гипса и ангидрита, по-видимому, создаются наиболее благоприятные условия для возникновения соответствующих по концентрации и составу бороносных растворов, и поэтому именно в таких местах бор осаждается, замещая гипс, главным образом в виде натрий-кальциевых борных минералов. Натрий, по мнению исследователей, получается при растворении небольших количеств галита, обычно присутствующих в ангидрите.

Пандермит, по мысли этих авторов, образуется там, где NaCl редок или отсутствует в качестве первичной составной части ангидрита. В тех же местах, где особенно низкую концентрацию имеет бор, натрий в результате обменной реакции с гипсом переотлагается в виде эпигенетического тенардита.

Таковы характерные особенности и условия образования наиболее хорошо изученных боропроявлений в гипсово-ангидритовых породах, составляющих краевые фации галогенных формаций или образующих самостоятельные формации. Несмотря на различные географические условия и различное стратиграфическое положение описанных здесь формаций, процессы формирования борных минералов в этих породах во всех приведенных случаях довольно однотипны и это приводит к сходным формам и парагенезисам эпигенетического боропроявления.

Следует отметить, что описанными выше случаями не исчерпываются сведения о бороносности гипсово-ангидритовых пород. Ниже, в порядке информации и дополнения, мы приведем кратко сведения о других менее изученных бороносных формациях, представленных гипсово-ангидритовыми или гипсовыми породами, в которых отмечались выделения борных минералов.

Альфельд и Рейес [Ahlfeld, Reyes, 1955] в описании минералов Боливии отмечают интересные находки борацита и данбурита в слоях гипса, пересекаемых долиной ручья Кристальмайо, одного из притоков р. Эспириту Санто. К сожалению, при описании упомянутых выше борных минералов авторы не освещают геологической обстановки их нахождения, поэтому остаются неясными ни условия залегания, ни стратиграфическое положение бороносных пород. Можно лишь высказать предположение о том, что упоминаемые в цитируемой работе пласты доломита и гипса принадлежат гипсоносным формациям мезозоя, характерным для Южно-Американского континента. Сведения о боропроявлениях в гипсовых слоях Боливии сводятся к следующему.

В долине руч. Кристальмайо близ Чапаре (Кочабамба), в 1200 *м* выше его слияния с р. Эспириту Санто, Альфельд обнаружил различного размера кристаллы данбурита и среди них один кристалл светло-зеленого цвета размером около 6 *мм*. Этот кристалл был исследован Герценбергом, определившим, что он является разновидностью борацита с содержанием 8% FeO, т. е. по составу близкой к стассфуртиту [Горбов, 1960а]. Еще выше по течению были найдены коренные породы, в которых находятся многочисленные включения данбурита. Вмещающие породы представлены слоями доломита и гипса, которые в этом месте прорезает русло руч. Кристальмайо. Данбурит в виде кристаллов размером обычно 1—2 *мм*, иногда до 4 × 3 *см*, встречается в прослоях гипса. В различных слоях гипса окраска кристаллов данбурита разная — белая, дымчатая или голубовато-серая. Исследователи отмечают, что у кристаллов данбурита из этого месторождения никогда не встречается базальный пинакоид, обычный у кристаллов данбурита другого происхождения.

Что касается происхождения данбурита в этом месторождении, то о нем ничего не известно. Исследователи полагают, что данбурит, как и борацит, магнезит, а также крокидолит, актинолит и авгит, встреченные по соседству и не входящие в зону доломита и гипса, образовались в результате процессов динамометаморфизма, источником же бора для построения борных минералов они считают вмещающие их слои доломита и гипса. Таким образом, и в данном случае выделения борных минералов в гипсовых породах представляют собой, очевидно, эпигенетические образования, связанные с процессами перекристаллизации вмещающих пород.

Чрезвычайно интересные по форме образования данбурита были недавно встречены в нижних гипсово-ангидритовых породах, подстилающих верхнеюрскую галогенную формацию в Средней Азии [Ишниязов, 1960]. Данбурит встречается здесь в крупнозернистых перекристаллизованных гипсах и в мелкозернистых глинистых гипсово-ангидритовых породах. Он находится в виде желваков белого цвета размером от нескольких миллиметров до 2—3 *см* и более в поперечнике. Желваки данбурита имеют мелоподобный облик; они слагаются тонкозернистой массой, обычно уплотненной, иногда рыхлой, порошкообразной. Под микроскопом при большом увеличении различается сложение этой массы из мелких призматических кристаллов, оптические свойства которых и данные рентгенографического анализа соответствуют данбуриту. Химический анализ описываемых желваков, однако, не соответствует данбуриту. Он показал значительно меньшее (на 8,5%) содержание окиси кремния и соответственно большее (на 7%) содержание окиси бора, чем это требуется формулой данбурита, что объясняется «. . .присутствием примеси различных борсодержащих минералов, изучение которых продолжается» [Ишниязов, 1960, стр. 25].

В более поздней статье [Ишниязов, Парпиев, 1963] в дополнение к данбуриту сообщается о нахождении в гипсовых породах хемогенной толщи верхней юры Узбекистана в качестве акцессорных борных минералов котоита и сульфоборита. В дальнейшем выяснилась ошибочность определения этих двух боратов. Вместо этого в статье В. И. Седлецкого [1965] отмечаются псевдоморфозы пробертита и улексита по желвакам данбурита в зоне выщелачивания.

В. А. Черепанов [1965] описывает данбуритовые конкреции в огипсованных доломито-ангидритовых породах девонского возраста, залегающих в кепроках соляных куполов Нордвик, Кожевникова и г. Белая на побережье Хатангского залива. К этому следует добавить, что ранее в нерастворимых остатках соляных пород этого района отмечались кристаллы борацита [Воронов, 1958].

Широко, возможно, регионально данбурит распространен также в базальном ангидрите стассфуртской серии цехштейна Северо-Германского соляного бассейна. Впервые сообщение о нахождении данбурита в отложениях немецкого цехштейна появилось в 1955 г. Р. Кюн и А. Баар [Kühn, Baar, 1955] обнаружили его в рудном поле калийного рудника Блейхероде в Южном Гарце. По описанию

этих исследователей, данбурит встречается здесь в неслоистой каменной соли в виде чисто-белых мелких желваков округлой формы, величина которых колеблется от булавочной головки до грецкого ореха. В своей статье Р. Кюн и А. Баар приходят к выводу о вторичном происхождении данбурита и связывают его образование с тектоническими процессами и воздействием на трещиноватый карналлит растворов, поступавших из главного доломита. В соответствии с этими взглядами вмещающую желваки данбурита неслоистую каменную соль они рассматривают как продукт выщелачивания трещиноватого карналлита. Необходимый для образования данбурита бор, по мнению авторов, поступал в растворах из карналлита и главного доломита, кремний — из глинистых примесей солей, а кальций — из ангидрита или из тех же растворов, содержащих хлористый кальций. Пневматолитовое или гидротермальное образование данбурита в Блейхероде отрицается.

В 1959 г. появилось второе сообщение о нахождении данбурита в двух новых пунктах немецкого цехштейна [Budzinski, Langbein и Stolle, 1959]. Данбурит был обнаружен при обработке керна подземной скважины на руднике Клейнбодунген (северо-западнее Блейхероде) и глубокой скважины, пробуренной с поверхности у Ашероде (юго-западнее Зольштедта). Обе находки данбурита оказались связанными с верхней, обогащенной каменной солью, частью базального ангидрита, которая рассматривается переходной к стассфуртской каменной соли (цехштейн 2). В связи с этим авторы вновь тщательно исследовали уже описанное Р. Кюном и А. Бааром месторождение данбурита в Блейхероде, которое позволило установить, что и здесь желваки данбурита связаны с верхней переходной частью базального ангидрита стассфуртской серии.

Во всех описанных пунктах данбурит находится в виде мелких белых, почти круглых по форме желваков величиной до 1 *см*. Х. Будзинский и др. в своей статье подчеркивает, что желваки данбурита связаны преимущественно с глинисто-доломитовыми включениями в ангидритовых породах. Лишь иногда желваки данбурита обнаруживались в виде включений в каменной соли. Эти авторы не находят подтверждения высказанным Р. Кюном и А. Бааром соображениям о процессах образования данбурита и высказываются в пользу первичного водного происхождения этого боросиликата.

А. Г. Геррманн и Р. О. Гоффманн [Herrmann, Hoffmann, 1961] опубликовали свои соображения об образовании некоторых боратов, а также данбурита в соляных отложениях стассфуртской серии. Эти авторы поддерживают взгляды Р. Кюна и А. Баара и для объяснения происхождения данбурита и других боратов в качестве вторичных образований привлекают хлоркальциевые по составу нефтяные воды Южного Гарца, несущие в растворе значительное количество бора.

В том же 1961 г. Г. И. Фабиан и др. опубликовали статью о двух новых находках данбурита в цехштейне северо-запада ФРГ с соображениями о его происхождении Fabian, Gaertner, Müller, 1961]. Обе

находки сделаны по кернам скважин, пробуренных в 16 *км* друг от друга, одна из которых (Риддераде-71) расположена между Оснабрюком и Бременом, южнее Томстрингена, а другая — в 10 *км* восточнее Дипгольца.

Скв. Риддераде-71 в базальный ангидрит стассфуртской серии вошла на глубине 3776 *м*. В этой породе были отмечены белые желвачки размером обычно около 1—3 *мм*, максимально до 2 *см* в поперечнике, которые при исследовании оказались данбуритом. Аналогичные желвачки данбурита, но в меньшем количестве, были обнаружены и в скв. Реден-18, которая вошла в базальный ангидрит стассфуртской серии на глубине 354 *м*. Желвачки данбурита заключены в основной массе ангидрита и находятся преимущественно в чистом ангидрите. В более сильно карбонатизированных пластах, а также в глинисто-мергелистых пропластках они редки, включения же каменной соли в ангидрите желваков данбурита не содержат.

Широкое распространение включений желваков данбурита в базальном ангидрите стассфуртской серии и его отсутствие в других ангидритовых горизонтах немецкого цехштейна приводит исследователей к признанию этого минерала в качестве маркирующего признака, который может быть использован для стратиграфических сопоставлений. Кроме того, распространение данбурита в виде почти «устойчивого горизонта», по мнению этих авторов, « . . .ставит под сомнение то, что для образования этого минерала нужно прибегать к тектоническим процессам, движениям растворов, преобразованию стассфуртской залежи или к нефтяным водам, хотя допустимость такого объяснения, несомненно, возможна» [Fabian, Gaertner, Müller, 1961]. Однако исходя из того факта, что базальный ангидрит стассфуртской серии отличается от других наиболее высоким (первичным, по Хардеру) содержанием бора, а также учитывая желваковую форму нахождения данбурита, авторы склоняются к предположению о первичном или раннедиагенетическом возникновении данбурита.

Таким образом, устанавливается широкое, можно сказать, обычное, распространение данбурита, образующегося в связи с формированием галогенных формаций. Характерно при этом, что во всех известных случаях данбурит связан с сульфатно-кальциевыми, ангидритовыми и гипсовыми породами, в которых он развивается обычно в форме желваков, указывающих на вторичное его образование. Вторичное образование кристаллической формы данбурита в гипсовой породе в гипергенных условиях было описано Я. Я. Яржемским [1953] в гипсовой шляпе.

В заключение следует отметить, что в гипсовых и ангидритовых породах встречаются также обычные для других соляных пород борацит и сульфоборит, а также и некоторые другие малораспространенные минералы. Так, кристаллы борацита давно были известны из гипсовых пород Люнебурга и Зегеберга в Гольштинии [Naumann, 1913]. В загипсованном базальном ангидрите Люнебургского соляного штока (Гипсовая гора) был открыт борофосфорный минерал магния люнебургит, описанный Ц. Нёльнером [Nöllner, 1870].

Прекрасно образованные тетраэдрические кристаллы борацита и эрикаита (железистая разновидность борацита) из ангидрита цехштейна 3 в Ватлингене недавно описали Р. Кюн и И. Шааке [Kühn и Schaake, 1955]. Следует отметить, что в этой статье, касаясь вопроса о происхождении борацита и эрикаита, авторы допускают возможность их образования в посттектоническое время под воздействием шевматолитовых паров и газов, поднимающихся с глубины. По словам авторов, «. . . образование борацита, возможно, происходило в результате последних отголосков третичного вулканизма, распространенного в Средней Европе». Что касается источника бора, то авторы полагают, что он мог извлекаться из более древней соляной свиты этого соляного месторождения.

В 1963 г. появилась статья Ф. Х. Стюарта с детальным описанием нижних эвапоритов Иоркшира, пересеченных недавно пробуренной скв. 1 в Фордоне. В этой статье автор описывает интересные выделения сульфоборита в ангидритовых породах верхней подзоны нижних эвапоритов. В этом месторождении крупные порфиробласты сульфоборита образуются путем замещения ангидрита, о чем свидетельствуют реликты ангидрита в кристаллах сульфоборита [Stewart, 1963]. Таким образом, и в данном случае, как и во всех предыдущих, мы встречаемся с явлением вторичного образования боратов в ангидритовых породах.

Таковы наиболее характерные примеры развития борных минералов в гипсовых и ангидритовых породах различных галогенных формаций мира. Обращает на себя внимание развитие в основном кальциевых боратов и боросиликатов, иногда кальциево-натриевых или кальциево-магниевых и очень редко натриевых и магниевых боратов. Форма развития борных минералов преимущественно желваковая, очень редко они представлены в форме идиоморфных кристаллов или прожилок. Это свидетельствует, наряду с установленными процессами замещения и условиями образования, о преимущественно вторичном, диагенетическом и эпигенетическом происхождении борных минералов в гипсовых и ангидритовых породах. Источником бора в этих процессах главным образом были сами вмещающие породы, освобождавшие его в процессе перекристаллизации; в некоторых случаях, возможно, образование борных минералов в этих породах было связано с привносом бора водными растворами различного происхождения.

БОРОПРОЯВЛЕНИЯ В СОЛЯНЫХ ПОРОДАХ

Мы рассмотрели различные формы боропроявлений, связанных с сульфатными гипсово-ангидритовыми породами галогенных формаций. Другая, более разнообразная по минералогическому составу

и происхождению форма боропроявлений связана с галогенными формациями, слагаемыми каменной солью и содержащимися в ней горизонтами других по минералогическому составу комплексов соляных пород. Эти породы, так же как и гипсово-ангидритовые, весьма широко распространены в природе, достигают местами исключительно большой мощности, и во многих месторождениях в парагенезисе с различными соляными породами были установлены выделения различных форм и видов борных минералов. В большинстве галогенных формаций борные минералы находятся в качестве небольшой и непостоянной минералогической примеси, но в некоторых из них борные минералы встречаются в значительных количествах, достигающих местами промышленного значения. Как правило, это связано с масштабами соленакопления. Устанавливается прямая зависимость: чем крупнее масштабы соленакопления, чем полнее представлен разрез соляной толщи, тем более значительны по количеству и более разнообразны по форме выделения борных минералов. Рассмотрим конкретные формы боропроявления в галогенных формациях.

Одной из наиболее давно известных и уже хорошо изученных бороносных галогенных формаций является Стасфуртское месторождение калийных солей в ГДР, ставшее классическим примером боропроявлений в отложениях солей. Первым борным минералом, установленным на этом месторождении, был магниевый борат борацит, $Mg_3B_7O_{13}Cl$, вокруг которого около ста лет велась оживленная дискуссия как по вопросам его минералогии и химического состава, так и об условиях его образования. Изучению свойств и условий нахождения борацита посвящено исключительно большое число разнообразных исследований, перечислить которые просто не представляется возможным, поэтому мы ограничимся лишь краткой исторической справкой.

Борацит является главным борным минералом Стасфуртского калийного месторождения, и история изучения его бороносности так или иначе связана с историей изучения форм нахождения и условий образования этого минерала. История открытия борацита кратко описывается в специальной статье Р. Кюна [Kühn, 1959], а истории его исследования в обстоятельной статье касается М. Науманн [Naumann, 1913].

Кратко исторические сведения о бораците сводятся к следующему.

Впервые борацит был обнаружен Лазиусом в 1787 г. в гипсовых породах Люнебурга в виде хорошо образованных кристаллов, которые он принял за кубический кварц. В следующем, 1788 г., Веструмб произвел химический анализ этих кристаллов и нашел в их составе борную кислоту, по которой он назвал их седатив-зальц и седатив-шпат. Однако это название не привилось, так как в 1789 г. также исходя из нахождения в минерале борной кислоты Вернер предложил более удачное название борацит, которое прочно вошло в обиход и стало общепризнанным.

В 1847 г. при бурении скважины в каменной соли были обнаружены белые желваки, которые на основании химического анализа Карстен признал за борацит. Это была новая, не известная ранее форма нахождения борацита, и поэтому идентичность ее с кристаллической формой в дальнейшем была поставлена под сомнение. Так, в 1856 г. Г. Розе признал желваковые образования за самостоятельный минеральный вид вследствие того, что некоторые его представители под микроскопом показывают призматическую форму в отличие от тетраэдро-неполногранной формы кристаллического борацита, и предложил ему название стассфуртит. К этому мнению присоединился также Гейнц, несмотря на то, что произведенные им же химические анализы показали полную идентичность состава борацита и стассфуртита. В 1865 г. Ф. Бишоф высказал свое убеждение в идентичности желваковой формы с кристаллическим боратитом и предложил сохранить название стассфуртит за разновидностями борацита, содержащими 7—8% FeO. Однако Ц. Раммельсберг и Е. Рейхардт на основании различия внешней структуры продолжали рассматривать эти формы борацита как гетероморфные модификации одного и того же соединения. Только в 1910 г. Х. Е. Боке доказал идентичность стассфуртита и борацита, установив наличие у обоих точки превращения, и положил конец бесплодной дискуссии.

До 1865 г. была установлена разновидность борацита, в которой около четверти всего магния замещалось закисным железом (стассфуртит, по Бишофу). В 1865 г. Хайсен, произведя химический анализ зеленоватого борацита, установил, что в нем около половины всего магния замещено закисным железом, и предложил этой разновидности минерала название эйзенборацита. В 1868 г. Дэна в своей «Системе минералогии» назвал эту разновидность минерала в честь ее открытия хайсенитом. Недавно стала известна еще одна разновидность борацита, в которой около трех четвертей магния замещено закисным железом, названная эрикаитом. [Werner, 1950; Kühn, Schaake, 1955]. В специальной минералогической статье Р. Кюн [Kühn, 1959] в качестве наименований всех установленных разновидностей принимает борацит, стассфуртит, эйзенборацит и эрикаит. Нам представляется более целесообразным за эйзенборацитом закрепить название, предложенное Дэна, хайсенит, или гайсенит.

Таким образом, к настоящему времени в Стасфуртских соляных отложениях установлены четыре разновидности борацита со ступенчатым изоморфным замещением магния закисным железом. Установлено также, что борацит в этих месторождениях встречается в двух основных формах: в кристаллической, главным образом в гипсовых и ангидритовых, реже в соляных породах, и в желваковой скрытокристаллической или микрокристаллической форме, встречающейся главным образом в соляных породах. Последняя является наиболее распространенной.

Экспериментальными исследованиями установлено, что при обычных условиях из растворов соответствующего состава борацит

не образуется. Искусственно его получали сначала сплавлением хлористого магния с обезвоженной бурой. Из смеси хлористого магния и буры в присутствии не большого количества воды А. де Грамон в 1890 г. получил кристаллы борацита нагреванием в запаянном сосуде при температуре около 280° С, т. е., по существу, в гидротермальных условиях. В последнее время произведенные в этом направлении исследования Д'Анса и Берендта показали, что в растворах бишофита и бората магния или смеси окиси магния и борной кислоты в присутствии избытка бишофита при условии отвода HCl, образующегося при нагревании, кристаллы борацита вместе с большим количеством основного бората образуются приблизительно при температуре 150—180° С. По заключению авторов, «. . . эти опыты до некоторой степени соответствуют пневматолитическому образованию борацита» [D'Ans, Behrendt, 1957]. Однако исходя только из степени растворимости борацита, эти авторы допускают возможность выпадения борацита из растворов при обычных условиях.

В цехштейне ГДР и ФРГ борацит находится преимущественно в карналлитовой зоне стассфуртской серии (цехштейн 2), а также в каинитовых породах и в хартзальце, реже он встречается в более молодых карналлитах (цехштейн 3, Ватлинген, Виненбург). Во всех этих породах борацит находится в виде желваков округлой формы или в виде агрегатов неправильной формы. Нередко борацит встречается в виде продолговатых образований или образований в виде прослоек небольшой протяженности и резко обрывающихся. Размеры различных форм борацита колеблются от величины булавочной головки до 20 *см* и более. В качестве курьеза отмечалось, что в одной из шахт был встречен желвак борацита весом в 1400 *кг*. Следует подчеркнуть также, что во вмещающих породах борацит распределен весьма неравномерно в противоположность другим акцессорным минералам.

Для объяснения причин и условий образования различных по форме борацитовых выделений М. Науманн [Naumann, 1913] приводит интересные наблюдения по парагенезисам борацита и кизерита, произведенные им в карналлитовой залежи Крюгерсхалль. Здесь кизерит находится не только тонко рассеянным по породе, но и в виде тонких прослойков, шнуров или жилок мощностью до нескольких сантиметров. Эти прослойки или жилки, по наблюдениям М. Науманна, «. . . почти нигде не имеют сплошного распространения по простиранию, а являются разорванными и собранными в сложные складки, так как карналлитовая порода, раннее бывшая пластовой, в результате тектонических воздействий превратилась в обломочный карналлит».

Далее М. Науманн пишет: «Если проследить за такой петляющей и разорванной жилкой кизерита, то уже на коротком расстоянии можно увидеть, что в ней включены желваки борацита или его агрегаты другой формы. При этом создается впечатление, что борацит в определенных местах появляется не случайно, а обусловливается наличием жилки кизерита». Отмечая в качестве характерной черты прорастание

обоих минералов, автор приходит к выводу о частичном замещении кизерита боратитом, причем устанавливаются разнообразные формы и степень этого замещения.

Устанавливается, что борацитовые агрегаты округлой или линзовидной формы содержат ядро инородного состава. В большинстве случаев это ядро состоит из крупнозернистого красного карналлита, иногда обнаруживается тахгидрит или сильвин в смеси с карналлитом. Отмечается также крупнозернистая каменная соль. Очень часто эти инородные заполнители желваков борацита пересекаются системой параллельных обычно прямолинейных полос, состоящих из борацита. Под микроскопом установлено, что эти внутренние полосы борацита состоят из сферолитов, более плотно спресованных в средней части и разобщеных снаружи.

Обобщая все произведенные как макроскопические, так и под микроскопом наблюдения форм нахождения и парагенезисов борацитовых желваков, М. Науманн [Naumann, 1913] приходит к вполне обоснованному выводу о том, что « . . . образование борацита в ныне встречающейся форме происходит не в маточнике, а вторично, внутри уже закончившего свое формирование соляного месторождения». Вторичное образование борацита, происходившее с замещением кизерита, по мнению М. Науманна, является убедительным доказательством того, что оно было вызвано процессами пропитывания соляных слоев рассолами. Эти рассолы, циркулировавшие в соляных породах и заимствовавшие из них борные соединения, вступали во взаимодействие с сульфатом магния кизеритовых прослоев и образовывали борацит. Автор подчеркивает, что «. . . бораты, отложившиеся первоначально из маточника, очевидно, совсем не соответствовали бораците, а скорее представляли собой более простые соединения». Что же касается времени переноса этих борных соединений в процессе пропитывания рассолами и новообразования борацита, то они происходили уже после того, как соляные породы претерпели сильные тектонические деформации.

Таковы характерные особенности нахождения борацита в отложениях стассфуртской серии цехштейна ГДР и ФГР. Любопытно, что в недавно опубликованной статье о бораците в карналлитовых породах Иноврощлавских соляных месторождений К. Прохазка [Prochazka, 1959) также отмечает его прорастание с кизеритом. В этой статье подчеркивается, что хотя борные соли пропитывают, по-видимому, все месторождение, в виде борацита они отложились только в присутствии концентраций кизерита. Таким образом, становится совершенно очевидной связь борацита с кизеритом.

Кроме борацита в цехштейне ГДР и ФРГ в парагенезисе с различными солями, главным образом с каинитом, сильвином и в хартзальце, установлено присутствие многих других боратов, большинство которых впервые были открыты в Стасфуртских калийных месторождениях. Так, здесь были обнаружены такие бораты, как люнебургит, сульфоборит, ашарит, пинноит, калиборит, пара-витчит, стронциохильгардит, стронциоджинорит. В нижней соляной серии

(цехштейн 1) недавно были открыты два высокотемпературных борных минерала — хейдорнит и фабианит. В каменной соли стассфуртской серии (цехштейн 2) отмечались находки гидроборацита, который впервые был открыт в известковых туфах Кавказа [Hess, 1834]. В ангидрите было установлено также широкое распространение данбурита, которое уже было описано выше. Характерной особенностью нахождения всех этих борных минералов является преимущественная связь их с соляными породами, обогащенными сульфатами (кизерит, каинит, полигалитовый сильвинит, ангидрит, глауберит).

В кратком описании условий нахождения основных борных минералов в цехштейне ГДР и ФРГ Л. Леве [Löeve, 1903] указывает, что редкий минерал гидроборацит был однажды найден Бишофом в старых прусских шахтах возле Стасфурта, на границе ангидритовой и полигалитовой зон, тесно сросшимся с галитом в виде радиально-лучистых агрегатов. По условиям нахождения гидроборацит принимается за первичный минерал.

Сульфоборит был найден в нерастворимом остатке вместе с боранитом в измененной соли. Сульфоборит рассматривается в качестве первичного образования.

В каинните в кристаллической и желваковой форме был установлен минерал пинноит, который относится к числу вторичных. Как полагают, он образуется в результате разложения желваков борацита под воздействием соляных растворов. В аналогичных условиях в желваках борацита был обнаружен также ашарит, который, бесспорно, здесь является вторичным.

Значительно распространен в каинитовых породах открытый здесь борат калиборит. Из условий нахождения и состава, по мнению Л. Леве [Löeve, 1903], вытекает, что калиборит образовался в результате изменения пинноита под воздействием насыщенных каинитом растворов.

Для представления о генезисе боратов в стассфуртских отложениях необходимо иметь в виду, что эта соляная залежь претерпела значительные изменения после ее формирования. В. Хоппе [Hoppe, 1959] на основании изучения геологии и тектоники месторождения калийных солей Верра выделяет два основных метаморфических процесса в формировании соляной залежи. В первый период в результате герцинского орогенеза в раннемезозойское время соляная залежь подвергалась динамическому термометаморфизму, т. е. совместному воздействию тектонических процессов, горного давления, высоких температур и выщелачивания. При этом образовались такие основные минералы, как каменная соль, кизерит и сильвин. Во второй период в результате оживления тектонической деятельности в третичное время в соляную залежь в верхнем миоцене внедрились базальтовые магмы и подвергли ее гидрометаморфизму. По мнению В. Хоппе, гидрометаморфизм соляной залежи происходил вследствие проникновения в нее водяных паров и газов, сопутствующих базальтовой интрузии. Важнейшими минералами, образовавшимися в результате этих процессов, были сильвин, каинит, полигалит и ангидрит.

Надо сказать, что в своей работе В. Хоппе обобщил имеющиеся данные, не касаясь вопросов генезиса борных минералов, хотя описанные им процессы наводят на мысль о возможной связи их образования с этими процессами. И действительно, указанная вероятная генетическая связь не осталась без внимания. Так, еще в 1948 г. при описании одного интересного месторождения ашарита в хартзальце, где он находится в основном в виде желвачков или волокнистых масс бесспорно вторичного происхождения, Р. Кюн признал вполне вероятным его гидротермальное образование [Kühn, 1948]. С этой точки зрения Р. Кюн считает нахождение ашарита важным доказательством и подтверждением мнения Д'Анса [D'Ans, 1947] о том, что некоторые хартзальцы образовались под действием термальных вод и паров на другие соляные породы. К этому следует добавить, как мы уже отмечали, что Р. Кюн и И. Шааке [Kühn, Schaake, 1955] при описании кристаллов борацита и эрикаита в сульфатных породах допускали возможность образования этих минералов в посттектоническое время под воздействием пневматолитовых паров и газов, связанных с третичным магматизмом. Позже [1957] Р. Кюн прямо указывает, что обогащение бором цехштейна главного бассейна по сравнению с цехштейном бассейна Верра-Фульда связано с бороносными термальными глубинными водами.

Еще более определенно о связи боронакопления с явлениями магматизма свидетельствуют находки высокотемпературных минералов в нижележащей серии цехштейн 1. В 1956 г. детально были описаны условия залегания и образования нового минерала хейдорнита, $Na_2Ca_3[Cl(So_4)_2B_5O_8(OH)_2]$ [Engelhardt, Füchtbauer, 1956]. Этот интересный по составу борный минерал был найден в керне Френсвеген-3 с глубины 1968 *м*, где был пройден ангидрит с прослойками доломита, в 1,41 *м* выше соли Верра. В этом керне под углом около 40° проходила трещина шириной примерно 15 *см*, которая почти перпендикулярно пересекала слоистую структуру ангидрита. Эта трещина оказалась заполненной глауберитом и новым борным минералом примерно в равных частях, а включенный в ангидрит доломит по соседству с трещиной был превращен «. . . в до сих пор неизвестную змеевиковую разновидность» [Engelhardt, Füchtbauer, 1956]. Новый минерал, названный хейдорнитом, образует игольчатые идиоморфные прозрачные кристаллы длиной до 7 *см* с ромбическим сечением. В отложении вещества в трещине никакой зональности не отмечается.

В отношении условий образования хейдорнита В. Энгельгардт и Г. Фюхтбауэр [1956] пишут следующее: «Заполняющий материал хейдорнитовой трещины образовался, несомненно, из водного раствора, насыщенного галитом, ангидритом и глауберитом, так как эти минералы встречаются вместе с хейдорнитом или в самом тесном соседстве с ним. Небольшое содержание воды в хейдорните, так же

как и наличие глауберита, указывают на то, что образование хейдорнита, очевидно, произошло при повышенной температуре. Теперь температура месторождения равна +85° С, а давление около 210 атмосфер. Если считать, что с геологической точки зрения трещина не очень древнего происхождения, что, вероятно, так и есть на самом деле, то эти данные следует рассматривать как наименьшие данные температуры и давления при образовании хейдорнита». Что же касается источника бора, то, по мнению авторов, учитывая «. . . указания на наличие интрузивных масс в окрестностях газового месторождения во Френсвегене», можно приписать «. . .содержание бора полностью или частично более глубоким источникам».

Совсем недавно в скв. Реден-20 у Дингольца с глубины порядка 2464—2466 *м* в сильно сокращенных и измененных отложениях цехштейна 1 был обнаружен и описан новый минерал фабианит, имеющий состав $CaB_3O_5(OH)$ [Kühn и др., 1962]. Характерно, что этот минерал встречается вместе с боросиликатом говлитом, который не является редкостью в галогенных формациях. Он известен в гипсово-ангидритовых породах Новой Шотландии [Goodman, 1957], а недавно был описан из пермских соленосных пород европейской части СССР [Воронова, 1962].

По составу фабианит относится к ряду иниоита — колеманита и представляет собой дальнейшую стадию обезвоживания колеманита, следовательно, он является более высокотемпературным минералом, чем последний. На высокотемпературные условия образования указывает также и нахождение говлита.

Таким образом, нахождение хейдорнита в парагенезисе с глауберитом и фабианита с говлитом в разных местах в цехштейне 1, парагенезисы этих высокотемпературных кальциевых и кальциево-натриевых борных минералов и сопровождающие их образование вторичные изменения вмещающих пород вплоть до озмеевикования доломита прямо указывают на участие в их образовании пневматолитовых или гидротермальных процессов. Об этом могут свидетельствовать также прекрасно описанные и иллюстрированные М. Науманном морфологические и парагенетические особенности образований желвакового борацита в цехштейне 2. Наконец, косвенно все это подтверждается и редкостью боратов в вышележащей серии цехштейна 3, так как основная масса поднимавшегося снизу бора была отложена соответствующего состава горизонтами солей цехштейна 2. Таковы наиболее существенные черты и особенности боропроявлений и условий боронакопления в цехштейне ГДР и ФГР.

По-видимому, в не меньшей мере бороносными, но менее изученными в этом отношении являются и многие другие крупные области соленакопления. Среди них можно указать, например, на галогенные формации, развитые на огромной площади Новой Мексики, Техаса и Луизианы, характеризующиеся сложными деформациями в связи с процессами галокинеза (куполообразования). Многие из соляных куполов этого района были пересечены глубокими скважинами и в некоторых из них было установлено присутствие боратов.

Так, еще в 1932 г. в кернах нескольких скважин на одном из калийных месторождений Новой Мексики и Техаса В. И. Шеллер и Е. П. Гендерсон [Schaller, Henderson, 1932] обнаружили и описали люнебургит. В трех отдельных скважинах, по описанию этих авторов, люнебургит встречается в виде очень мелких белых желвачков совместно с галитом, сильвином и большим количеством глины. Авторы предполагают, что люнебургит широко распространенна этом месторождении, но редко образует концентрации, заметные невооруженным глазом.

Хёрлбат и Тейлор при изучении нерастворимого остатка из скважины на куполе Чоукто в Луизиане обнаружили в его составе хильгардит в прорастании с парахильгардитом, борацит и данбурит в смеси с ангидритом, гипсом, магнезитом и другими механическими примесями [Hurlbut, Taylor, 1937, 1938].

В шламе из скважины газохранилища в соляном куполе Холм Барбера (округ Чемберс в Техасе) был обнаружен новый минерал, марганцевый аналог борацита, $Mn_3B_7O_{13}Cl$, названный по месту нахождения чемберзитом (Chambersite) [Honea, Beck, 1962].

Таким образом, несмотря на отсутствие систематических исследований, до некоторой степени случайный материал из весьма различных мест показывает довольно своеобразный комплекс борных минералов в соляных отложениях этого обширного района.

Бораты были найдены также в разрезе Иоркширского калийного месторождения в Англии. В кернах скважин, пробуренных на этом месторождении, к слову сказать, не полностью опробованных, были обнаружены борацит [Guppy, 1944; Stewart, 1951], витчит [Stewart и др., 1954], в ангидритах, как уже упоминалось выше, был найден сульфоборит [Stewart, 1963]. Борацит встречен в скв. Экседейл 2 в интервале 1363—1387 *м*, который соответствует переслаиванию каменной соли с ангидритом. Витчит найден в интервале 1455—1520 *м*, который соответствует частям полигалитовой, верхней ангидритовой и верхней гилитово-ангидритовой зонам нижних эвапоритов Иоркшира [Stewart и др., 1954].

Наконец следует отметить нахождение бората в третичных соляных отложениях Сицилии (г. Самбуко, Каласцибета), который долгое время был известен как патерноит]Millosevich, 1920], но оказался в действительности калиборитом [Mrose, Schaller, 1965]. Калиборит встречается здесь в виде мелких округлых желвачков в астраханитсодержащих породах вместе с галитом, кизеритом и другими минералами.

Таковы наиболее характерные особенности бороносности соляных пород галогенных формаций. Обращает на себя внимание исключительное разнообразие образующихся в них боратов, представленных главным образом магниевыми, реже кальциевыми, стронциевыми и смешанными солями с участием калия, железа, марганца и некоторых других элементов. Это является результатом разнообразия условий соленакопления, на изменения которых очень чутко реагируют растворы борной кислоты [Горбов, 1960]. Источниками бора

в солеродных бассейнах, конечно, были питающие их растворы, поступавшие как со стороны открытого моря, так и со стороны глубоких недр земной коры в связи с крупными блоковыми движениями в период формирования предгорных и краевых прогибов и внутри платформенных впадин.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенный выше обзор бороносных галогенных формаций ясно показывает весьма широкое распространение среди слагающих соляных пород разнообразных борных минералов, образующихся как в процессе регионального соленакопления, так и в процессах диагенеза и метасоматоза. Устанавливается при этом отчетливо выраженная генетическая связь характера борной минерализации в галогенных формациях с химико-минералогическим составом вмещающих соляных пород. Разнообразие парагенетических ассоциаций борных минералов в однотипных комплексах соляных пород определяется, очевидно, различиями местных условий соленакопления, состава исходных растворов и характера наложенных на них эпигенетических процессов.

Совершенно определенно устанавливается, что борные минералы в галогенных формациях образуются на различных стадиях соленакопления и в процессе диагенеза вмещающих соляных пород, они встречаются в самых разнообразных по составу комплексах соляных пород, однако весьма примечательна преимущественная связь борной минерализации с комплексом сульфатных или обогащенных сульфатами пород. Эта связь красной нитью проходит во всех известных проявлениях борной минерализации в галогенных формациях и поэтому может использоваться в качестве поискового критерия при изучении бороносных галогенных формаций.

Условия образования и закономерности размещения борных месторождений галогенного типа связаны с формированием и распространением галогенных формаций. Как известно, региональное соленакопление происходит в определенные этапы развития земной коры, а именно в конечные этапы формирования подвижных поясов, когда происходит замыкание геосинклиналей и их общее поднятие, образование предгорных и краевых прогибов, а также и внутриплатформенных впадин. Эти этапы отмечаются внедрением малых интрузий и интенсивной вулканической деятельностью, следы которой отмечаются в многочисленных месторождениях солей [Иванов, Левицкий, 1960]. Поэтому мы должны считаться с, вероятно, значительным питанием бороносными растворами и эксгаляциями солеродных бассейнов в предгорных прогибах и впадинах в период формирования в них галогенных формаций. Только таким путем, как нам представляется, можно объяснить наблюдаемые местами крупные борные концентрации галогенного типа.

ЛИТЕРАТУРА

Вант-Гофф Я. Г. Океанические соляные отложения. ОНТИ, Химтеорет, 1936.

Влодавец В. И. О паро-гидросольфатермальных месторождениях в вулканических областях Италии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1955.

Воронов П. С. О возможности нахождения девонских калийных и борных солей в районе Хатангского залива. Тр. НИИГА, т. 80, вып. 5, 1958.

Воронова М. Л. Говлит в пермских соленосных породах европейской части СССР. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 55, 1962.

Горбов А. Ф. Основы генетической классификации боратов. Тр. ВНИИГ, вып. 40, 1960а.

Горбов А. Ф. Условия образования и закономерности размещения боратовых месторождений вулканогенно-осадочного типа. Там же, 1960б.

Зарицкий П. В. Борная минерализация в породах артемовской свиты Бахмутской котловины Донецкого бассейна. ДАН СССР, т. 149, № 6, 1963.

Зарицкий П. В. Пробертит из отложений Бахмутской котловины. Зап. ВМО, ч. 93, вып. 1, 1964.

Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 35, 1960.

Ишниязов Д. Данбурит в гипсовой толще верхней юры. ДАН УзбССР, № 10, 1960.

Ишниязов Д., Парпиев Н. А. К условиям образования акцессорных минералов бора в хемогенной толще верхней юры Узбекистана. Узб. геол. журн., № 5, 1963.

Лазаренко Е. К. Боронатрокальцит из гипсовой толщи Артемовского района в Донбассе. ДАН СССР, т. 66, № 2, 1949.

Седлецкий В. И. Условия замещения данбурита пробертитом и улекситом. Изв. АН ТуркмССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, вып. 2, 1965.

Черепанов В. А. Данбуритовые диагенетические конкреции в девонской толще на севере Сибири. ДАН СССР, т. 163, № 4, 1965.

Яржемский Я. Я. О процессах силицификации боратовых пород гипсовой шляпы Индерского поднятия. ДАН СССР, т. 88, № 5, 1953.

Ahlfeld F., Reyes J. M. Las especies minerales de Bolivia. Banco Minero de Bolivia, 1955.

Budzinski H., Langbein R., Stolle E. Danburit im Zechstein des Südharzes. Chemie d. Erde, vol. 20, № 2, 1959.

Carobbi G. Sulla presenza di un nuova minerale fra prodotti dell'attivita fumarolica del Vesuvio. Periodico di Mineral, vol. 4, № 3. Roma, 1934.

Chase A. W. On the Oregon borate of lime (criptomorphite?). Amer. j. sci, ser. 3, vol. 5, № 8, 1873.

D'Ans J. Über die Bildung und Umbildung der Kalisalzlagerstätten. Naturwiss., 34, s. 295, 1947.

D'Ans J., Behrendt K. H. Über die Existenzbedingungen einiger Magnesiumborate. Kali und Steinsalz, Bd 2, H. 4, 1957.

Engelhardt W., Füchtbauer H. Heidornit, $Na_2Ca_3Cl(SO_4)_2B_5O_8(OH)_2$, ein neues Bormineral aus dem Zechsteinanhidrit. Heidelb. Beitr. Miner. Petrogr., Bd 5, H. 3, 1956.

Fabian H. J., Gaertner H., Müller G. Zwei neue Funde von Danburit im Zechstein Nordwestdeutschlands. Erdöl und Kohle, Bd. 14, № 8, 1961.

Flowers K., Gillespie K. J., Oubridge J. V. Solutions in sulphuric acid. Pt. XIX. The formation of tetra (hidrogen sulphato) boric acid and its anion in solutions of boric acid and boric oxide. J. Chem. soc., Lond., July, 1956.

Goodman N. R. The geology of Nova Scotia gypsum. Can. Mining a. Metal. bull., vol. 47, № 502, 1954.

Goodman N. R. Gypsum in Nova Scotia and its associated minerals. Geol. Can. Ind. min. dep., 1957.

Guppy E. M. Boracite from a boring at Aislaby, Iorkshire. Min. mag., vol. 27, 1944.

Ham W. E., ankin C. J., Schleicher J. A. Borate minerals in Permian gypsum of westcentral Oklahoma. Okla geol. surv. bull., vol. 92, 1961.

Herrmann A. G., Hoffmann K. O. Zur Genese einiger Borate in den Salzablagerungen der Stassfurt-Serie des Südharzbezirkes einschliss lich der Grube Königshall — Hindenburg. Neues Jb. Miner., H. 2/3, 1961.

Hess H. Des Hidroboracit, eine neue Mineralspecies. Poggend. Ann. Phys. Chem., Bd. 31, № 4, 1834.

Hey M. H., Bannister F. A. The identity of cryptomorphite and ginorite. Miner. mag., vol. 29, № 218, 1952.

Honea K. M., Beck F. K. Chambersite, a new mineral. Amer. min., vol. 47, № 5—6, 1962.

Hoppe W. Die Bedeutung der geologischen Vorgänge bei der Metamorphose der Werra-Kalisalzlagerstätte. Freiberger Forschungsh., A., № 123, 1959.

How H. On the occurrence of natro-boro-calcite with glaubersalt in the gypsum of Nova Scotia. Amer. j. sci., ser. 2, vol. 24, 1857.

How H. Natro-boro-calcite and another borate occuring in the gypsum of Nova Scotia. Amer. j. sci., ser. 2, vol. 32, № 94, 1861.

How H. On borates in gypsum and anhydrite. Phil. mag. and j. sci. vol. 35, 1868.

How H. Contributions to the mineralogy of Nova Scotia. Miner. mag., vol. 1, 1877.

Hurlbut C. S., Taylor R. E. Hilgardite, a new mineral species, from Choctaw Salt Dome, Louisiana. Amer. min., vol. 22, № 10, 1937.

Hurlbut C. S., Taylor R. E. Notes on minerals associated with hilgardite. Amer. min., vol. 23, № 12, 1938.

Johnstone S. I., Johnstone M. G. Minerals for the chemical and Allied industries. 2-d ed., Lond., 1961.

Kühn R. Ein neues Vorkommen von Ascharite. Fortschr. Min., Bd 27, 1950.

Kühn R. Die Mineralnamen der Kalisalze. Kali und Steinsalz, Bd 2, H. 10, 1959.

Kühn R., Baar A. Ein ungewönliches Vorkommen von Danburit. Kali und Steinsalz, Bd 1, H. 10, 1955.

Kühn R., Roese K.—J., Gaertner H. Fabianit $CaB_3O_5(OH)$, ein neues Mineral. Kali und Steinsalz, Bd 3, H. 9, 1962.

Kühn R., Schaake I. Vorkommen und analyse der Boracit- und Erikaitkristalle aus dem Salzhorst von Wathlingen-Hänigsen. Kali und Steinsalz, Bd 1, H. 11, 1955.

Löewe L. Uber sekundäre Mineralbilgung auf Kalisalzlagern. Zeitschr. prakt. Geol., Bd 11, H. 9, 1903.

Millosevich F. Paternoite, un nuovo minerale del giacimento salifero di Monte Sambuco in territorio di Calascibetta, Sicilia. Atti. Reale accad. Lincei (phys. math. nat. Sci. class), 29, 1920.

Mrose M. E., Schaller W. T. The identity of paternoite with kaliborate ($K_2O \cdot 4MgO \cdot 11B_2O_3 \cdot 18H_2O$). Amer. min., vol. 50. N 7—8, 1965.

Naumann M. Die sekundare Entstehung des Boracits der deutschen Zechsteinsalzlager in ihrer Abhängigkeit von Kieserit. Kali, № 17, 1913.

Nöllner C. Ueber den Lüneburgit. Sitzber. K. Bayer. A. K. Wiss. München, Bd 1, 1870.

Poitevin E., Ellsworth H. V. Inyoite from New Brunswick. Geol. surv. bull., Ottawa, № 32, 1921.

Prochazka K. O wystepowaniu boracitu w złoźu solnum Inowrocławia. Archiwum Mineral., t. 21, z. 2, 1959.

Schaller W. T., Henderson E. P. Mineralogy of drill cores from the potash field of New Mexico and Texas. U. S. Geol. surv. bull., № 833, 1932.

Stewart F. H. The petrology of the evaporites of the Eskdale no. 2 boring, East Yorkshire. Min. mag., vol. 29, № 212, 1951.

Stewart F. H. The Permian lower evaporites of Fordon in Yorkshire. Proc. Yorks. Geol. soc., vol. 34, pt. 1, 1963.

Stewart F. H., Chalmers R. A., PhillipsR. Veatchite from the Permian evaporites of Yorkshire. Min. mag., vol. 30, № 225, 1954.

Walker T. L. Ulexite from the Maritime Provinces. Univ. Toronto Studies, Geol. ser., № 12, 1921.

Werner H. Ursprung und Entstehung des in Norddeutschland vorkommenden Boracits. Kali, № 24, 1930.

Werner H. Das Boracitvorkommen in Salzstock von Wathlingen-Hänigsten. Aufschluss, № 1, 1950.

А. Ф. ГОРБОВ

ИЗМЕНЕНИЯ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА БОРА В ПРИРОДЕ И ИХ ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Бор в природе представлен механической смесью двух стабильных изотопов с массовыми числами 10 и 11 [Aston, 1920], количественными соотношениями которых и определяется его эмпирический атомный вес. Ядра этих изотопов построены из пяти протонов и пяти (в B^{10}) или шести (в B^{11}) нейтронов. Среднее отношение изотопов B^{11}/B^{10} для бора земной коры по последним данным [Alt, 1962; Shima, 1963 б] определяется величиной $4{,}05 \pm 0{,}10$, что соответствует относительным количествам $B^{11}=80{,}2$ и $B^{10}=19{,}8\%$. *

Сложившиеся в природе соотношения изотопов бора обусловлены различиями в свойствах их ядер и определяются, очевидно, степенью их устойчивости. Так, изотоп B^{10} обладает большим поперечным сечением захвата тепловых нейтронов, т. е. нейтронов низкой энергии, и в происходящей сильно экзотермичной реакции его ядро распадается на атомы лития (Li^7) и гелия. В результате реакции B^{10} (n, α) Li^7, которая могла протекать на определенной стадии развития солнечной системы, происходило, как полагают [Fowler, 1962], уменьшение в природе общего содержания изотопа B^{10} с увеличением содержания стабильного изотопа Li^7. Для изотопа B^{11} реакция (n, α) является эндотермичной и не может протекать при низкой энергии, а для рекции (n, γ) это ядро имеет малое поперечное сечение [Fowler, 1962]. Таким образом, ядро изотопа B^{11} более устойчиво по отношению к ядерным реакциям, и преобладание его в составе природного бора является вполне естественным.

Следует подчеркнуть, что в настоящее время в условиях земной коры указанные выше ядерные реакции в изменении изотопного состава бора, как показали соответствующие исследования [Хлопин, 1949], существенной роли не играют. Можно признать, следовательно, что наблюдаемые ныне соотношения изотопов бора в природе являются отражением равновесия, сложившегося на определенной стадии развития солнечной системы в результате соответствующих ядерных процессов синтеза элементов.

* Атомный вес бора, вычисленный из данного изотопного состава с учетом дефекта масс, равен 10,815; принятый в химии — $10{,}811 \pm 0{,}003$. Хотя эта разница и не очень велика, однако последнему должно отвечать соотношение B^{11}/B^{10}, равное 3,95. Получается несоответствие взаимосвязанных величин, вычисленных разными путями, и это несоответствие, очевидно, должно быть устранено необходимыми контрольными исследованиями.

Знание общей распространенности и точного изотопного состава бора в доступной исследованию части космоса имеет важное научно-теоретическое значение для решения проблем ядерного синтеза элементов [Fowler, 1962]. Для управления ядерными процессами в атомных реакторах важное практическое значение приобретает точное определение изотопного состава бора [Бродский, 1957; Гайсинский, 1961]. В связи с этим изучению изотопного состава бора уделялось очень много внимания [Семенов, Зонов, 1959; Колчин и др., 1960; Inghram, 1946; Palmer, 1958; Mc Mullen и др., 1961; Alt, 1962]. Геохимика интересует не только точный изотопный состав бора, но и вопрос о том, остаются ли сложившиеся в звездную стадию соотношения изотопов бора неизменными или в геологических условиях нашей планеты под воздействием каких-либо процессов происходит их разделение. Нет нужды доказывать важность этой проблемы для геохимии бора вообще. Однако до настоящего времени в этом направлении, кроме общей уже в значительной мере устаревшей сводки [Ранкама, 1956], сколько-нибудь серьезных обобщений не производилось.

Рассмотрим относящиеся к этой проблеме данные.

Вследствие значительной относительной разности масс изотопов бора, составляющей 1,0995, уже давно допускалась возможность сравнительно легкого их разделения в природных процессах [Aston, 1933; Ранкама, 1956]. Эта возможность связывалась в особенности с геохимической природой бора, склонного, как известно, к образованию летучих соединений. Действительно, при использовании такого легколетучего соединения, как трехфтористый бор, с явлениями фракционирования изотопов бора приходилось сталкиваться в лабораторной практике как при приготовлении проб, так и в процессе масс-спектрографического анализа, которые приводили обычно к завышенным значениям изотопного отношения B^{11}/B^{10} [Шютце, 1955; Inghram, 1946; Thode и др., 1948; Parwel и др., 1956]. В последующем явления фракционирования изотопов бора были подтверждены соответствующими экспериментальными исследованиями [Шютце, 1955; Севрюгова и др., 1958; Семенов, Зонов, 1959; Matsuuro, Okuno, 1958], причем было установлено, что галогениды изотопа B^{11} по сравнению с галогенидами B^{10} являются более летучими и на различии их равновесных свойств разрабатывались методы ректификации изотопов бора [Севрюгова и др., 1958; Matsuuro, Okuno, 1958]. Все это давало веские основания предполагать, что аналогичное фракционирование изотопов бора могло происходить и при соответствующих природных процессах [Гайсинский, 1961; Шергина и др., 1963].

Заслуживает упоминания, однако, что ранние исследования в этом направлении привели к весьма противоречивым результатам. По данным одних исследователей [Thode и др., 1948; Шютце, 1955], устанавливались заметные отклонения в изотопном составе бора из различных по происхождению образований земной коры, по данным других [Osberghaus, 1950; Parwel и др., 1956; Lehmann, Shapiro,

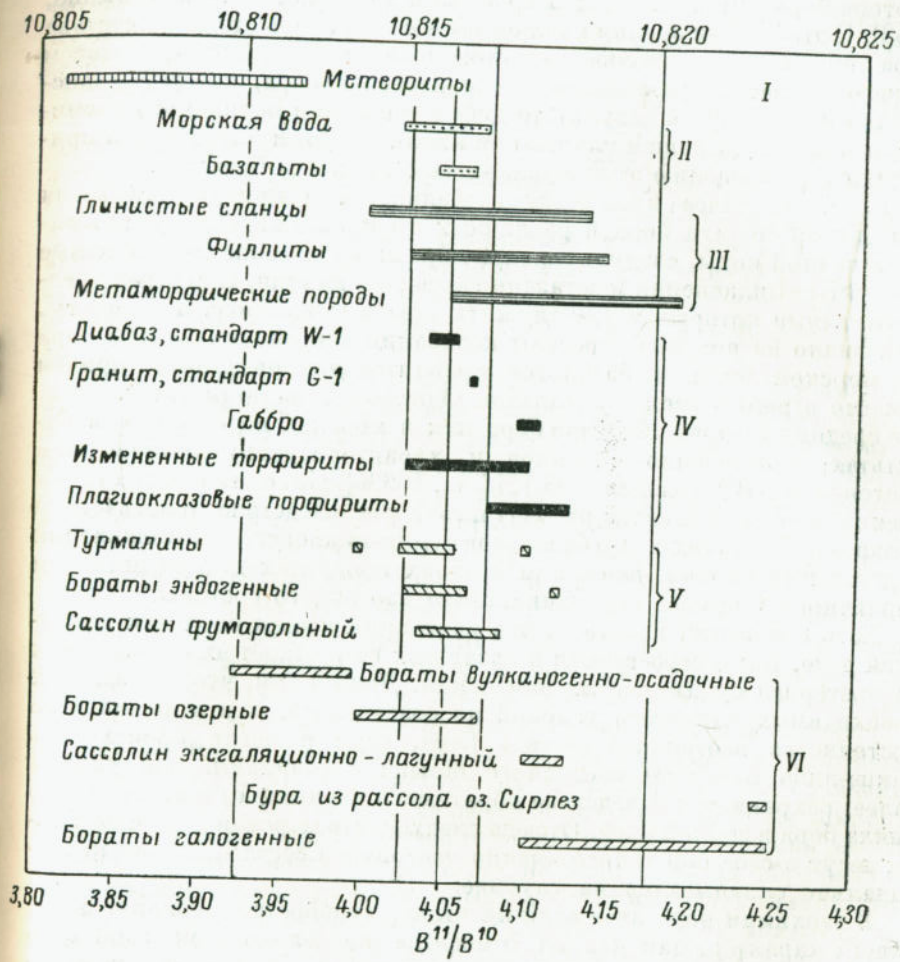
1959; Alt, 1962], — существенных изменений в изотопном составе бора из разных объектов не обнаруживалось. Мы не будем останавливаться здесь на анализе всех причин, приводивших к указанным результатам, отметим лишь, что главными следует признать ошибки методического порядка, которые зачастую значительно превосходили пределы действительных изменений изотопного состава бора [Шютце, 1955; Mc Mullen и др., 1961]. Это заставляет с известным недоверием относиться к ранним данным исследований и в особенности к результатам, полученным с применением летучих соединений BF_3, хотя относительные различия между разными по происхождению образованиями еще могут приниматься во внимание.

Трудности и неточности изотопного анализа бора в последнее время были преодолены разработкой и внедрением новых методов микрохимического анализа и масс-спектрометрии, основанной на использовании термоионной эмиссии [Шергина, 1963; Finley и др., 1962; Shima, 1963б]. Эти методы позволяют использовать для изотопного анализа весьма незначительные количества бора и непосредственно получать искомые значения изотопного отклонения B^{11}/B^{10} из сравнения инстенсивностей двух пиков [Palmer, 1958]. В результате применения указанных методов были получены новые довольно точные и, по-видимому, достаточно представительные данные по изотопному составу бора из различных типов горных пород и минералов, а также из метеоритов. Конечно, имеющихся данных еще не достаточно много, чтобы произвести полноценные статистические сопоставления, тем не менее обобщение и анализ их позволяет уже выявить основные особенности и закономерности поведения изотопов бора в геологических процессах земной коры и раскрыть еще одну весьма интересную сторону в геохимии этого элемента.

На приведенном рисунке в графической форме представлены данные по изотопному составу бора из различных по происхождению природных образований, сгруппированных по общим генетическим признакам. Приведенные данные показывают весьма неоднородную картину изотопного состава бора и довольно широкий диапазон его изменений, различный в каждой группе образований, что уже представляет немаловажный интерес. Наша задача — найти закономерные связи этих изменений и дать им возможное объяснение исходя из условий среды и физико-химических свойств изотопных компонентов бора.

Из рассмотрения представленных на рисунке данных обращает на себя внимание прежде всего значительное по величине смещение изотопного состава бора при переходе от метеоритов к образованиям земной коры. Оно выражается в обогащении всех земных проб по сравнению с метеоритами более тяжелым изотопом бора B^{11}. О размерах указанного смещения можно судить из сравнения средних величин изотопного отношения B^{11}/B^{10}, которые для метеоритов и земной коры составляют 3,87 и 4,05 соответственно.

Принимая во внимание высказывание М. Н. Гайсинского [1961] о том, что «. . .метеориты подвергались сравнительно небольшим изотопным изменениям, так что их изотопный состав близок к составу



Изменения изотопного состава бора в природных образованиях разного происхождения.

I — первичное вещество; *II* — первичные продукты выплавления и дегазации вещества мантии; *III* — комплекс осадочно-метаморфических пород; *IV* — комплекс магматических пород; *V* — минералы эндогенные; *VI* — минералы экзогенные.

первичного вещества», а это подтверждается, кстати сказать, более высокой концентрацией в метеоритах изотопа B^{10}, следует признать, что отмеченное выше расхождение изотопного состава бора между метеоритами и образованиями земной коры не является случайным. Объяснение этому факту, как нам представляется,

можно видеть в направлении смещения изотопного состава бора, которое находится в прекрасном соответствии с экспериментальными данными о большей летучести соединений более тяжелого изотопа бора [Шютце, 1955; Севрюгова и др., 1958; Matsuuro, Okuno, 1958]. С этой точки зрения наблюдаемое смещение изотопного состава бора оказывается вполне закономерным и является следствием общего процесса фракционирования изотопов бора, которое происходило на глубине в результате дифференциации первичного космического вещества нашей планеты на атмо-, гидро- и литосферу и приводило к обогащению этих производных изотопом бора B^{11}.

Переходя далее к анализу особенностей и причин изменения изотопного состава бора в различных по происхождению образованиях земной коры, следует сначала обратить внимание на первичные продукты выплавления и дегазации вещества мантии, главными представителями которых могут служить океаническая вода и базальты. Как видно из рисунка, пределы колебаний изотопного состава бора из морской воды и базальтов сравнительно невелики, причем заметно ограниченней у базальтов. Однако весьма примечательно то, что средний изотопный состав бора как в морской воде, так и в базальтах, совершенно одинаков и характеризуется соотношением изотопов B^{11}/B^{10}, равным 4,05 [Shima, 1963б]. С геохимической точки зрения этот факт следует рассматривать как следствие генетической связи океанических вод и базальтов с единым процессом выплавления и дегазации мантии, дававшим в обоих продуктах дифференциации первичного вещества бор одинакового изотопного состава.

Есть основания полагать, что изотопный состав бора как в морской воде, так в особенности в базальтах со времени их образования не претерпел существенных изменений. Дело в том, что в базальтах необходимых для этого условий не создавалось, а в морской воде постоянство изотопного состава бора, если и могли происходить какие-либо процессы изотопного обмена с осадками, как увидим далее, сохраняется вследствие обратимого характера геохимического цикла бора в земной коре. Отсюда следует, что морская вода и базальты несут в себе бор такого именно изотопного состава, какой первоначально складывался на глубине.

В геохимии бора этот важный вывод приобретает, однако, более общий характер, так как он относится не только к морской воде и базальтам, но и ко всей земной коре в целом. Дело в том, что средний изотопный состав бора земной коры, как мы уже знаем [Шергина, Каминская, 1965; Alt, 1962; Shima, 1963а], точно такой же, как в морских воде и базальтах. В этом, собственно, нет ничего неожиданного, поскольку единым источником вещества земной коры, прошедшего многократную переработку, в конечном счете была мантия, но статистически указанное соответствие свидетельствует о некотором постоянстве изотопного состава бора, поступавшего на всем протяжении формирования гидросферы и литосферы вместе с продуктами выплавления и дегазации первичного вещества. Можно признать поэтому, что средний изотопный состав бора земной коры, так же

как морской воды и базальтов, отвечает в действительности составу, сложившемуся в соответствующей области мантии, и является, следовательно, важнейшей константой земли в геохимии бора. По всем рассмотренным выше данным этот состав может быть выражен изотопным отношением B^{11}/B^{10}, с учетом вероятных отклонений, равным $4{,}050 \pm 0{,}025$.

Таким образом, в процессе формирования гидросферы и литосферы с глубин поступал бор довольно постоянного и совершенного определенного изотопного состава. Отсюда следует, что наблюдаемые в тех или иных образованиях земной коры отклонения изотопного состава бора от обычного для нее среднего имеют вторичную природу и должны быть обусловлены локальными процессами фракционирования изотопов бора. Это правило мы и кладем в основу дальнейшего сравнительного анализа изменений изотопного состава бора в различных типах горных пород и минералов в качестве отправного пункта.

Следующую группу образований земной коры, которую мы считаем нужным рассмотреть после первичных продуктов выплавления и дегазации вещества мантии, составляет комплекс осадочно-метаморфических пород. В эту группу вошли глинистые сланцы [Шергина и др., 1963; Shima, 1963б] и различные по степени метаморфизма их производные — филлиты, серицитово-хлоритовые сланцы и биотитово-мусковитовые гнейсы, а также кварциты и некоторые другие метаморфические породы [Шергина и др., 1963]. Все эти породы представляют собой разнообразные продукты переработки вещества земной коры, которые при палингенезе переходят в следующий комплекс магматических пород, и поэтому анализ особенностей поведения изотопов бора в зависимости от условий образования и преобразования таких пород представляет большой интерес.

Как видно из рисунка, изотопный состав бора в глинистых сланцах и особенно в продуктах их метаморфизма по сравнению с первичными продуктами изменяется в значительно более широких пределах, что, несомненно, является следствием наложения на них различных геологических процессов на всем пути их образования, литификации и метаморфизма, которые могли вызывать значительное перераспределение изотопов бора. Обращает на себя внимание при этом заметное смещение изотопного состава бора во всех рассматриваемых породах от среднего земной коры в сторону обогащения их более тяжелым изотопом B^{11}, все более значительным с возрастанием степени метаморфизма пород. Чтобы разобраться в сущности происходящих при этом процессов, следует остановиться на некоторых закономерностях поведения изотопов бора в данной группе пород.

Исследования изотопного состава бора в глинистых осадках Тихого океана показали, что коэффициент распределения B^{11}/B^{10} в них составляет $4{,}104 \pm 0{,}15$ [Shima, 1963а], т. е. бор в этих осадках заметно обогащается более тяжелым изотопом по сравнению с изотопным составом морской воды, в которой они отлагались. Весьма

примечательно, что аналогичные величины соотношения изотопов бора, а именно 4,100—4,108 [Shima, 1963б], были установлены также в палеозойских глинистых сланцах, не затронутых процессами метаморфизма. Исследования изотопного состава бора в палеозойских слабо метаморфизованных углисто-глинистых сланцах показали в среднем тот же порядок отклонения изотопного отношения B^{11}/B^{10} от среднего морской воды, но от 4,065 до 4,115 [Шергина и др., 1963], т. е. в несколько более широких пределах. То же самое можно сказать также относительно изотопного состава бора в кембрийских слабо метаморфизованных алевролитовых глинах (кембрийские синие глины), изотопные отношения B^{11}/B^{10} в которых изменяются в еще более широких пределах, а именно от 4,050 до 4,135 [Шергина и др., 1963]. Таким образом, если в слабо метаморфизованных глинистых породах и происходят какие-либо изменения под воздействием метаморфизующих процессов, они сводятся к некоторому внутреннему перераспределению изотопов бора, не затрагивая их баланса.

Все приведенные выше данные с достаточной определенностью говорят о том, что обогащение глинистых осадков более тяжелым изотопом бора по сравнению с изотопным составом бора морской воды, в которой они отлагались, являются общим свойством осадконакопления и обусловлено закономерно направленным процессом изотопного обмена между морской водой и осадками. Исходя из того, что при осадконакоплении бор из морской воды захватывается глинистыми минералами и главным образом иллитом [Хардер, 1965], указанный процесс можно объяснить предпочтительным вхождением в кристаллическую решетку иллита более тяжелого изотопа бора. Иными словами, при образовании иллита в процессе вхождения атомов бора в его кристаллическую решетку осуществляется частично фракционирование его изотопов. Коэффициент разделения изотопов бора при этом равен 1,013.

Как показали исследования [Шергина и др., 1963], в зонах дробления по тектоническим нарушениям, а также в контакте с порфиритами и туфами изотопное отношение бора в глинистых породах заметно снижается и находится обычно в пределах 4,00—4,05. Это явление нельзя объяснить выщелачиванием, так как бор из кристаллической решетки иллита не извлекается даже кислотой [Хардер, 1965]. Скорее всего под воздействием гидротермальных растворов происходит перекристаллизация глинистых минералов с перераспределением атомов бора, в результате которого могло произойти фракционирование их, и в таком случае понижение изотопных отношений B^{11}/B^{10} легко объясняется большей летучестью более тяжелого изотопа бора [Севрюгова и др., 1958; Шергина и др., 1963].

Таким образом, устанавливается, что при образовании глинистых минералов в их кристаллическую решетку в большей степени проникают более тяжелые изотопы бора, при перекристаллизации глинистых минералов эти же изотопы легче переходят в раствор. Таковы

главные факторы, обусловливающие наблюдаемые изменения изотопного состава бора в глинистых сланцах.

Переходя к анализу изменений изотопного состава бора в метаморфических породах, следует подчеркнуть прежде всего, что перекристаллизация глинистых сланцев в процессе их метаморфизма сопровождается, как правило, значительным уменьшением содержания бора [Хардер, 1965]. Однако заметного выноса бора при этом не происходит. Анализ имеющихся данных показывает, что обычно здесь происходит местное перераспределение бора, в результате которого какая-то часть его освобождается и выделяется в окружающих породах как в виде мономинеральных жил и прожилков турмалина или аксинита, так и в виде включений борных минералов (аксинита, датолита и др.) в составе жил альпийского типа. К сожалению, сравнительного анализа распределения изотопов бора между основной породой и такими минеральными выделениями пока произвести не представляется возможным из-за отсутствия определений изотопного состава бора в последних. Можно сослаться лишь на имеющиеся данные изотопного анализа бора в турмалинах разного происхождения [Shima, 1963а], которые показывают в основном довольно низкие значения соотношений изотопов B^{11}/B^{10}, обычно порядка 4,024—4,055, по сравнению с изотопным составом бора в метаморфических породах (см. рисунок).

Что касается изотопного состава бора в собственно метаморфических породах, можно отметить следующие его особенности. В филлитах, которые по степени метаморфизма занимают переходное положение между глинистыми сланцами и слюдяными кристаллическими сланцами, соотношения изотопов бора по одному исследованному разрезу [Шергина и др., 1963] изменяются в довольно широких пределах от 4,025 до 4,145. Однако среднее изотопное отношение B^{11}/B^{10} в них при этом остается близким к обычным в глинистых сланцах, не затронутых процессами метаморфизма, и составляет 4,080. Таким образом, на данной стадии метаморфизма наряду с общим уменьшением содержания бора происходит значительное перераспределение его изотопов, но без существенных изменений общего баланса последних.

В исследованных Ю. П. Шергиной и др. [1963] разрезах сильно метаморфизованных пород, представленных главным образом кварцево-серицитовыми и серицитово-хлоритовыми сланцами, кварцитами и биотитово-мусковитовыми гнейсами, изменения соотношений изотопов бора происходят в еще более широких пределах, чем в филлитах, а именно от 4,050 до 4,190. При этом в окварцованных кварцево-серицитовых сланцах обычно устанавливаются самые низкие значения изотопных отношений бора, опускающиеся до 4,050, что может быть связано с вероятными процессами вторичной перекристаллизации во время окварцевания этих пород. В кварц-серицитовых и кварц-хлорит-серицитовых сланцах, не подвергающихся окварцеванию, были установлены близкие к исходному глинистых пород соотношения изотопов бора — 4,075—4,105.

В большинстве кварцитов соотношения изотопов бора колеблются в пределах 4,090—4,180. Самые же высокие соотношения изотопов бора, обычно на уровне 4,180—4,190, были установлены в существенно слюдяных породах, в серицитово-хлоритовых сланцах и биотитово-мусковитовых гнейсах [Шергина и др., 1963]. В этих случаях уже явно отражается заметное обогащение пород более тяжелым изотопом бора, которое должно происходить в процессе их кристаллизации при метаморфизме осадочных пород.

Объяснение причин указанного обогащения изотопом B^{11} метаморфических пород следует искать в процессах фракционирования изотопов бора между различными фазами и минералами, образующимися на разных стадиях метаморфизма. По данным геохимических исследований, главными носителями бора в метаморфических породах являются минералы группы слюд, главным образом светлые слюды [Хардер, 1965], серицит, мусковит. Можно полагать, следовательно, что при метаморфизме осадочных пород во время образования этих слюд, как и в случае с иллитом в глинистых осадках, в их кристаллическую решетку предпочтительнее входит более тяжелый изотоп бора. Только таким путем, как нам представляется, можно объяснить значительное обогащение указанным изотопом бора метаморфических пород и в особенности различных слюдистых сланцев.

При анализе данных по изотопному составу бора в глинистых и метаморфических породах выясняется одна весьма интересная закономерность в последовательности изменений изотопных отношений B^{11}/B^{10}, в которой находят, вероятно, проявление различия в равновесных свойствах изотопов бора. В самом деле, обращает на себя внимание равномерность нарастания оптимальных изотопных отношений B^{11}/B^{10} от морской воды (4,050) к глинистым осадкам (4,104), филлитам (4,145) и слюдистым сланцам (4,190). Нам представляется вполне вероятным, что в этой строго выдержанной последовательности находит отражение проявление на каждом этапе образования и преобразования рассматриваемого комплекса пород определенного коэффициента разделения изотопов бора, обусловленного, как известно, некоторыми различиями их физических и химических свойств [Севрюгова и др., 1958; Matsuuro, Okuno, 1958]. Это чрезвычайно важное свойство, как увидим далее, ограничивает возможности и вносит определенный порядок в наблюдаемые изменения изотопного состава бора в природе. Для данного ряда пород этот коэффициент разделения близок к коэффициентам термодиффузии изотопов бора [Matsuuro, Okuno, 1958] и в среднем составляет 1,013.

Таким образом, происходящее в зависимости от степени метаморфизма осадочных пород смещение изотопного состава бора в сторону все более высокого обогащения изотопом B^{11} приобретает характер закономерности, которая отражает ступенчатый процесс фракционирования изотопов бора, отвечающий каждому этапу формирования рассматриваемого ряда пород — осадконакоплению, филлитизации, серицитизации. На другом полюсе, дополняющем этот процесс фракционирования изотопов бора между различными фазами, которые возникают при метаморфизме, должны быть, вероятно, метаморфогенные растворы, обедненные изотопом B^{11}, а также упоминавшиеся ранее жильные выделения борных минералов. В этой связи более определенный смысл приобретает свойственное турмалинам сложение изотопного состава бора, который отличается более низкой концентрацией изотопа B^{11} по сравнению с осадочно-метаморфическими породами вообще и слюдистыми сланцами в особенности. То же самое можно сказать в отношении датолита, изотопное отношение B^{11}/B^{10} в котором по одному анализу [Shima, 1963а] составляет $4{,}058 \pm 0{,}011$, а также и ряда других борных минералов, о которых речь пойдет ниже.

Следующая группа, группа магматических пород, представлена небольшим числом типов, в которых производились исследования изотопного состава бора. Это не дает возможности произвести сравнительный анализ их с такой полнотой, как для группы осадочно-метаморфических пород, тем не менее некоторые закономерности поведения изотопных компонентов бора в процессах магматизма могут быть отмечены.

Исходя из общепринятых представлений о происхождении магматических формаций, следует ожидать, что бор в магматических породах в какой-то мере должен унаследовать изотопный состав бора того комплекса образований земной коры, за счет выплавления которого возникла соответствующая им исходная магма. Имеющиеся ныне данные как нельзя лучше подтверждают это положение.

Как видно из рисунка, для магматических пород по сравнению с ранее рассмотренной группой в общем характерно значительное сокращение пределов колебания изотопного состава бора, причем в интрузивных полнокристаллических породах они заключены в весьма узкие рамки. Наблюдаемое явление можно рассматривать как следствие гомогенизации состава магмы вообще, неизбежно происходящей в магматическом очаге при расплавлении гетерогенного по составу комплекса пород земной коры. Иными словами, магматические процессы ведут к некоторому усреднению изотопного состава бора исходных пород и это позволяет использовать средние данные для сравнительного анализа. Что же касается индивидуальных различий, свойственных изотопному составу бора в различных типах магматических пород, то они должны быть обусловлены главным образом различиями исходного состава в области зарождения очага магмы данного типа породы.

В самом деле, два анализа изотопного состава бора в стандартной пробе диабаза w-1 показали соотношения изотопов B^{11}/B^{10}, равные $4{,}039 \pm 0{,}012$ и $4{,}054 \pm 0{,}015$ [Shima, 1963б]. Как видно из приведенных величин, изотопный состав бора в этой породе по существу такой же, как и в базальтах. Это соответствие изотопных составов бора в указанных породах находится в согласии с геологическими представлениями о том, что магма диабазового состава зарождается в базальтовом слое земной коры.

Совершенно иные генетические связи, как и следовало ожидать, выявляются из анализа изотопного состава бора в неизмененных плагиоклазовых порфиритах. По данным исследований [Шергина и др., 1963; Шергина, Каминская, 1965], изотопный состав бора в этих породах характеризуется соотношениями изотопов B^{11}/B^{10}, лежащими в пределах 4,075—4,125, а среднее составляет 4,105. Как видно из этих данных, наглядно представленных на рисунке, изотопный состав бора в рассматриваемых порфиритах по существу такой же, как и в глинистых сланцах [Shima, 1963б] или средний в метаморфических породах. Это полное соответствие изотопных составов бора не оставляет сомнений в том, что исходная магма плагиоклазовых порфиритов зародилась в сиалической оболочке и произошла от расплавления комплекса осадочно-метаморфических образований земной коры.

О той же генетической связи, по-видимому, свидетельствует и положение, которое занимает на рисунке изотопный состав бора в габбро. В самом деле, как показали исследования [Shima, 1963б], соотношения изотопов B^{11}/B^{10} в этих породах колеблется в пределах 4,092—4,104, т. е. по существу они содержат бор с таким же изотопным составом, как в глинистых сланцах или в производных от них плагиоклазовых порфиритах. Приведенные данные позволяют с достаточной уверенностью полагать, что рассматриваемые породы представляют собой продукты дифференциации магмы, выплавленной из комплекса осадочно-метаморфических образований земной коры, в составе которых, возможно, видную роль играли карбонатные породы, известняки и доломиты.

Важные в составе сиалической оболочки земной коры кислые интрузивные породы представлены пока единственной стандартной пробой гранита G=1, в которой определялся изотопный состав бора. Два изотопных анализа бора из этой пробы гранита показали практически одинаковые величины соотношения изотопов B^{11}/B^{10}, а именно $4{,}063 \pm 0{,}017$ и $4{,}066 \pm 0{,}013$ [Shima, 1963б]. Отсюда видно, что по сравнению с плагиоклазовыми порфиритами и глинистыми сланцами эта полнокристаллическая порода содержит бор, изотопный состав которого заметно обеднен изотопом B^{11}, хотя исходная магма для обоих типов пород происходит из общего комплекса осадочно-метаморфических образований земной коры. Нам представляется вполне вероятным, что отмеченные различия в изотопном составе бора обусловлены степенью раскристаллизации породы. Дело в том, что в плагиоклазовых порфиритах изотопный состав бора оказывается близким к усредненному составу исходных осадочно-метаморфических пород вследствие того, что главным носителем бора в них является не вполне раскристаллизованная основная масса, которая заключает его подобно реликтам, не испытавшим фракционирования. В случае же гранита полная раскристаллизация породы при остывании магмы обусловливает перераспределение всех элементов, что могло вызвать известное фракционирование изотопов бора между кристаллическими фазами гранита,

с одной стороны, и газово-жидкими эксгаляциями или постмагматическими растворами, — с другой. Характерно при этом, что по сравнению с гранитом последние обогащаются более тяжелым изотопом бора, как и следовало ожидать, в соответствии с его большей летучестью [Севрюгова и др., 1958; Matsuuro, Okuno, 1958]. В этом можно видеть пока основной аргумент в подтверждение высказанных выше соображений, к более вескому обоснованию которых мы вернемся позже.

К аналогичному выводу приводит также сравнительный анализ наблюдаемых отклонений изотопного состава бора в так называемых измененных порфиритах. В самом деле, как показали исследования [Шергина и др., 1963; Шергина, Каминская, 1965], соотношения изотопов B^{11}/B^{10} в этих породах по сравнению с исходными плагиоклазовыми порфиритами заметно снижаются, что хорошо видно на рисунке. Указанное явление, как и в случае с глинистыми сланцами, конечно, нельзя объяснить просто выщелачиванием, как полагают авторы, поскольку этот процесс не затрагивает изотопного состава бора. Между тем приведенные данные говорят о том, что в процессе изменения плагиоклазовых порфиритов происходит фракционирование изотопов содержащегося в них бора. Любопытно при этом, что соотношение изотопов B^{11}/B^{10} в измененных порфиритах в среднем оказывается близким к изотопному составу бора в граните и составляет 4,060 при колебаниях в пределах 4,025—4,100 [Шергина и др., 1963; Шергина, Каминская, 1965]. Эта аналогия по некоторой определенности величин отклонения изотопного состава бора от исходного вновь напоминает о коэффициенте разделения изотопов, который в данном случае составляет 1,010, и нам представляется, что в основе наблюдаемого фракционирования изотопов лежит один и тот же механизм. Для рассматриваемых порфиритов наиболее вероятной причиной разделения изотопов бора в этой связи может быть признана перекристаллизация породы с перераспределением элементов, происходящая под воздействием гидротермальных растворов.

Таким образом, как показывает анализ имеющихся данных, вследствие различия условий формирования и степени раскристаллизованности эффузивные и интрузивные породы отличаются по изотопному составу содержащегося в них бора. Установлено также, что как в процессе кристаллизации гранита, так и при изменении (перекристаллизации) порфиритов происходит фракционирование изотопов бора между кристаллической и газово-жидкой фазами с обогащением последней более тяжелым изотопом. В связи с этим кажется вполне вероятным, что изотопный состав бора, поступающего в эксгаляции и постмагматические растворы, будет изменяться в зависимости от формы проявления и стадии развития магматических процессов.

Таковы характерные особенности и пути наблюдаемых изменений изотопного состава бора в различных по происхождению типах горных пород земной коры, если рассматривать их во взаимосвязи

и взаимообусловленности. Не менее важны и интересны сложные изменения изотопного состава бора в различных по происхождению группах борных материалов. Однако для того чтобы произвести сравнительный анализ и выяснить причины этих изменений, следует установить прежде всего основные источники поступления и исходный изотопный состав бора. Коснемся вкратце этих проблем.

Если исходить из представлений о генетической связи проявлений борной минерализации в природе с магматическими процессами, разделяемых в настоящее время большинством исследователей, следует признать, что источником бора этой минерализации являются осадочные породы. Этот вывод является логическим следствием изучения геохимического цикла бора. В самом деле, основным носителем бора в земной коре, как известно [Хардер, 1965], являются осадочные породы и в особенности глинистые сланцы, которые приобретают его из гидросферы. При метаморфизме осадочных пород происходит перераспределение бора, однако без значительной потери его в массе метаморфизованных пород. И только с развитием магматических процессов перераспределение бора совершается с большой потерей бора в массе перекристаллизованных пород. Анализ всех имеющихся ныне данных показывает, что в результате магматических процессов из переплавленной массы осадочно-метаморфических пород освобождается около 90% содержащегося в ней бора и вступает в сложные пути миграции в земной коре. При этом часть бора возвращается в гидросферу, завершая таким образом геохимический цикл миграции, другая же часть концентрируется в литосфере в различных формах борной минерализации. Как видно отсюда, в геохимическом цикле магматические процессы являются одним из важнейших факторов мобилизации и миграции бора в земной коре, ведущих к формированию в соответствующих условиях различных генетических типов борной минерализации.

Таким образом, основными источниками бора, с которыми связано образование борных минералов, являются магматические растворы, выделяющиеся на всех стадиях развития магматического процесса. Этой генетической связью, очевидно, и должен определяться исходный изотопный состав бора в растворах, который будет зависеть от стадии их выделения. Некоторое представление об исходном изотопном составе бора и его зависимости от стадии происхождения источника может дать анализ изотопного состава бора в сассолине, образующемся непосредственно из магматических эксгаляций или растворов, выделяющихся на разных стадиях магматического процесса.

Исследования показали, что сассолин из вулканических фумарол Японии [Shima, 1963a] и паро-гидросольфатермальных месторождений Италии [Osberghaus, 1950; Шютце, 1955] отличаются по изотопному составу входящего в них бора. Можно показать, что наблюдаемые здесь отклонения изотопного состава обусловлены не столько различиями условий образования сассолина, сколько разными стадиями магматического процесса, на которых выделяются растворы бора.

Так, в сассолине из вулканических эксгаляций Японии бор характеризуется составом с соотношениями изотопов B^{11}/B^{10}, лежащими в пределах 4,033—4,085 [Shima, 1963a], причем среднее составляет 4,052. Эти величины удивительно точно отвечают изотопному составу бора в измененных порфиритах, для которых, как было установлено [Шергина и др., 1963; Шергина, Каминская, 1965], соотношения изотопов B^{11}/B^{10} лежат в пределах 4,025—4,100 и среднее составляет 4,060. Генетической основой такого сходства изотопного состава является то, что в обоих случаях источником бора служат нераскристаллизованные эффузивы, и мы можем полагать, следовательно, что исходные магмы их происходят из одинакового субстата земной коры. В связи с изложенным следует ожидать, что исходный изотопный состав бора в вулканических эксгаляциях не должен существенно отличаться от того, который складывается при образовании магмы. И не будет, пожалуй, большой ошибки, если мы примем, что исходный изотопный состав бора в фумаролах Японии, так же как и для измененных порфиритов, близок к изотопному составу бора в плагиоклазовых порфиритах, т. е. с соотношением изотопов B^{11}/B^{10} порядка 4,105. Отсюда коэффициент разделения изотопов при кристаллизации сассолина составляет 1,013, или такой же, как и для ряда осадочно-метаморфических пород.

В итальянском сассолине, образующемся из водных растворов, через которые проходят поднимающиеся с глубины магматические эксгаляции, бор характеризуется составом с соотношениями изотопов B^{11}/B^{10}, лежащими в пределах 4,100—4,125 [Osberghaus, 1950; Шютце, 1955], причем среднее составляет 4,109. Как видно, эти величины значительно превышают значения, установленные для сассолина из Японии, но довольно близко отвечают изотопному составу бора в плагиоклазовых порфиритах (пределы B^{11}/B^{10} 4,075—4,125 и среднее 4,105). Не может не обратить на себя внимания определенная ограниченность шага наблюдаемых отклонений изотопного состава бора при переходе от измененных (4,060) к плагиоклазовым порфиритам (4,105) и сходство с ними изотопного состава бора в сассолине из Японии (4,052) и Италии (4,109), которые по источникам бора связаны генетически.

Удовлетворительное объяснение этому можно найти только с точки зрения проявления здесь определенного коэффициента разделения изотопов бора, ограничивающего возможности неконтролируемых отклонений. Таким образом, если мы примем и здесь для сассолина коэффициент 1,013, исходный изотопный состав бора в магматических эксгаляциях Италии выразится соотношением изотопов B^{11}/B^{10} порядка 4,160. Это значит, что с эксгаляциями в рассматриваемом районе поступает бор с более высокой концентрацией изотопов B^{11}, чем в исходной магме, т. е. изотопный состав его претерпел фракционирование с обогащением летучей фазы более тяжелым изотопом. В данном случае находит, вероятно, проявление описанный ранее процесс изменения изотопного состава бора, связанный с кристаллизацией гранита, что не противоречит, кстати

сказать, и существующим ныне представлениям генетической связи магматических эксгаляций Италии с кристаллизующейся на глубине интрузией кислой магмы.

Таким образом, сопоставляя теоретические соображения и некоторые фактические данные, мы не находим существенных отклонений от сделанных ранее выводов относительно путей формирования изотопного состава бора в магмах и причин изменения его в процессе кристаллизации магматических пород. Сейчас с достаточной уверенностью можно говорить, что исходный изотопный состав бора, поступающего из магматических очагов и магм на всех стадиях развития магматического процесса, характеризуется соотношениями изотопов B^{11}/B^{10}, которые изменяются по крайней мере в пределах 4,105—4,160. Пути дальнейшего изменения состава бора в растворах покажет анализ процессов фракционирования изотопов бора при кристаллизации борных минералов, к рассмотрению которых мы теперь переходим.

Как показывают приведенные на рисунке данные, разные генетические группы борных минералов отчетливо различаются по изотопному составу бора. Это обусловлено, очевидно, большими различиями в условиях их образования и определяется физико-химическими равновесиями между изотопными компонентами бора, которые зависят, как известно, от свойств среды [Гайсинский, 1961] и изменяются с их изменениями. Особенно резкие различия в связи с этим отмечаются между эндогенными и экзогенными борными минералами.

Для бора в эндогенных борных минералах независимо от их химического состава в общем характерны довольно узкие пределы изменений изотопного состава с малозаметными отклонениями между различными группами, что обусловлено, очевидно, как сравнительно небольшими изменениями термодинамических условий их образования, так и определенностью изотопного состава бора, поступающего в растворах из магматического очага. Примечательно, однако, что изотопные отношения B^{11}/B^{10} в составе бора этих минералов в общем оказываются ниже, чем в составе бора магматических пород, не говоря уже об изотопном составе бора в тех постмагматических растворах, из которых они отлагались. Все это с несомненностью говорит о том, что при кристаллизации эндогенных борных минералов происходит фракционирование изотопов бора, при котором газово-жидкая фаза продолжает обогащаться более летучими тяжелыми изотопами.

Наблюдаемые в некоторых пробах турмалина, а также боратов значительные отклонения изотопного состава бора, несомненно, относятся к минералам разных генераций и отражают, по-видимому, те изменения изотопного состава бора, которые происходят со временем в исходных растворах в связи с изменением развития магматического процесса. Это подтверждается тем, что отклонения изотопного состава бора в турмалинах и боратах при переходе от одной генерации к другой совершаются дискретно с удивительно постоянным коэффициентом, равным 1,013. Между прочим, аналогичная величина получается и в том случае, если допустить, что при образовании главной группы турмалинов поступали растворы с изотопным составом бора, соответствующим среднему его составу в магме, т. е. с изотопным отношением B^{11}/B^{10} порядка 4,105.

Таким образом, в приведенных здесь данных снова проявляется определенная закономерность в явлениях изменения изотопного состава бора в земной коре, которая подчиняется, очевидно, более общему закону физико-химических равновесий между изотопными компонентами бора, обусловливающему разделение изотопов на границе раздела фаз в строго определенной пропорции. Для многих образований земной коры этот коэффициент разделения изотопов бора равен 1,013.

В отличие от эндогенных в экзогенных борных минералах изотопный состав бора, как это видно из рисунка, изменяется в очень широких границах. Характерно при этом, что минералы различных генетических групп имеют разный изотопный состав бора. Это может быть связано с тем, что рассматриваемые борные минералы образуются в обстановке резко меняющихся условий, на границе раздела трех фаз, чутко реагирующих на изменения внешних условий, и где возможные процессы фракционирования изотопов бора встречают меньше всего препятствий.

Важными причинами указанных различий могут быть генетическая связь боронакопления с растворами разного происхождения, несущими бор с различным изотопным составом, а также изменения изотопного состава бора, которые происходят в них с течением времени на разных стадиях отложения борных минералов в связи с наложением различных процессов фракционирования изотопов бора. Чтобы правильно объяснить наблюдаемые отклонения изотопного состава бора, следует, конечно, учитывать вероятную зависимость физико-химических равновесий между изотопными компонентами бора от состояния и свойств среды, которые заметно изменяются при переходе от одной генетической группы борных минералов к другой, но здесь мы вступаем в область еще совершенно неисследованных явлений. Мы не будем касаться взаимосвязи всех причин, которые часто не поддаются учету и должны решаться в каждом конкретном случае, отметим лишь общую взаимосвязь наблюдаемых отклонений изотопного состава бора в экзогенных борных минералах с условиями их образования.

Как показывают соответствующие данные, приведенные на рисунке, бораты вулканогенно-осадочного типа (колеманит, говлит, улексит), образующиеся из сравнительно высокотемпературных растворов, содержат бор, который отличается среди всех земных формаций самыми низкими значениями изотопных отношений B^{11}/B^{10}. Генетически эти бораты обычно связаны с активными проявлениями вулканизма и вулканических эксгаляций, поэтому исходный изотопный состав бора в последних не может существенно отличаться от изотопного состава бора в родоначальной магме.

Косвенным показателем относительного постоянства этого состава в магме в различных местах может служить тот факт, что изотопный состав бора в колеманите из Турции и Калифорнии совершенно одинаков и характеризуется изотопным отношением B^{11}/B^{10}, равным 3,995 [Finley и др., 1962]. Очень близкий к этому изотопный состав бора устанавливается также в улексите из Аргентины и тинкале с Тибета, изотопные отношения B^{11}/B^{10} в которых равны 4,002 ± ± 0,009 и 4,010 ± 0,010 [Shima, 1963а] соответственно. Следовательно, если принять в качестве исходного изотопного состава бора в эксгаляциях и растворах, из которых образовались эти бораты, средний изотопный состав бора родоначальной магмы с B^{11}/B^{10}, равным 4,105, то коэффициент разделения изотопов при их кристаллизации ложится в пределах 1,023—1,028. Это не выходит из границ возможного разделения изотопов бора при термодиффузии [Matsuuro, Okuno, 1958].

Следующая группа озерных борных минералов, представленная главным образом бурой, а также улекситом, образуется в сравнительно низкотемпературных условиях и осаждается из растворов, генетически обычно связанных с предыдущими, но на более поздней стадии. При этом не исключается возможность в отдельных случаях генетической связи этих боратов с растворами, возникающими на более поздних стадиях магматического процесса. В любом случае здесь участвуют растворы уже с более высоким соотношением изотопов B^{11}/B^{10} и в соответствии с этим изотопный состав бора в рассматриваемой группе минералов по сравнению с боратами вулканогенно-осадочного типа заметно сдвигается в область более высоких концентраций в них изотопа B^{11}. О том, что изотопный состав бора в озерных растворах со временем изменяется, все более обогащаясь тяжелым изотопом, можно судить по изменениям изотопного состава бора в буре из оз. Сирлез, выделившейся на разных стадиях отложения. Так, в буре с глубины 35 *м* бор характеризуется изотопным отношением B^{11}/B^{10}, равным 4,068, а с глубины около 9 *м* — равным 4,072 [Finley и др., 1962]. Более высокие значения изотопного отношения B^{11}/B^{10}, порядка 4,240—4,248 [Shima, 1963б], показал бор в составе буры, выделенной из современных рассолов оз. Сирлез.

Таким образом, все приведенные выше данные как будто однозначно свидетельствуют о том, что в процессе кристаллизации боратов из растворов происходит значительное фракционирование изотопов бора между твердой и жидкой фазами с накоплением в растворе более тяжелого изотопа B^{11} и поэтому на более поздних стадиях из одних и тех же растворов кристаллизуются борные минералы со все возрастающей относительной концентрацией этого изотопа.

В отличие от боратов вулканогенно-осадочного типа бораты галогенные, по своему происхождению связанные с процессами соленакопления из морских вод, среди земных формаций отличаются самыми высокими значениями изотопного отношения B^{11}/B^{10} в составе входящего в них бора. С точки зрения известных уже нам

физико-химических закономерностей поведения изотопных компонентов бора в связи с кристаллизацией боратов такое значительное отклонение изотопного состава бора в рассматриваемых боратах не представляется возможным объяснить исходя из обычного изотопного состава бора морской воды. Мы не можем ожидать заметного изменения исходного изотопного состава бора последней вследствие незначительной испаряемости борной кислоты при ее сравнительно небольшой концентрации в морской воде, а при большой летучести изотопа B^{11} [Севрюгова и др., 1958] изотопный эффект мог быть только обратный. Поэтому единственно возможным объяснением наблюдаемого отклонения изотопного состава бора в галогенных боратах от морского может быть признание того, что источником бора в морских солеродных бассейнах, где отлагались эти бораты, были растворы магматического происхождения, обогащенные уже, как мы могли убедиться из предыдущего изложения, более тяжелым изотопом бора. Некоторое подтверждение этому можно видеть в аналогичном изотопном составе бора в буре из рассолов оз. Сирлез [Shima, 1936б] и в боратах из галогенных формаций [Шютце, 1955], в основе которого должны лежать, очевидно, соответственные в обоих случаях физико-химические равновесия между изотопными компонентами бора в исходной системе. Общие геологические условия соленакопления, связанного, как известно, с мобильными зонами преимущественного погружения земной коры в краевых частях геосинклинальных областей в поздние этапы их развития, также не исключают возможности поступления соответствующих по составу постмагматических растворов непосредственно в солеродные бассейны по зонам региональных разломов.

Таким образом, анализ имеющихся ныне данных показывает, что в сложных процессах развития нашей планеты закономерно направленные изменения изотопного состава бора совершаются как на стадии дифференциации первичного вещества, так и на всех этапах дифференциации и перекристаллизации вещества земной коры. Этот строго закономерный на каждом этапе процесс дает в руки исследователей еще один ключ к изучению и объяснению многих геологических и геохимических явлений, а также к решению некоторых сложных проблем геохимии бора. Дальнейшие исследования в этом направлении безусловно принесут много новых и важных данных. Особенно интересные и важные результаты должны быть получены при исследовании изотопного состава бора в природных водах и растворах различного происхождения, которые еще совершенно не изучены. Здесь можно ожидать установления дисимметрии вод суши и океана по изотопному составу бора, что чрезвычайно важно для решения спорных проблем происхождения вод континентов. Целеустремленные исследования изотопного состава бора в различных образованиях земной коры, в различных минералах и в особенности в слюдах, несомненно, будут способствовать решению многих важных задач геологии и геохимии.

ЛИТЕРАТУРА

Бродский А. И. Химия изотопов, изд. 2-е. М., Изд-во АН СССР, 1957.

Гайсинский М. Н. Ядерная химия и ее приложения. ИЛ, 1961.

Колчин А. М., Малахов В. Ф., Панченков Г. М. Изотопный масс-спектрографический анализ бора методом термической эмиссии. ЖФХ, т. 34, № 9, 1960.

Ранкама К. Изотопы в геологии. ИЛ, 1956.

Севрюгова Н. Н., Уваров О. В., Жаворонков Н. М. Разделение стабильных изотопов бора. Тр. конфер. по химии бора и его соединений. Госхимиздат, 1958.

Семенов Г. А., Зонов Ю. А. К вопросу о масс-спектрографическом анализе изотопного состава бора. Ж. анал. хим., т. 14, вып. 1, 1959.

Хардер Г. Геохимия бора. Недра, 1965.

Хлопин В. Г. К вопросу о содержании гелия в бериллиевых, борных и литиевых минералах. ДАН СССР, т. 66, № 5, 1949.

Шергина Ю. П., Каминская А. Б. О возможности использования природных вариаций изотопов бора при геохимических поисках. Геохимия, № 1, 1965.

Шергина Ю. П., Каминская А. Б., Боровик Е. Я. Изотопный анализ бора в горных породах. ОНТИ, ВИТР, 1963.

Шютце В. Исследование изотопного состава бора. Ж. эксперим. и теор. физ., т. 29, вып. 4(10), 1955.

Alt D. Isotope geochemistry of boron. Diss. Abs., vol. 22, 10, 1962.

Aston F. W. The mass-spectra of chemical elements. Phil. Mag. ser. 6, vol. 40, 1920.

Aston F. W. Mass-spectra and sotopes. Lond., 1933.

Finley H. O., Eberle A. R., Rodden C. J. Isotopic boron composition of certain boron minerals. Geochim. cosmochin acta, vol. 26, № 9, 1962.

Fowler W. A., Nuclear clues to the early history of the solar system. Sci., vol. 135, № 3508, 1962.

Inghram M. G. The isotopic constitution of tungsten, silicon, and boron. Phys. rev., vol. 70, № 9—10, 1946.

Lehmann W. J., Shapiro I. Isotopic composition of boron and its atomic weight. Nature, vol. 183, № 4671, 1959.

Matsuuro T., Okuno H. Isotope effect of boron in the trermal decomposition of the boron trifluoride calcium fluoride compound. Bull. chem. soc. Japan, vol.31, № 8, 1958.

McMullen C. C., Gragg C. B., Thode H. G. Absolute ratio of B^{11}/B^{10} in Searles Lake borax. Geochim. cosmochim. acta, vol. 23, № 1/2, 1961.

Osberghaus O. Die Isotopenhäufigkeit des Bors. Massenspectrometrische Untersuchung der Elektronenstossprodukte von BF_3 und BCl_3. Zeitschr. Physik, vol. 128, № 366, 1950.

Palmer G. H. The thermal-emission ion source in solid source mass-spectrometry. J. nuclear. energy, vol. 7, № 1/2, 1958

Parwel A. V., Ubisch H., Wickman F. E. On the variations in the relative abundance of boron isotopes in nature. Geochim. cosmochim. acta, vol. 10, № 3, 1956.

Shima M. Boron in meteorites. J. geophis. res., vol. 67, № 11, 1962.

Shima M. Boron isotope ratio on some Japanese boron minerals. Rika Gaku Kenkyusho Hokoku, № 39 (5), 1963a.

Shima M. Geochemical study of boron isotopes. Geochim. cosmochim. acta, vol. 27, № 8, 1963б.

Thode H. G. и др. Natural variations in the isotopic content of boron and its chemical atomic weight. J. Amer. chem. soc., vol. 70, 1948.

В. Н. ДУБИНИНА

О БОРАЦИТЕ СЛОЖНОГО СОСТАВА (типа эрикаита-чемберсита) ИЗ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Борацит характеризуется составом $Mg_3[O \mid Cl(B_3^{[4]}B_4^{[3]}O_{12})]$.* При обычной температуре он ромбической сингонии, а выше 265° С становится кубическим. Встречается борацит в виде отдельных вкрапленных кристаллов, габитус для него типичен кубический, но наблюдается также додекаэдрический, тетраэдрический, псевдооктаэдрический и кубооктаэдрический. Известен тонкозернистый «стассфуртит» месторождений ГДР и ФРГ и волокнистый борацит. Спайность у него отсутствует, излом раковистый до неровного, твердость $7—7^1/_2$. Блеск имеет стеклянный, близкий к алмазному. Цвет от бесцветного до белого, также серый, бледно-голубой до черного [Дэна и др., 1953].

В галогенных месторождениях СССР кристаллы борацита встречаются очень редко. При микроскопическом изучении его зерна и кристаллы не всегда обнаруживают единую оптическую ориентировку, чаще же характеризуются микрозернистым строением, весьма напоминая агрегативно поляризующий халцедон. В отдельных случаях борацит является почти изотропным, и показатель преломления у таких разностей несколько ниже, чем приведен в литературе. Окраска его бесцветная, белая и зеленоватая. Обнаружен борацит в каменной соли, в каменной соли с полигалитом или в каменной соли, содержащей также другие калийные минералы и бораты.

Если в составе борацита часть магния замещена ионами двухвалентного железа, то его называют железистым борацитом, и для него характерны желтая, голубовато-зеленая, зеленая до темно-зеленой окраски. Разновидность борацита с большим содержанием железа, замещающего магний, имеющая небольшое количество марганца, получила название эрикаита [Werner, 1930; Strunz, 1949]. Для эрикаита указаны отношения $Mn : Mg : Fe = 1 : 18 : 78$ [Kühn, Schaacke, 1955] и незначительные количества брома с отношением $Br : Cl = 1 : 216$.

Обнаружен эрикаит в средней ангидритовой зоне калийного рудника Ридель (в карналлите, каменной соли и ангидрите) на контакте с мелкозернистой каменной солью, а также и рудника

* Формула по Х. Штрунцу [1962].

ТАБЛИЦА 1

Морфология и оптические свойства борацита, эрикаита, минерала из Верхнекамского месторождения и чемберсита

Свойства	Борацит [Дана и др., 1953] $Mg_3B_7O_{13}Cl$	Эрикаит [Honea, Beck, 1962] $(Fe, Mg, Mn)_3B_7O_{13}Cl$	Минерал из Верхнекамского м-ния $(Fe, Mn, Mg)_3B_7O_{13}Cl$ (предположит.)	Чемберсит [Honea, Beck, 1962] $Mn_3B_7O_{13}Cl$
Характерные формы	Кубы; додекаэдры, тетраэдры и т. д.	Тетраэдры	Тетраэдры, кубототраэдры	Тетраэдры
Цвет	Бесцветный, белый, светло-голубой	Малиново-красный до фиолетового	Светло-розовый, иногда до темно-розового	Почти бесцветный до темно-пурпурного
Опт. характеристика:				
$2V$	Двуосный, положительн. $82^1/_2°$	?	Двуосный положительный	Двуосный, положительный $83 \pm 3°$
		?	Значительный	
Двупреломление:	0,010	?		0,012
Np	1,658	Примерно 1,75	$\leqslant 1{,}734$;	1,732 ± 0,001
Nm	1,662		—	1,737 ± 0,001
Ng	1,668		$\approx 1{,}745$	1,744 ± 0,001
			У отдельных кристаллов $Ng \approx 1{,}754$	
Твердость	$7-7^1/_2$	7	Больше 5	7
Излом	Раковистый до неровного	—	Раковистый	Полураковистый до неровного

Бисмаркс-Халль, Бишоффероде [Kühn, Schaacke, 1955]. Величина кристаллов эрикаита колебалась от долей миллиметра до 1—1,2 *см*; основная их масса имела величину в несколько миллиметров.

Аналогично борациту эрикаит кристаллизуется в ромбической сингонии, но изменяется в кубическую модификацию при более высокой температуре (свыше 312° С), чем борацит. Характерной формой кристаллов эрикаита является тетраэдр. Иногда ребра тетраэдра притуплены узкими гранями куба или гранями ромбододекаэдра, которые отмечались у вершин тетраэдра (Ридель). Встречены также кристаллы в форме куба (Бисмаркскхалль) со слабым развитием граней ромбододекаэдра и тетраэдра. Для эрикаита так же, как и для борацита, характерно развитие двойников, кроме того, часто наблюдается образование параллельных сростков кристаллов. Цвет кристаллов эрикаита разнообразный: от темно-серо- и черно-зеленого до фиолетово- и малиново-красного; кристаллы часто внутри замутненные или имеют зональное распределение окраски. Блеск сильный, почти алмазный.

Малиновая окраска при нагревании кристаллов до 115° С изменяется в голубовато-зеленую [Heide, 1955], а при охлаждении снова возвращается красная окраска. Малиново-красная разновидность природного манганборацита (эрикаита) обязана своей окраской присутствию в ее составе не марганца, а железа [Heide, 1961], так как марганцевая разновидность является бесцветной [Heide и др., 1961 *].

В конце прошлого и в шестидесятых годах нашего столетия были синтезированы как чистые хлор-борациты магния, железа, марганца, цинка, кобальта, никеля, кадмия, так и смешанные кристаллы этих компонентов. В прошлом же столетии были синтезированы бром- и йод-борациты, детального описания которых не приведено и, по-видимому, они не представляли чистых продуктов. В конце пятидесятых годов были сообщения о синтезах бромсодержащего борацита из высококонцентрированных растворов (Kühn, Schaacke, 1955) и магний-бром-борацита из расплава (D'Ans, Behrendt, 1957). Наиболее детально исследованы синтезированные разновидности Mg-Br-, Fe-Br-, Mn-Br-, Fe-J- и Mn-J-боратов [Бейрих, 1965]. Установлено, что хлор может частично замещаться гидроксильной группой.

В 1962 г. опубликованы результаты изучения существенно марганцовой разновидности природного борацита, названной чемберситом [Honea, Beck, 1962]. Он имеет значительные черты сходства с борацитом и эрикаитом, но обнаруживает и некоторое отличие по оптическим свойствам от того и другого (табл. 1), а также по химическому составу (табл. 2) и по рентгенометрическим данным (табл. 3). Другими словами, чемберсит является марганцевым аналогом борацита. Для него отмечено полное соответствие в свойствах

* Природные кристаллы марганецсодержащего борацита (чемберсит) характеризуются тем не менее фиолетовой окраской.

Результаты химического анализа борацита, эриканта, чемберсита и бората

Окислы и др.	Борацит			
	Теоретический состав [Дэна и др., 1953] *	Эйм [Дэна и др., 1953]	Калийный рудник Нидерзаксен, Ватлинген ** [Kühn, Shaacke, 1955]	Калийный рудник Ридель Хёнигсен **, [Kühn, Schaacke, 1955]
MgO	30,84	31,61	28,33 (Mg = 17,09)	3,03 (Mg = 2,82)
FeO	—	Следы	2,84 (Fe = 2,21)	35,98 (Fe = 27,97)
MnO	—	—	—	0,45 (Mn = 0,35)
CaO	—	—	—	—
B_2O_3	62,15	61,26	59,22	52,72
Cl	9,05	9,20	8,71 (Cl + Br)	7,96 (Cl + Br)
Br	—	—	0,005	0,083
Нераств. ост.	—	—	—	—
Сумма	102,04	102,07	—	101,14
O=Cl	—2,04	—2,07	—	—
Сумма	100,00	100,00	—	—
Аналитик		Варда	—	—
Формула	$Mg_3[O \mid Cl \mid (B_3^{[4]}B_4^{[3]}O_{12})]$			$(Fe_{2.41}Mg_{0.56}Mn_{0.03})_3$
Удельный вес	2,93 ± 0,02	2,91—2,97 2,945	2,89—2,97	3,17—3,27
Цвет	Бесцветные кристаллы		Кристаллы темно-серо до черно-зеленых	Красно-фиолетовый
Форма	Кубы		Кубы, тетраэдры (почти всегда мелкие)	Тетраэдры

* Теоретический состав борацита и борацита из Эйм [Дэна и др., 1953] для единооита = 3,576 заимствованы у Хейде [Heide и др., 1961].

** Анализы борацита и эриканта у Кюна и Шааке даны для катионов в элементарной

*** Коэффициенты для Fe, Mg и Mn в формуле эриканта рассчитаны нами из отноше неполного химического анализа для эриканта из Бишоффероде приведены по Хейде [Heide,

с бесцветным синтезированным соединением — марганцевым хлороборатом ($Mn_3B_7O_{13}Cl$).

До настоящего времени известна по литературным данным [Honea, Beck, 1962] единственная находка чемберсита (источник № 1 на северо-западном фланге соляного купола Барбер Хилл, Чемберс Каунти, Техас). Он обнаружен в остатках рассола источника в ассоциации с галитом, ангидритом и гипсом. Величина кристалликов чемберсита колеблется от менее чем 1 *мм* до 1,2 *см* по ребру. Главной формой кристаллов является положительный тетраэдр, который обычно видоизменен формами (001), (110) и (111). Среди них был констатирован единственный двойник, представленный взаимнопрорастающими тетраэдрами (рис. 1). Цвет чемберсита от почти

ТАБЛИЦА 2

(типа эриканта-чемберсита) из Верхнекамского месторождения (спектральный анализ)

Эриканит		Чемберсит		Борат типа эрикаит-чемберсита (результаты спектрального анализа)	
Калийный рудник Бисмарк-Халль, Бишоффероде [Kühn, Schaacke, 1955]	Калийный рудник Томас Мюнцер, Бишоффероде [Heide, 1955]	Теоретический состав	Barber's Hill, Chambers County, Texas [Honea, Beck, 1962]	Элемент	Верхнекамское, скв. 75, гл. 230,80—231,10
6,71	—	—	0,05	Mg	0,1—1,0
35,22	35,26	—	1,28	Fe	3—10
2,32	1,79	43,97	41,87	Mn	1—3
—	—	—	Следы	Ca	0,1—0,3
Не опр.	50,56	50,36	49,50	B	Много
8,10	—	7,32	6,34	Cl	Не опр.
Не опр.	—	—	—	Si	Следы (0,00n%)
0,36	—	—	1,39	Cu	0,001—0,003
—	—	101,65	100,43	—	—
—	—	—1,65	—1,39	—	—
—	—	100,00	99,04	—	—
—	—	М. Чайба (Япония)		Е. Я. Смирнова	
$[O \mid Cl \mid (B_3^{[4]}B_4^{[3]}O_{12})]$ ***		$(Mn_{2.90}Fe_{0.09}Mg_{0.01})_3$ $[O \mid Cl \mid (B_3^{[4]}B_4^{[3]}O_{12})]$		$(Fe, Mn, Mg)_3$ $[O \mid Cl \mid (B_3^{[4]}B_4^{[3]}O_{12})]$	
3,25	3,576	3,48; 3,484 (иск.)	3,49 ± 0,02	3,23—3,50	
Буро-фиолетовый	Малиново-красный	Почти бесцветный до темно-пурпурного		Светло-розовый	
Куб с подчинен. гранями (111) и (110)	Тетраэдры	Тетраэдры		Тетраэдры, притупленные гранями куба или другого тетраэдра	

разия с составом чемберсита нами пересчитаны; уд. в. для борацита (Эйм) = 2.945 и эрика-

форме (заключены в круглых скобках) в связи с чем пришлось пересчитать их на окислы. ния Mn : Mg : Fe = 1 : 18 : 78 (месторождение Ридель; Kühn, Schaacke, 1955). Результаты 1955] в пересчете на чистый борацит.

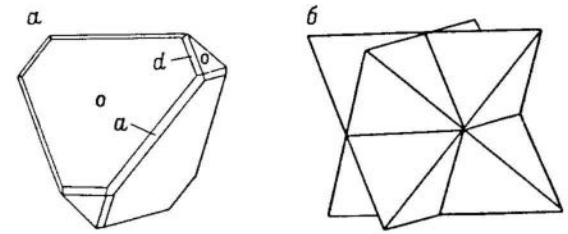


Рис. 1. Форма кристалла *а* и двойниковый сросток *б* чемберсита из месторождения Barber's Hill, Chambers County, Texas [Hohea, Beck, 1962].

Результаты

Условия съемки: Fe — излучение, $D=$

Борат, обр. 544/1			α-Борацит [Михеев, 1957]			β-
I	$\frac{d\alpha}{n}$	$\frac{d\beta}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	hkl	I
2р	5,9	—	5	6,06	200	6
—	—	—	—	—	—	—
1р	4,68	—	—	—	—	—
4	4,22	—	3	4,33	220	1
—	—	—	—	—	—	—
2	(3,83)	3,47	—	—	—	3
1	(3,67)	3,33	—	—	—	—
7	3,50	—	7	3,51	222	8
6	(3,32)	3,01	5	(3,368)	400β	4
10	3,032		10	3,041	400	10
—	—	—	—	—	—	—
2	2,868	—	—	—	—	—
8	2,723	—	8	2,727	420	9
×××		—	—	—	—	—
5	2,488	—	5	2,496	422	7
3	(2,382)	—	3	(2,384)	440β	3
4	(2,270)	—	3	(2,283)	531β	5
1р	2,234	—	—	—	—	—
8	2,155	—	7	2,156	440	8
9	2,054	—	10	2,071	531	10
—	—	—	—	—	—	—
5	(2,022)	—	—	—	—	—
1	1,978	—	—	—	—	—
4ш	1,930	—	5	1,928	620	3
—	—	—	—	—	—	—
1р	(1,862)	—	—	—	—	—
9	1,834	—	7	1,849	622	8
—	—	—	—	—	—	—
1	(1,797)	1,633	—	—	—	—
8	1,740	—	8	1,767	444	8
—	—	—	—	—	—	—
7	1,688	—	5	1,694	640	5
—	—	—	—	—	—	—
6	1,627	—	5	1,635	642	5
1	1,607	—	—	—	—	—
5	1,584	—	7	1,583	731; 553	5
1	1,561	—	—	—	—	—
2р	1,546	—	—	—	—	3
3	1,521	—	3	1,522	800	3
7	1,477	—	5	1,480	644; 820	8
—	—	—	—	—	—	—
1	1,454	—	—	—	—	—
5	1,434	—	5	1,441	660; 822	3
2	1,404	—	—	—	—	3
4р	1,394	—	—	—	—	—
2р	1,373	—	—	—	—	—

ТАБЛИЦА 3

рентгенометрического изучения бората из Верхнекамского месторождения
57,3 мм; $d=0{,}5$ мм; без фильтра. Поправки по особому снимку смеси с NaCl

Борацит [Mehmel, 1934]		Чемберсит [Honea, Beck, 1962]			Ангидрит [Михеев, 1957]	
$\frac{d\alpha}{n}$	hkl	I	$\frac{d\alpha}{n}$	hkl	I	$\frac{d\alpha}{n}$
6,05	200	1	6,12	002	—	—
—	—	—	5,49	111	—	—
—	—	—	—	—	—	—
4,27	220	2	4,32	200; 020	—	—
—	—	1/2	4,09	201	—	—
(3,875)	—	1/2	3,89	120; 210	1	3,89
—	—	—	—	—	—	—
3,496	222	5	3,54	202; 022	10	3,49
		1	3,41	113		
(3,348)	400β	—	—	—	—	—
3,005	400	10	3,07	004; 220		
—	—	1/2	2,97	221; 203		
—	—	—	—	—	8	2,85
2,700	420	6	2,74	114; 130; 310; 222	—	—
—	—	1	2,68	131; 311	—	—
2,460	422	3	2,50	204; 024; 132	2	2,46
(2,367)	440β	1/2	2,39	124; 214; 230	6	2,32
(2,259)	531β	1	2,28	115; 133; 313	—	—
—	—	—	—	—	6	2,20
2,135	440	5	2,17	224; 400; 040		
2,043	531	6	2,08	125; 141; 233	3	2,08
—	—	1	2,05	006	—	—
—	—	1	2,02	016	—	—
—	—	—	—	—	3	1,99
1,923	620	1	1,941	116	2	1,93
—	—	1/2	1,918	225	—	—
—	—	—	—	—	7	1,86
1,823	622	5	1,851	206; 026	—	—
—	—	1	1,830	135; 315	—	—
—	—	—	—	—	—	—
1,746	444	3	1,772	404; 044	6	1,74
—	—	1/2	1,754	243; 423	—	—
1,684	640	2	1,698	226	—	—
—	—	1/2	1,686	117; 151; 511	—	—
1,617	642	1	1,641	136; 316	8	1,64
—	—	—	—	—	—	—
1,578	731; 553	1	1,598	145; 415	2	1,59
		1	1,572	153	3	1,56
1,549	643; 650	—	—	—	—	—
1,502	800	1	1,533	008	4	1,52
1,466	644; 820	2	1,488	118; 406	4	1,487
—	—	1/2	1,478	137; 317	—	—
—	—	—	—	—	—	—
1,423	660; 822	1	1,446	600; 060	4	1,420
1,398	751; 555	1/2	1,417	161; 611		
—	—	1/2	1,408	246; 426	4	1,395
—	—	1/2	1,391	155; 515	—	—

Борат, обр. 544/1			α-Борацит [Михеев, 1957]			β-
I	$\frac{d\alpha}{n}$	$\frac{d\beta}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	hkl	I
7	1,361	—	7	1,364	840	8
2	1,328	—	—	—	—	3
1	1,316	—	—	—	—	—
4	1,296	—	4	1,301	664	3
3	1,274	—	—	—	—	5
8	1,242	—	8	1,247	844	8
3	1,218	—	2	1,220	10.0.0	3
6	1,194	—	4	1,197	10.2.0; 862	5
4	1,172	—	2	1,177	10.2.2; 666	3
1	(1,154)	—	—	—	—	—
6	1,131	—	2	1,133	10.4.0; 864	3
1	1,122	—	—	—	—	—
4	1,112	—	2	1,117	10.4.2	3
2	1,089	—	—	—	—	3
3	1,078	—	5	1,080	880	3
6	1,062	—	4	1,063	10.4.4; 882	8
4	1,045	—	2	1,047	10.6.0; 866	3
1р	1,033	—	—	—	—	—
5ш. р.	1,029	—	2	1,033	10.6.2	3
7ш. р.	1,016	—	5	1,027	12.0.0	8
					884	

бесцветного до темно-фиолетового. При микроскопическом изучении установлено, что его кристаллы представляют собой кубические параморфозы, сложенные агрегатом низкотемпературной ромбической модификации. Температура инверсии ромбической модификации чемберсита в кубическую соответствует температуре инверсии синтезированного соединения и составляет 407° С [Honea, Beck, 1962].

Первая находка борацита типа эрикаита-чемберсита в Советском Союзе (Верхнекамское месторождение) относится к 1950—1951 гг. Однако сообщения о нем в литературе чрезвычайно отрывочные и краткие [Дубинина, 1954, 1960]. В связи с этим более детальные результаты исследования этого минерала, несомненно, могут представить интерес, хотя проявления его на указанном месторождении имеют исключительно минералогическое значение.

Еще ранее при изучении разреза Верхнекамского месторождения в 1949—1950 гг. в нерастворимом в воде остатке солей были встречены автором единичные тетраэдрического габитуса кристаллы размером около 0,1 *мм*, характеризующиеся почти алмазным блеском. В иммерсионных препаратах они обнаруживали волокнистое строе-

Борацит [Mehmel, 1934]		Чемберсит [Honea, Beck, 1962]			Ангидрит [Михеев, 1957]	
$\frac{d\alpha}{n}$	hkl	I	$\frac{d\alpha}{n}$	hkl	I	$\frac{d\alpha}{n}$
1,352	840	2	1,372	260; 620	—	—
1,321	911	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	5	1,318
1,289	664	—	—	—	3	1,296
1,266	931	—	—	—	5	1,275
1,231	844	—	—	—	—	—
1,204	10.1.0; 861	—	—	—	3	1,215
1,185	10.2.0; 862	—	—	—	1	1,197
1,162	10.2.2; 666	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	5	1,163
1,118	10.4.0; 864	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
1,102	10.4.2	—	—	—	—	—
1,080	10.5.0	—	—	—	—	—
1,066	880	—	—	—	—	—
1,053	10.4.4; 882	—	—	—	—	—
1,036	10.6.0; 866	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
1,022	10.6.2	—	—	—	—	—
1,007	12.00; 884	—	—	—	—	1,003

ние (часто напоминая конверты, если кристаллики ложились на одно из ребер тетраэдра, рис. 2) и имели показатель преломления около 1,738 или несколько выше. Единичные кристаллы не позволили произвести детального исследования, и минерал чисто условно был отнесен к карбонатам [Дубинина, 1954], тем более, что карбонаты были развиты более прочих минералов-примесей в карналлите.

Позднее, в 1951 г., при изучении керна скв. 75 Верхнекамского месторождения, в одном из воднонерастворимых остатков соляных пород интервала 230,80—231,10 *м*, залегающих примерно на 50 *м* выше пласта В, был встречен в несколько большем количестве, чем прежде, аналогичный минерал, названный боратитом, типа эрикаита [Дубинина, 1960]. Однако отбор этого минерала для специальных исследований был чрезвычайно затруднен из-за малого количества и мелких размеров кристаллов и потребовал значительного времени.

Керн скв. 75 указанного интервала сильно раздроблен и представлял собою разрозненные куски. Верхняя часть его была сложена оранжево-желтым карналлитом с прослоями соляной глины и мелкозернистой каменной соли, мощностью не более 3—7 *мм*.

Остальная (нижняя) часть керна этого интервала состояла главным образом из каменной соли, содержащей оранжево-желтый и лимонно-желтый карналлит и редкие довольно крупные зерна карналлита интенсивно красного цвета. Здесь же наблюдалась и соляная глина.

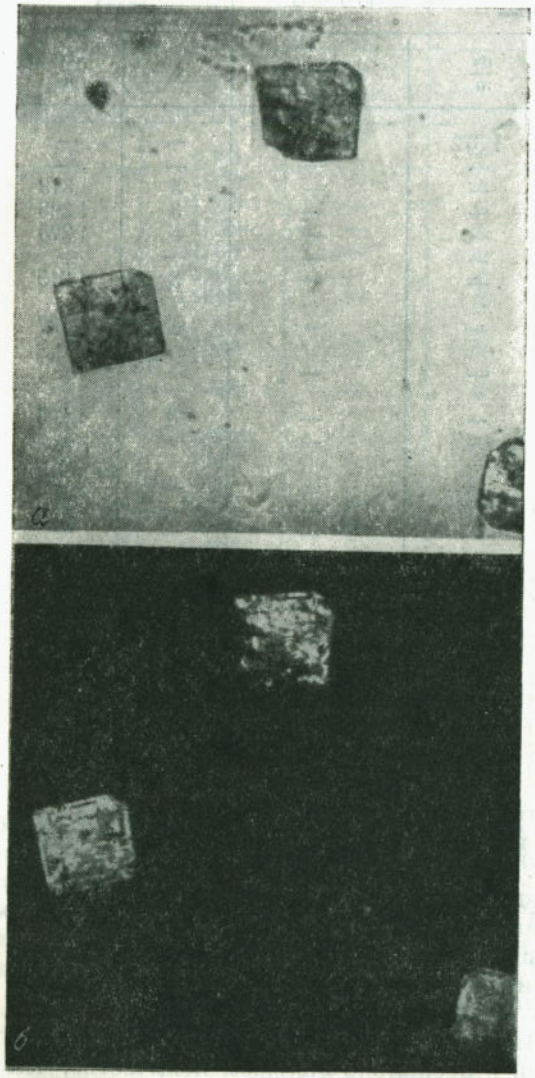


Рис. 2. Вид кристаллов («конвертов») эрикаита-чемберсита (Верхнекамское месторождение) в иммерсионном препарате. × 100 (*а* — без анализатора, *б* — ник. +).

В нерастворимом остатке, полученном при растворении примерно 15-сантиметрового интервала нижней части керна, и был обнаружен этот борацит. При механическом анализе фракция с величиной частиц 0,01—0,001 *мм* по количеству материала оказалась наиболее представительной, да и в других фракциях доминировали тонкозернистые образования. Дело в том, что в процессе длительного растворения соляных пород, отмучивания и высушивания нерастворимых остатков образуются сцементировавшиеся пленки из игл гетита и чешуек гематита, комочки из тонкодисперсного вещества и новообразования корочек гипса, возникающие в результате изменения ангидрита, которые и попадают в более крупнозернистые фракции при ситовом анализе. Таким образом, во всех фракциях, более крупных, чем 0,01—0,001 *мм* (таких как 0,1; 0,25; 0,5; 1,0 и более 1 *мм*), лишь изредка встречались зерна и кристаллы минералов, соответствующие по своим размерам указанным фракциям.

В числе терригенных минералов установлены хорошо окатанные обычно неправильной и реже округлой формы зерна кварца

и халцедона, чешуйки темной, а иногда светлой слюды, пластинки хлорита, восковидные глинистые комочки, зерна роговой обманки, кристаллики темно-зеленого турмалина, глауконит (?) и углистый детрит. Кроме того, во всех фракциях в большом количестве присутствовали хемогенные хорошо ограненные ромбоэдрические, пластинчатые и сложной формы кристаллики карбонатов (с $No = 1{,}690—1{,}702$), брусочки и изометрические кристаллы ангидрита и симметрично развитые, часто дипирамидального облика кристаллы кварца. Исследованный борат встречен в резко подчиненном количестве по сравнению со всеми перечисленными минералами и приурочен преимущественно к фракциям менее 0,1 и от 0,1 до 0,25 *мм*. Отобрать его на полный химический анализ не оказалось возможности.

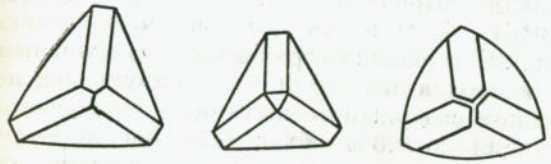


Рис. 3. Форма кристаллов эрикаита-чемберсита из Верхнекамского месторождения.

Борат развит в виде прекрасно образованных отдельных кристалликов или их сростков, нередко параллельно ориентированных; иногда в срастании с ним находятся ангидрит и карбонаты, а иногда в виде «присыпки» на его кристаллах располагаются мельчайшие округлые кристаллики ангидрита. Характерная форма его кристаллов — тетраэдр с едва заметно притупленными ребрами за счет развития граней куба (форма кристаллов псевдокубическая). Грани куба редко отчетливо развиты (рис. 3), в единичных случаях встречаются индивиды с примерно равнозначным развитием граней тетраэдра и куба. Лишь в одном случае было замечено ясное развитие граней второго тетраэдра, притупившего вершины основного тетраэдра. Величина кристаллов в редких случаях достигает 0,2—0,25 *мм*, а обычно составляет около 0,1 и даже 0,05 *мм*. Нередки хорошо образованные кристаллики размером около 0,01 *мм*, причем для них наиболее характерно одинаковое развитие граней тетраэдра и куба.

Минерал почти бесцветный, со слабым розовым оттенком, реже темно-розовый, и только в массе кристаллов наблюдается общая светло-розовая окраска; кристаллы совершенно прозрачные, иногда слегка замутненные, характеризуются сильным алмазным блеском. Минерал хрупкий; твердость из-за его малых размеров определить трудно, так как при надавливании на него предметным стеклом он разлетается в тонкий порошок. Однако на стекле остаются незначительные углубления, а в иммерсионном препарате нередко обнаруживаются осколки стекла, т. е. твердость несомненно больше 5. Уд. вес его 3,23—3,50 (определен по методу Н. И. Руденко и М. М. Василевского [1957], выполнен Т. И. Гурдовой из двух различных микронавесок).

Под микроскопом минерал совершенно бесцветный, двупреломление довольно высокое, минерал двуосный, положительный, $2v$ значительный; $Np \simeq 1{,}734$, $Ng \simeq 1{,}745$ (изредка у отдельных кристаллов — $1{,}737 < Ng < 1{,}754$).

Нередко обнаруживается волокнистый характер минерала, возможно, являющийся результатом двойникования (таким образом, он представляет волокнистые параморфозы, слагающие тетраэдры), вследствие чего не всегда возможно точно замерить показатели преломления. Совершенно очевидно, что они значительно выше, чем у обычного борацита (см. табл. 1).

Результаты спектрального полуколичественного анализа показали следующие содержания элементов, %: Ca — 0,1—0,3, Mg — 0,1—1,0, Fe — 3—10, Mn — 1—3, B — много, Cu — 0,001—0,003, Si — следы (0,00n%). Анализ выполнен Е. Я. Смирновой в спектральной лаборатории ВСЕГЕИ из очень небольшого количества материала (неполная лунка). Совершенно несомненно, что основными компонентами в составе минерала являются бор и двухвалентное железо при довольно высоком содержании марганца и при участии магния. Присутствие кальция до 0,3% объясняется механической примесью ангидрита, кристаллы которого очень часто сопровождают борацит.

Сравнение его оптических констант с таковыми эрикаита и чемберсита (см. табл. 1) и результатов его спектрального анализа с результатами химического исследования (см. табл. 2) этих минералов указывает на его промежуточный состав между названными разновидностями борацита. По результатам спектрального анализа в нем явно преобладает железо, но железистой разновидностью борацита его назвать нельзя, так как в нем высоко содержание и марганца; оптические же константы у большей части зерен ближе всего к таковым чемберсита, хотя у редких зерен в отдельных случаях ($Ng \simeq \simeq 1{,}754$; $Nm \simeq 1{,}750$) почти соответствуют показателю преломления эрикаита.

Рентгенометрическое исследование бората выполнено Е. П. Соколовой в рентгенометрической лаборатории ВСЕГЕИ (см. табл. 3). Оно показало, что по узору своих линий минерал, несомненно, принадлежит к группе борацита, причем по полноте отражений он соответствует β-борациту,* а по величинам межплоскостных расстояний и интенсивности отражений он ближе к α-борациту. Различия в величинах межплоскостных расстояний объяснены различием в их составах.

* М. Мемель называл низкотемпературную модификацию β-борацитом, а высокотемпературную α-борацитом [1934]. Того же наименования придерживался и Х. Штрунц [Strunz, 1949], а в 1957 г. он привел их в соответствие с терминологией Таммана и Мюгге, по которой низкотемпературные модификации названы α, а высокотемпературные полиморфные модификации — β. Мы сохранили прежние названия по аналогии с рентгенометрическим справочником [Михеев, 1957]. Ито (Ito) исключил литерные приставки, употребив названия низко- и высокотемпературные модификации [Ito и др., 1951].

Мы остановимся несколько подробнее на этом вопросе. Несомненно, что отнести данный борат к кубической модификации борацита (к α-борациту) нельзя, потому что он представляет собой оптически двуосный минерал. При сопоставлении рентгенометрических данных (см. табл. 3) выясняется, что отсутствует совпадение величин его межплоскостных расстояний с таковыми минералов — чемберсита, α- и β-борацита, так же как нет полного совпадения величин межплоскостных расстояний указанных минералов между собой. Как правило, у α-борацита межплоскостные расстояния больше таковых исследуемого бората, а у чемберсита в свою очередь они больше, чем у α-борацита. β-борацит за исключением небольшого числа отражений характеризуется наименьшими величинами межплоскостных расстояний по сравнению с остальными минералами. Разница эта довольно постепенно уменьшается в области больших углов.

Для выяснения причины этих отклонений, по нашему мнению, следует обратиться к рассмотрению различия, хотя и незначительного, в структурах α- и β-борацита. Оно было установлено М. Мемелем [Mehmel, 1934] и окончательно выяснено Т. Ито, Н. Моримото и Р. Саданага [Ito и др., 1951].

Обе структуры состоят из трехмерной бесконечной борокислородной вязи с ионами магния и хлора, выполняющими промежутки. Координация магния и хлора в той и другой является различной. Каждый ион магния в структуре α-борацита симметрично окружен двумя ионами хлора и четырьмя ионами кислорода, а в β-бораците ионы магния удалены от одного иона хлора больше, чем от другого. Другими словами, каждый ион хлора в β-бораците окружен 6 ионами магния так, что 3 из них располагаются от центрального иона хлора дальше, чем три других. В структуре α-борацита все 6 ионов магния равно удалены от иона хлора.

Можно предположить, что при замене Mg^{2+} на Fe^{2+} структура изменится не очень существенно, так как они обладают сравнительно близкой величиной ионных радиусов ($Mg^{2+} = 0{,}78$; $Fe^{2+} = 0{,}82$ Å). Это подтверждается не очень значительными отличиями в параметрах элементарной ячейки борацита и эрикаита (табл. 4), заимствованных у Кюна и Шааке [Kühn, Schaacke, 1955]. При полном замещении магния марганцем должна иметь место более значительная деформация решетки ($Mg^{2+} = 0{,}78$; $Mn^{2+} = 0{,}91$ Å). На рентгенограмме чемберсита имеет место целый ряд дополнительных линий (нередко наблюдается раздвоение некоторых интенсивных линий). Возможно, что это обусловлено иными условиями получения рентгенограммы с помощью рентгенодифрактометра. Вместе с тем отмечается несомненное увеличение параметров его решетки. В случае же неполного замещения магния ионами двухвалентного марганца (большая часть его замещается также и двухвалентным железом), если замещаются марганцем ионы магния, ближе расположенные к ионам хлора, по-видимому, структура становится более симметричной, т. е. более близкой к структуре α-борацита, чем и обусловлено

наибольшее сходство рентгенограмм исследуемого бората и α-бората. Сложный его состав (из катионов присутствуют Fe^{2+}, Mn^{2+} и Mg^{2+}), так же как и в случае чемберсита (присутствие магния наряду с марганцем) обусловил появление дополнительных линий по сравнению с рентгенограммой β-бората, но занимающих иное положение, чем у чемберсита.

Приведенная для сравнения рентгенограмма ангидрита (см. табл. 3) не объясняет полностью эти лишние отражения рентгенограммы исследуемого бората. Присутствие ангидрита допустимо на основании частого парагенезиса с боратом, тем не менее очевидно, что совпадение большей части интенсивных отражений ангидрита и рассматриваемой рентгенограммы являются чисто случайными. Отмечается иногда совпадение даже слабых отражений ангидрита, имеющих интенсивность 2 или 1 с соответственными или более интенсивными на рентгенограмме нашего бората, но в то же время там отсутствуют или имеют большие отклонения отражения ангидрита с интенсивностью $I = 6$ ($d\alpha/n = 2{,}32$ и $2{,}2$). Можно, кроме того, допустить, что исследованный борат, отличаясь от чемберсита и эрикаита иными содержаниями железа, марганца и магния, может характеризоваться совершенно специфичной, лишь ему свойственной порошкограммой.

К сожалению, наши предположения не подкреплены результатами химического анализа. Мы надеемся, что этот пробел может быть восполнен, если аналогичный минерал будет найден в большем количестве.

ЛИТЕРАТУРА

Бейрих Г. Материалы по синтезу и кристаллографии бром- и йодборацитов (перевод с немецкого Е. К. Шафрановской). Зап. ВМО, сер. 2, ч. 94, вып. 4, 1965.

Дубинина В. Н. К минералогии и петрографии Верхнекамского месторождения. Тр. ВНИИГ, вып. 29, 1954.

Дубинина В. Н. Описание карналлитовых пород, пройденных скважиной 75 в 1950 г. в районе Соликамского рудника Верхнекамского месторождения. Тр. ВНИИГ, вып. XL, 1960.

Дэна Дж. Д. и др. Система минералогии. Т. II, полутом I. ИЛ, 1953.

Михеев В. И. Рентгенографический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Руденко Н. И., Василевский М. М. Упрощенный способ определения удельных весов минералов. Зап. ВМО, ч. 86, вып. 1, 1957.

Штрунц Х. Минералогические таблицы. М., Госгортехиздат, 1962.

D'Ans J., Behrendt K. H. Über die Existenzbedingungen einiger Magnesiumborate. Kali und Steinsalz, Bd. 2, H. 4, Juni, 1957.

Heide F. Über bemerkenswerte Borazitvorkommen in den Kalilagern des Südharzbezirkes. Chem. der Erde. Bd. 17, H. 3, 1955.

Heide F. Über bemerkenswerte Farbumwandlungen an natürlichen Boraziten. Naturwiss., Jg. 48, H. 4, 1961.

Heide F., Walter G., Urlau R. Zur Kristallochemie des Borazits. Там же.

Honea R. M., Beck F. R. Chambersite, a newmineral. Amer. Min., vol. 47, 1962.

ТАБЛИЦА 4

Размеры элементарной ячейки борацита (из разных месторождений), эрикаита, чемберсита и бората типа эрикаита-чемберсита (из Верхнекамского месторождения)

Литературный источник, из которого заимствованы рентгеновские константы	Месторождение	Изоморфные замещения (%)	Размеры элементарной ячейки, Å		
			a_0	b_0	c_0
Kühn, Schaacke [1955]; Heide [1955]	Зегеберг (Segeberg)	Магниевого борацита — 100, железного — 0	8,53	8,53	12,12 (12,06)
Ito и др. [1951]	Стассфурт (Stassfurt)	Магнезиальный борацит голубого цвета	8,54	8,54	12,07
Kühn, Schaacke [1955]	Нидерзаксен, Ватлингген (Niedersachsen, Wathlingen)	Магнезиального борацита — 93,27, железного — 6,73	8,53	8,60	12,15
Там же	Ридель, Хенигсен (Riedel, Hänigsen)	Магнезиального борацита — 14,92, железного 84,03, марганцевого (-эрикаита) — 1,05	8,58	8,65	12,17
Наши данные *	Верхнекамское	Борацит типа эрикаита-чемберсита	8,63	8,63	12,20
Heide и др. [1955]	Искусственные кристаллы манган-хлороборацита	Марганцевого борацита — 100	—	—	12,248±0,005
Honea, Beck [1962]	Барберс Хилл, Техас (Barber's Hill, Texas)	Магниевого борацита — 0,09, железного — 2,96, марганцевого (чемберсит) — 96,95	8,86	8,86	12,26

* Расчет параметров элементарной ячейки для борацита типа эрикаита-чемберсита произведен по данным рентгенограммы порошка минерала Е. П. Соколовой (в kX): $a_0 = 17{,}26$, $b_0 = 17{,}26$; $c_0 = 12{,}20$. Для сравнения их с приведенными в литературе параметрами для борацита и других минералов значения для a_0 и b_0 нами уменьшены вдвое.

Ito T., N. Morimoto, R. Sadanaga. The crystal structure of boracite. Acta crystal., 4, 1951.
Kühn R., J. Schaacke. Vorkommen und Analyse der Borazit- und Erikaitkristalle aus dem Salzhorst von Wathlingen-Hänigsen. Kali u. Steinsalz. Bd 1, H. 11, 1952/1955 (no Chemical Abstracts., № 5; март, 1958).
Mehmel M. Kristallographische und chemische Untersuchungen am Boracit. Z. f. Krist., № 87, 1934.
Mehmel M. Feinbauliche Untersuchungen am Borazit. Z. f. Krist., № 88, 1934.
Rösler H. J., Lange H. Geochemische Tabellen. Leipzig, 1965.
Werner H. Ursprung und Entstehung des in Norddeutschland vorkommenden Borazits. Kali, 1930.
Strunz H. Mineralogische Tabellen. Ak. Verl. Geest. u. Portig K. G., Leipzig, 1949.

В. В. КОНДРАТЬЕВА, И. В. ОСТРОВСКАЯ, Г. С. ГАВРИЛОВА

ПОВЕДЕНИЕ ПРЕОБРАЖЕНСКИТА ПРИ НАГРЕВАНИИ

Преображенскит — водный борат магния; впервые найден в 1953 г. Я. Я. Яржемским [1956] в соляной толще в ассоциации с борацитом и калиборитом. Образует зернистые скопления, иногда призматические кристаллы. Сингония ромбическая, пространственная группа Pbca. Удельный вес 2,45. Химическую формулу нельзя считать окончательно установленной. Из литературных данных для преображенскита известны следующие формулы:

$3MgO \cdot 5B_2O_3 \cdot 4{,}5—5H_2O$ [Яржемский, 1956],

$4MgO \cdot 7B_2O_3 \cdot 7H_2O$ [Толмачев, Макаров, 1964],

$5MgO \cdot 9B_2O_3 \cdot 8H_2O$ [Методы анализа. . ., 1965].

Нами был исследован образец преображенскита из соляной толщи Прикаспия, полученный от Я. Я. Яржемского. Он представлял собой лимонно-желтую, почти бесцветную мономинеральную породу, сложенную более или менее изометрическими зернами и уплощенными кристаллами преображенскита размером до 1,5 *мм* в длину и 0,04 *мм* в ширину. По данным Я. Я. Яржемского [1956], этот образец преображенскита имеет следующий химический состав (вес. %): MgO — 20,82; CaO — 0,01; Na_2O — 0,38; K_2O — 0,25; R_2O_3 — 0,11; B_2O_3 — 60,91; SO_3 не обн.; SiO_2 — 0,13; Cl — 0,82; Br — 0,008; нер. ост. — 0,06; H_2O гигр. — 0,20; H_2O крист. — 14,30; сумма — 98,00.

Материал был тщательно отобран под бинокулярной лупой.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ЧАСТЬ

Термическое исследование. Для преображенскита были получены дифференциальная термическая кривая и кривая потери веса (аналитик В. П. Иванова, ВСЕГЕИ) (рис. 1). Обнаружены три четких термических эффекта: эндотермический эффект при температуре 450—650° С, экзотермический — при 720—780° С и эндотермический — при 930—980° С. Потеря в весе до температуры 650° С составляет 14,9%, что соответствует процентному содержанию воды в минерале. Следовательно, первый эндотермический эффект связан с процессом обезвоживания. Далее вплоть до температуры 1000° С вес остается постоянным. По сравнению с другими боратами, для

которых эндотермические эффекты, связанные с потерей воды, лежат обычно ниже 470° С [Николаев, 1947; Федотьев, 1949], преображенскит характеризуется довольно высокой температурой обезвоживания. В этом отношении его можно сравнить с ашаритом, который теряет конституционную воду около 600° С, и минералами группы хильгардита с эндотермическими эффектами от 430 до 523° С. Кроме этих минералов, высокие температуры (575 и 510° С) эндотермических эффектов, отвечающих процессу дегидратации, имеет магниевый борат — галургит и кальциевый борат — джинорит [Кострюкова, 1964]. Экзотермический эффект «боратовой перегруппировки»

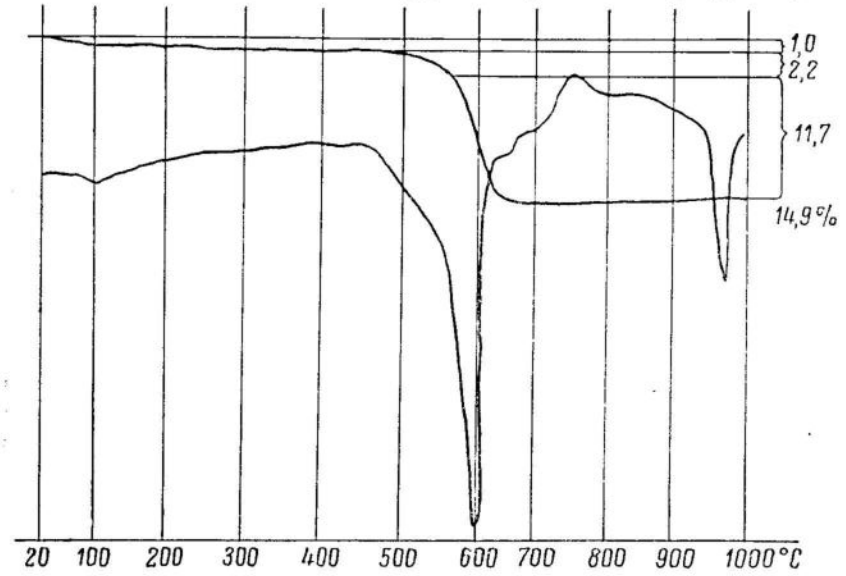


Рис. 1. Термограмма и кривая потери веса преображенскита.

лежит в пределах обычных для боратов температур — от 600 до 800° С. Эндотермический эффект при 930—980° С также характерен для большинства известных боратов.

Исследованию оптическим, рентгеновским и спектроскопическим методами были подвергнуты исходный преображенскит и 8 образцов этого минерала, прокаленных в течение 30 *мин* при температурах 400, 450, 550, 650, 700, 800, 900 и 1000° С. Нагреванию подвергались монокристаллы, материал не растирался. Величина навески для прокаливания не превышала 0,01 *г*. Температура электропечи измерялась термопарой хромаль — алюмель и поддерживалась с точностью 10—20° С.

Оптическое исследование. Оптические свойства исследованного нами образца преображенскита (до прокаливания) были изучены В. Б. Татарским [1966], который установил, что это — двуосный положительный минерал с очень малым углом $2V$. Вследствие дисперсии угла оптических осей ($r > V$) для синей части спектра преображенскит оказывается одноосным, для красной — двуосным с углом $2V = 6° 30'$. Показатели преломления, определенные иммерсионным методом, имеют следующие значения: $Ng = 1{,}595$, $Nm = Np = 1{,}570$ ($\pm 0{,}001$).

Образцы, прокаленные при всех указанных выше температурах, просматривались в иммерсионных препаратах. Преображенскит наблюдался вплоть до температуры 550° С. Изменения показателей преломления уловить не удалось. Из фаз, образовавшихся при более высоких температурах, оптическим методом с достоверностью был идентифицирован только MgB_4O_7 (при 700, 800 и 900° С) по прямому угасанию, положительному удлинению и показателям преломления $Ng = 1{,}585 \pm 0{,}002$, $Np^1 = 1{,}544$ (за эталон приняты данные Кузеля [Kuzel, 1964].

Рентгеновское исследование. Монокристальная рентгеновская съемка кристаллов исходного и прокаленного преображенскита производилась в камере КРОН-2 с цилиндрической кассетой диаметром 57,3 *мм* с использованием медного и кобальтового излучения; экспозиция 0,5—15 *ч*. Для непрокаленного образца получены следующие параметры элементарной ячейки: $a = 16{,}33$, $b = 9{,}15$, $c = 10{,}59$ ($\pm 0{,}02$ Å). Эти данные находятся в согласии с установленными ранее размерами элементарной ячейки преображенскита [Кондратьева, 1962]. Нагревание до температуры 450° С в течение 30 *мин* не отражается на величине параметров элементарной ячейки. При повышении температуры прокаливания пятна на лауэграммах и рентгенограммах колебания дробятся, становятся размытыми, нарушается закономерность их расположения, и при 650° С минерал оказывается рентгеноаморфным. Кристаллы, прокаленные при 700° С и выше, дают на лауэграммах дифракционную картину в виде дебаевских колец (рис. 2).

Порошковые рентгенограммы исходного и прокаленных образцов преображенскита (рис. 3) получены в камере РКУ-114 асимметричным методом на Со-излучении, диаметр образца 0,3 *мм*. Расстояния между линиями промерялись линейкой с полумиллиметровыми делениями с точностью 0,1 *мм*. Интенсивности оценивались визуально по десятибалльной шкале. Межплоскостные расстояния, интенсивности и индексы отражений приведены в таблице.

На дебаеграммах образцов, прокаленных при 400, 450 и 550° С, обнаружены только линии преображенскита. Колебания величин межплоскостных расстояний на всех трех рентгенограммах не превышают ошибки измерения, т. е. нагревание не вызывает заметных изменений параметров элементарной ячейки. При 650° С образец рентгеноаморфен. В образцах, прокаленных при более высоких температурах, с достоверностью идентифицируются тетраборат магния MgB_4O_7 и пироборат магния $Mg_2B_2O_5$ (см. таблицу). Тетраборат магния обнаружен в образцах, прокаленных при 700, 800 и 900° С, при сопоставлении с данными Куцеля [Kuzel, 1964]. Идентификация $Mg_2B_2O_5$ произведена в результате сравнения с данными Мроз и Флей-

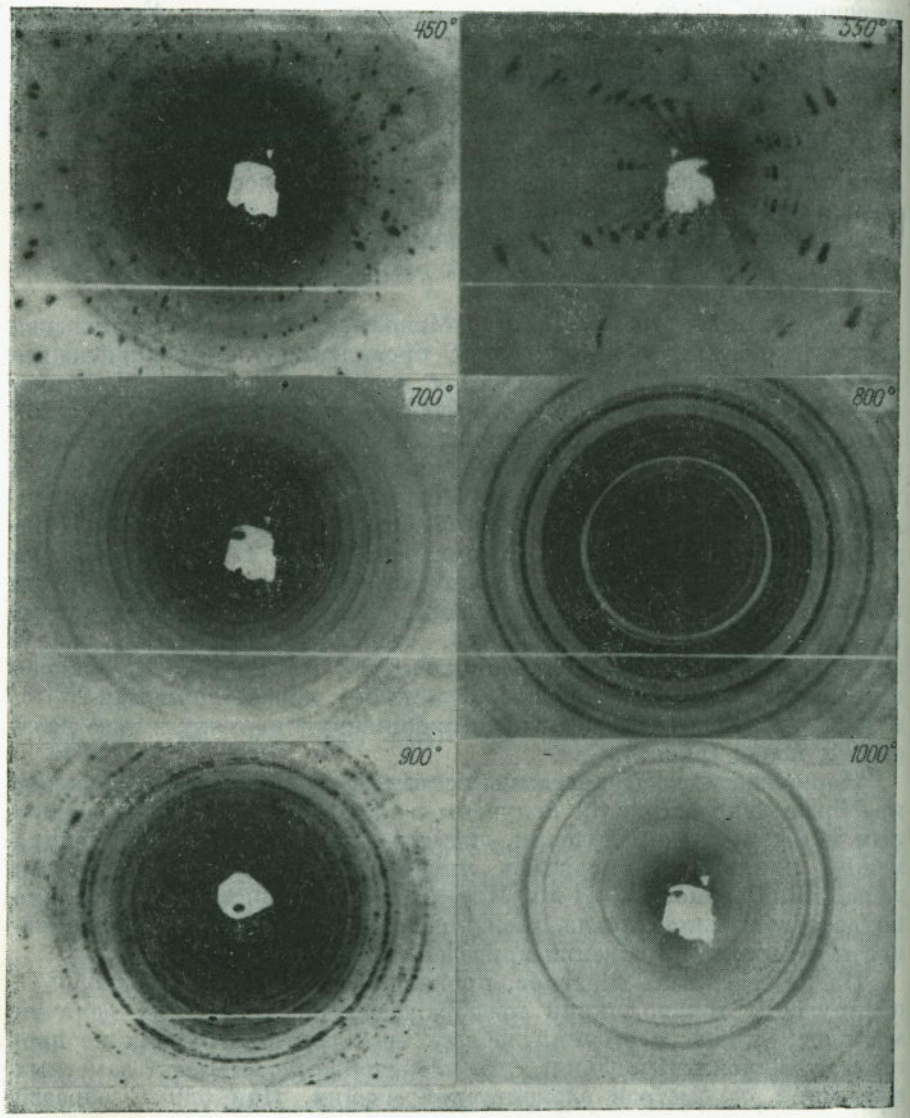


Рис. 2. Лауэграммы преображенскита, прокаленного при разных температурах (анод Cu, ось *c* параллельна оси вращения камеры).

шера [Mrose, Fleischer, 1963]. В настоящее время известны две модификации пиробората магния: триклинная, возникающая при высоких температурах, и моноклинная, найденная в природных условиях (минерал суанит). Дебаеграммы обеих модификаций очень близки, но различимы в деталях (см. таблицу). В образцах преображенскита, прокаленных при 900 и 1000° С, установлена триклинная модификация $Mg_2B_2O_5$. При 800° С относительное коли-

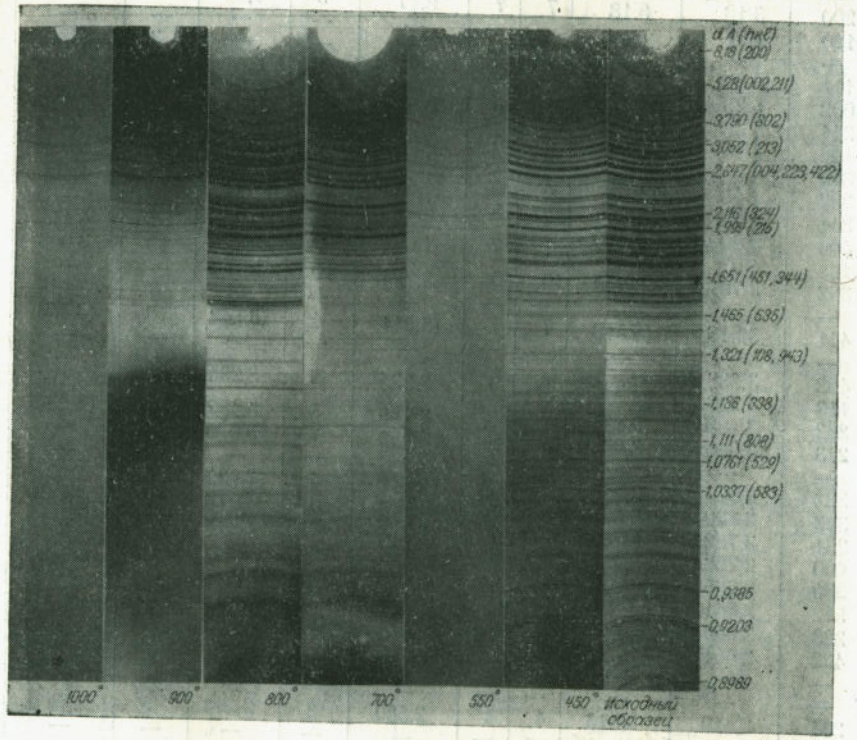


Рис. 3. Дебаеграммы исходного и прокаленного преображенскита (анод Co, камера РКУ-114).

чество пиробората магния меньше и достоверно определить модификацию затруднительно, но вполне возможно, что при этой температуре мы имеем дело с моноклинным $Mg_2B_2O_5$, поскольку отсутствуют линии с $d = 2{,}70$; 2,53 и 1,888 Å, характерные для триклинной модификации.

Спектроскопическое исследование. Инфракрасные спектры поглощения получены на спектрометре UR-10. Препараты приготовлялись путем осаждения порошка на пластинку KBr из суспензии в изобутиловом спирте. В спектре исходного образца преображенскита наблюдаются следующие полосы ($см^{-1}$): 437, 455 (плечо), 470, 490,

Исходный образец				450° C		550° C		700° C		
hkl	$d_{выч}$	$d_{изм}$	*I*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
200	8,18	8,18	7	7	8,17	5	7,99	—	—	—
110	7,97	—	—	—	—	—	—	—	—	1
—	—	—	—	—	—	—	—	3	6,80	—
111	6,37	6,38	1	2ш	6,33	1ш	6,41	—	—	8
002	5,29	5,28	10	10	5,30	10	5,28	—	—	1
211	5,28							8	5,20	5
102	5,04	5,05	5	5	5,03	3	5,02	—	—	—
310	4,68	4,67	6	7	4,69	5	4,68	—	—	—
202	4,45	(4,44	6	6	(4,45	4	(4,43	10	4,45	8
311	4,28	4,29	5	5	4,29	5	4,28	—	—	—
400	4,09	4,09	7	7	4,08	5	4,08	1	4,11	4
121	4,07							10	3,973	6
302	3,797	3,790	10	10	3,795	10	3,788	—	—	2
—	—	—	—	—	—	—	—	7	3,618	5
411	3,518	(3,513	7	7	(3,511	4	(3,512	9	(3,443	5
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1ш
402	3,233	3,230	9	9	3,235	5	3,234	1	3,196	10
113	3,228							7	(3,134	5
222	3,189	3,187	9	9	3,190	5	3,187	—	—	1
213	3,056	3,052	8	8	3,050	7	3,050	—	—	4
—	—	—	—	—	—	—	—	5	2,920	5
322	2,923	(2,920	7	7	(2,918	4	(2,926	9	2,840	9
313	2,820	2,821	9	9	2,816	6	2,812	—	—	—
231	2,762	2,769	9	9	2,772	5	2,775	—	—	—
600	2,723	2,721	1	1	2,721	—	—	7	2,680	4
330	2,663	2,667	7	—	—	2	2,661	—	—	—
512	2,661							1	2,645	2
223	2,646	2,641	9	9ш	2,645	6	2,640	—	—	1
422	2,641							6	2,555	10
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
204	2,519	2,516	4	4	2,520	2	2,513	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4ш
602	2,421	(2,423	2	2	(2,421	—	—	—	—	—
431	2,383	2,382	1	1	2,382	—	—	—	—	—
304	2,382					—	—	—	—	—
332	2,380					—	—	—	—	—
620, 612	2,341	(2,342	7	7	(2,341	4	(2,338	3	2,326	2
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
530	$2,230_5$	2,230	6	6	2,227	2	2,221	9	2,221	8
531	2,183	2,185	4	4	2,183	<1	2,183	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	5	2,151	4
702	2,136	2,134	10	10	2,129	8	2,127	—	—	—
324	2,112	2,114	8	8	2,112	3	2,113	—	—	—
712	2,080	2,078	7	7	2,077	5	2,074	<1	2,076	—
115	2,047	(2,047	1ш	1ш	(2,046	—	—	2	2,046	3
433	2,011	—	—	—	—	1	2,012	5ш	2,021	7
215	2,001	1,999	8	8	2,002	5	1,998	—	—	2
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1ш

* — по данным Девиса [Mrose, Fleischer, 1963]; ** — Девис указывает одну линию

800° C		900° C		1000° C		$Mg_2B_2O_5$ [Mrose, Fleischer, 1963]				MgB_4O_7 [Kuzel, 1964]	
						триклинный		моноклинный			
d	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	
9,01	—	—	—	—	—	—	—	1	8,91	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7,50	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6,05	1	6,28	—	—	—	—	—	—	—	2	6,86
5,39	3	5,99	7	6,01	2	5,98	1	5,96	1	5,37	
5,22	1	5,20	—	—	—	—	—	—	5	5,20	
—	5	(4,98)	—	—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
4,45	8	4,46	7	4,46	8	4,47	3	4,47	10	4,45	
—	1	4,26	—	—	—	—	—	—	—	—	
4,10	2	4,11	2	4,09	3	4,101	2	4,091	3	4,10	
3,976	—	—	—	—	—	—	—	—	9	3,98	
(3,826	2	(3,818	—	—	—	—	—	—	3	3,64	
3,611	1ш	3,741	—	—	—	—	—	—	4	3,607	
3,436	2	(3,438	—	—	—	—	—	—	8	3,441	
3,328	—	—	—	—	—	—	—	—	2	3,316	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
3,199	8	3,203	10	3,186	2	3,214	1	3,214	1	3,190	
(3,123)	3	(3,125)	2	(3,118	3	3,120	—	—	4	3,136	
3,035	—	—	—	—	1	3,074	1	3,020	—	—	
2,976	6	2,978	5	2,983	1	2,983	3	2,983	1	2,962	
2,912	1	(2,913	<1	2,918	2	2,86 *	1	2,917	5	2,916	
2,828	9	2,827	7	2,827	9	2,829	7	2,823	7	2,835	
—	—	—	—	—	—	—	1	2,765	—	—	
—	3ш	2,702	4	2,703	4	2,705	2	2,723	—	—	
2,687	—	—	2	2,671	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	5	2,685	
2,641	2	2,636	2	2,635	3	2,643	3	2,637	2	2,646	
2,591	10	2,586	10	2,582	10	2,600 **	—	—	—	—	
2,567	—	—	—	—	—	—	10	2,557	2	2,543	
—	7	2,533	7	2,530	8	2,536	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	2,488	
2,474	—	—	—	—	—	—	2	2,468	2	2,477	
—	1	(2,432	1	2,433	2	2,433	2	2,430	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
2,329	—	—	—	—	1	2,37 *	—	—	1	2,379	
2,286	1ш	2,280	1	2,290	2	2,288	1	2,281	1	2,323	
2,226	6	(2,224	2ш	(2,226	2	2,235	1	2,227	—	—	
—	—	—	—	—	1	2,18 *	1	2,187	7	2,224	
2,151	1	(2,158)	—	—	1	2,151	3	2,151	2	2,203	
—	3	2,129	3	2,132	6	2,132	—	—	2	2,148	
—	—	—	—	—	1	2,116	1	2,100	1	2,124	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
2,048	1	(2,051)	—	—	3	2,052	9	2,051	1	2,073	
2,012	9	2,012	8	2,009	10	2,015	2	2,010	1	2,051	
1,984	—	—	—	—	2	1,976	—	—	1	2,000	
1,948	5	1,948	5	1,948	7	1,948	—	—	2	1,987	
									2	1,940	

2,58 (10); ш — широкая линия.

Продолжение табл.

Исходный образец				450° С		550° С		700° С			800° С		900° С		1000° С		$Mg_2B_2O_5$ [Mrose, Fleischer, 1963]				MgB_4O_7 [Kuzel, 1964]	
																	триклинный		моноклинный			
hkl	$d_{выч}$	$d_{изм}$	*I*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
315	1,930	(1,930	5	5	(1,929	1	(1,928	8	1,923	7	1,925	2ш	1,922	—	—	—	—	—	—	6	1,927
713	1,905	1,902	5	5	1,902	2	1,900	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6	1,916	2	1,911
604	1,899							—	—	—	—	6	1,886	6	1,887	8	1,888	1	1,884	1	1,886
614	1,859	1,860	4	4	1,860	1ш	1,860	—	—	—	—	4	1,843	2ш	1,843	3	1,845	3	1,843	1	1,872
731	1,827	1,828	3	3	(1,828	—	—	4	1,823	4	1,823	—	—	—	—	1	1,821 *	—	—	3	1,824
434	1,797	1,800	7	7	1,797	3	1,795	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1,817	3	1,821
910	1,781	1,783	2	2	1,781	—	—	6	1,785	5	1,787	3	1,782	1	1,784	3	1,784	1	1,783	5	1,786
106	1,756	1,755	7	7	1,751	2	1,754	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,761	1	1,776
640	1,753							3	1,745	2	1,745	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1,745
813, 350	1,737	1,734	7	7	1,735	2	1,733	5	1,720	5ш	1,712	2	(1,723	1	1,722	2	1,719	3	1,710	2	1,725
135	1,731							—	—	—	—	2	1,708	1	1,709	3	1,707	—	—	3	1,720
306	1,679	1,678	2	1	1,674	1ш	1,671	6	1,679	5	1,679	1ш	1,674	—	—	2	1,670	1	1,675	5	1,679
451	1,651	1,651	8	8	1,649	5	1,647	1ш	1,654	1	1,656	< 1	1,647	—	—	2	1,641	1	1,645	1	1,656
344	1,650							5ш	1,628	3ш	1,627	—	—	—	—	2	1,618	1	1,626	1	1,623
226	1,614	1,617	4	4	1,615	2	1,615	1	1,608	3	1,606	2	1,608	1	1,602	4	1,605	2	1,604	1	1,607
452	1,594	1,596	2	2	1,595	1ш	1,594	2	1,584	4	1,590	—	—	—	—	—	—	3	1,585	1	1,577
643	1,570	1,569	6	7	1,570	4	1,568	1	1,568	4	1,566	6	1,558	6	1,558	8	1,558	6	1,562	—	—
516	1,531	1,531	5ш	6ш	1,531	2ш	1,532	2	1,537	3	1,535	4	1,535	1ш	1,533	4	1,533	3	1,531	1	1,539
061	1,511	1,510	3	4	1,509	—	—	1ш	1,510	5	1,515	5ш	1,515	1ш	1,513	7	1,514	4	1,514	1	1,526
453	1,510							—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,509
841	1,509									4	1,502	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,505
254	1,482	1,480	3	3	1,479	1	1,480	—	—	—	—	5	1,488	4	1,488	6	1,489	4	1,498	—	—
606	1,481							—	—	1ш	1,480	—	—	—	—	—	—	2	1,472	—	—
635	1,467	1,465	5	4	1,464	1	1,463	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
445	1,453$_5$	(1,454	3	2	(1,453	—	—	2	1,449	2	1,450	1ш	1,449	< 1ш	1,447	1	1,453	1	1,451	1	1,448
460	1,430	1,429	3	2	1,427	—	—	3	1,433	3ш	1,433	—	—	—	—	—	—	2	1,426	1	1,434
834	1,429$_5$							—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
751	1,428$_5$							—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
706	1,407	1,407	4	4	1,407	1ш	1,402	1	1,404	< 1ш	1,407	1ш	1,408	< 1ш	1,405	2	1,408	—	—	—	—
536	1,384	1,384	3	2	1,386	—	—	—	—	—	—	—	—	< 1	1,379	2	1,383	1	1,388	—	—
246	1,377	1,375	1	1	1,374	—	—	4	1,361	4ш	1,365	4	1,365	< 1	1,365	3	1,365	3	1,366	—	—
806	1,336	1,336	2	2	1,335	—	—	2	(1,345	3	1,346	—	—	—	—	2	1,349	1	1,344	—	—
109, 943	1,320	1,321	6	6	1,318	1	1,319	3	1,327	3	1,328	—	—	—	—	1	1,320	1	1,314	—	—
10.4.1	1,319$_5$							—	—	1ш	1,311	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
264	1,306	1,304	4	4	1,304	1	1,304	1ш	1,309	—	—	1	1,307	< 1	1,307	2	1,307	1	1,302	—	—
170	1,304							—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
218	1,293	1,292	3	3	1,292	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
662	1,291$_5$							—	—	4ш	1,292	2	1,293	1	1,293	3	1,295	2	1,288	—	—
437	1,287	1,287	2	—	—	—	—	2	1,286	—	—	—	—	—	—	1	1,277	—	—	—	—
370, 853	1,272	1,272	4ш	3ш	1,272	1	1,271	2	1,274	1	1,278	< 1	1,272	1ш	1,267	2	1,274	—	—	—	—
228	1,257	1,257	5	3	1,257$_5$	1	1,257	4	(1,253	3	1,256	—	—	—	—	3	1,251	—	—	—	—
247, 418	1,248	1,247	2ш	2	1,247	—	—	—	—	—	—	—	—	1ш	1,248	—	—	1	1,244	—	—
356	1,238	1,238	2	2	1,237	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1,232	3	1,233	—	—
471, 845	1,237							—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
564	1,226$_5$	1,227	1	1	1,226	—	—	1ш	1,227	1ш	1,224	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
518	1,216	1,216	3ш	3ш	1,215	—	—	4	1,215	6	1,214	2	1,214	3	1,214	6	1,216	4	1,214	—	—
953, 138	1,211	1,211	2	3	1,212	1	1,211	1ш	1,198	< 1ш	1,202	—	—	—	—	—	—	1	1,203	—	—
338	1,185$_5$	(1,186	4	4	(1,186	1	(1,186	1ш	1,182	—	—	—	—	—	—	2	1,189	1	1,192	—	—
618	1,180$_5$	1,179	1	1	1,177	—	—	1ш	(1,172	1	1,170	—	—	< 1	1,171	1	1,181	1	1,180	—	—
936	1,169	1,169	2ш	3ш	1,168	1	1,168	1ш	(1,159	1ш	1,161	—	—	—	—	—	—	1	1,166	—	—

* — по данным Девиса [Mrose, Fleischer, 1963].

Продолжение табл.

Исходный образец				450° C		550° C		700° C			800° C		900° C		1000° C		$Mg_2B_2O_5$ [Mrose, Fleischer, 1963]				MgB_4O_7 [Kuzel, 1964]	
																	триклинный		моноклинный			
hkl	$d_{выч}$	$d_{изм}$	*I*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
573	1,149	1,149	4ш	3ш	1,149	—	—	1ш	(1,145	2ш	1,147	—	—	1	1,148	2	1,150	1	1,148	—	—	—	—
081	1,139	1,139	2	2	1,138	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1,136	2	1,133	—	—	—	—
538	1,138							5	1,130	5ш	1,130	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
927	$1,126_5$	1,126	2ш	2ш	1,126	1	1,126	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
182, 756	1,1171							< 1	1,119	2ш	1,119	—	—	< 1ш	1,115	3	1,115	3	1,118	—	—	—	—
728	1,1169	1,117	1	1	1,117	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
808	1,1110	1,111	5	3	1,111	1	1,110	1ш	1,110	1ш	1,113	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
955	1,1015	1,1014	2	2	1,1006	—	—	—	—	1	1,1003	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
765	1,0941	1,0940	2	1	1,0941	—	—	—	—	3	1,0942	—	—	< 1	1,0995	1	1,087	1	1,080	—	—	—	—
529	1,0761	1,0761	6ш	5ш	1,0756	2	1,0763	1ш	(1,0718	< 1ш	1,0735	—	—	—	—	2	1,071	1	1,069	—	—	—	—
258	1,0639	(1,0637	4	3	(1,0625	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
970	1,0615	1,0617	1	—	—	1ш	1,0619	2ш	1,0607	< 1	1,0607	—	—	—	—	—	—	1	1,059	—	—	—	—
681	1,0501	1,0499	4	2	1,0490	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1.1.10	1,0493							2ш	1,0484	3	1,0492	—	—	—	—	—	—	3	1,051	—	—	—	—
757	1,0436	1,0434	4ш	2	1,0435	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
583	1,0334	1,0337	7	5	1,0329	1	1,0323	2ш	1,0348	2	1,0357	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
384	1,0318	1,0314	3	3	1,0311	—	—	3ш	1,0250	1	1,0263	—	—	—	—	—	—	1	1,030	—	—	—	—
781, 965	1,0230	1,0232	1	1	1,0227	—	—	—	—	2	1,0218	< 1ш	1,0211	—	—	—	—	3	1,024	—	—	—	—
4.1.10	1,0188	1,0184	6ш	4ш	1,0180	1	1,0182	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
476	1,0180							—	—	—	—	—	—	< 1ш	1,0178	3ш	1,019	—	—	—	—	—	—
185	1,0053	1,0048	2	1	1,0042	—	—	< 1	1,0100	1	1,0109	—	—	—	—	—	—	3	1,013	—	—	—	—
291	1,0052							2ш	1,0010	< 1	1,0031	—	—	—	—	—	—	1	1,005	—	—	—	—
285, 667	0,9996	1,0000	2	2	0,9998	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
192	0,9974	0,9976	2	2	0,9979	—	—	3ш	0,9920	3ш	0,9962	< 1ш	0,9939	< 1ш	0,9927	2ш	0,9962	3	0,9948	—	—	—	—
		0,9864	1	1	0,9865	—	—	< 1ш	0,9844		0,9916	—	—	—	—	—	—	3	0,9877	—	—	—	—
		0,9831	2ш	2ш	0,9827	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		0,9780	2	2	0,9780	—	—	1ш	0,9774	1	0,9786	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		0,9762	2	2	0,9755	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		0,9735	4	3	0,9737	—	—	—	—	1	0,9738	—	—	< 1ш	0,9757	2ш	0,9776	—	—	—	—	—	—
		0,9644	1	2	0,9645	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		0,9624	4ш	4	0,9615	—	—	< 1	0,9618	1ш	0,9618	—	—	—	—	—	—	3	0,9675	—	—	—	—
		0,9593	3ш	3	0,9592	—	—	2ш	0,9551	2	0,9557	< 1ш	0,9603	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		0,9545	1	1	0,9540	—	—	—	—	—	—	1ш	0,9540	—	—	—	—	4	0,9562	—	—	—	—
		0,9512	1	2	0,9510	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		0,9493	2	2	0,9488	—	—	—	—	3	0,9461	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		0,9385	7	6	0,9380	—	—	—	—	3	0,9428	1ш	0,9393	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		0,9363	3	3	0,9367	—	—	< 1ш	0,9349	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		0,9323	2	1ш	0,9317	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		0,9296	3	2ш	0,9296	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		0,9273	1	1ш	0,9273	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		0,9253	3	2	0,9249	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		0,9229	1ш	1ш	0,9228	—	—	2ш	0,9256	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		0,9203	6	5	0,9200	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		0,9183	6	5	0,9181	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		0,9171	1ш	2ш	0,9163	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Далее 10 линий с $I \leqslant 6$ до 0,8969Å.

Примечания. 1. Условия съемки: Со-анод ($\lambda_{K\alpha_1} = 1{,}7889$Å), экспозиция 30—70 ч, камера РКУ-114, асимметричный метод. 2. Интенсивность, данная в работах M. F. Mrose, M. Fleischer [1963] и H.-J. Kuzel [1964] по стобалльной шкале, переведена на десятибалльную.

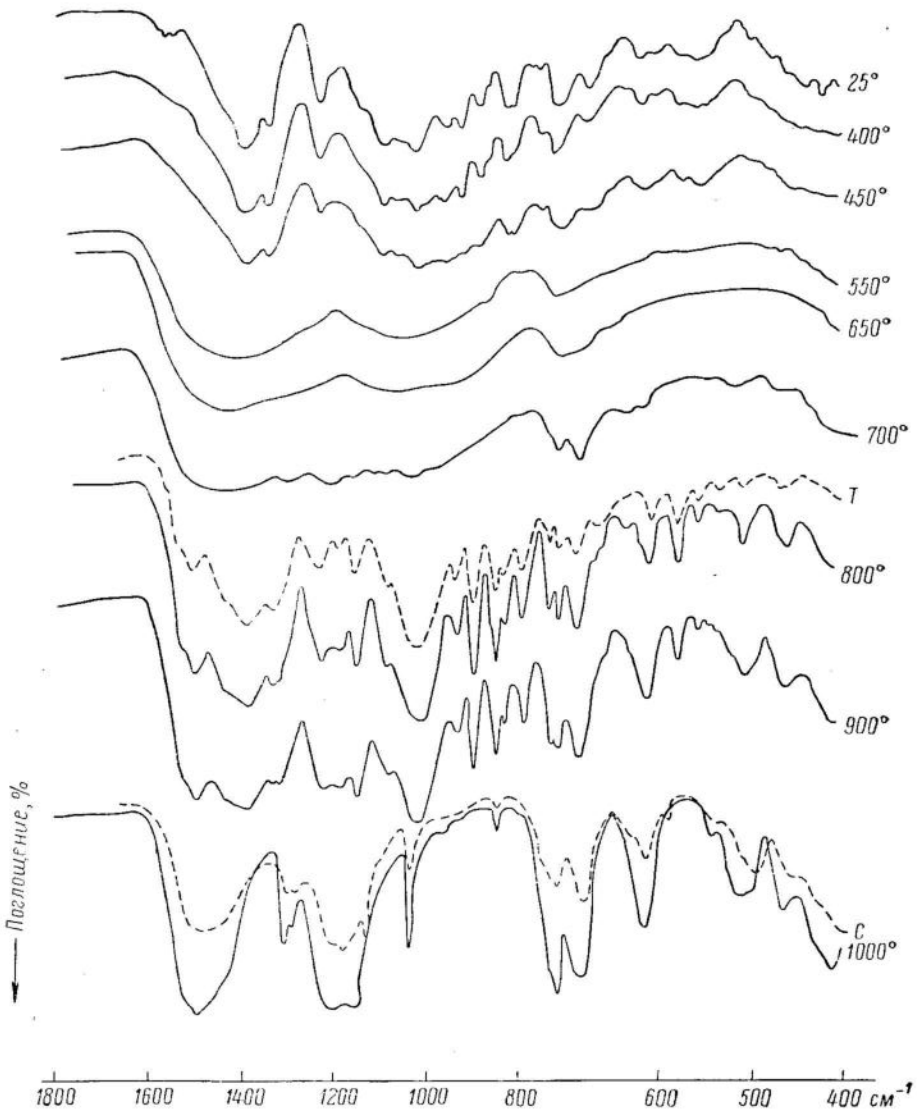


Рис. 4. Инфракрасные спектры поглощения преображенскита и продуктов его прокаливания (область 400—1800 $см^{-1}$). *T* — тетраборат магния MgB_4O_7; *C* — суанит, прокаленный при 1200° С в течение 30 *мин*.

550, 565, 595, 610, 667, 700, 730, 750, 790, 805, 865, 900, 935, 1005, 1070, 1120 (плечо), 1210, 1320, 1375, ~1500, 3200, 3490, 3540. Последние три полосы вызваны колебаниями гидроксильных групп. Наиболее интенсивное поглощение наблюдается в областях 1300—1450 и 900—1100 $см^{-1}$, что характерно для боратов, в структуре которых бор находится как в тройной, так и в четверной координации [Moenke, 1962; Плюснина, Харитонов, 1963]. Сравнение спектров поглощения исходного и прокаленных при разных температурах образцов (рис. 4 и 5) показывает, что при нагревании полосы поглощения уменьшают свою интенсивность, уширяются и сливаются. Все три полосы валентных колебаний (OH) исчезают постепенно и одновременно. В спектрах образцов, прокаленных при 550 и 650° С, отдельные полосы не видны, имеются лишь три широкие области поглощения, соответствующие по своему положению областям наиболее интенсивного поглощения преображенскита. При нагревании образца при 700° С появляются отдельные полосы, но идентификация образовавшейся фазы по спектру невозможна.

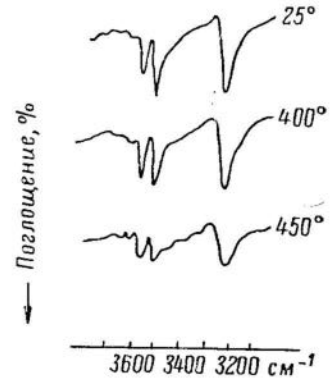


Рис. 5. Инфракрасные спектры поглощения преображенскита и продуктов его прокаливания в области валентных колебаний групп (OH).

Между 700 и 800° С, т. е. после температуры экзотермической реакции, характер инфракрасного спектра резко меняется, появляется большое количество четких полос поглощения. Спектр образца, прокаленного при 800° С, идентичен спектру MgB_4O_7 *. Это позволяет сделать вывод, что тетраборат магния является основной фазой при такой температуре. Нагревание до 900° С не влечет за собой существенного изменения спектра, но после экзотермической реакции, протекающей при 930—980° С, он изменяет свой характер и становится практически идентичным спектру $Mg_2B_2O_5$. Сравнение спектров преображенскита, прокаленного при 800 и 900° С, со спектром MgB_4O_7 показывает, что в них несколько увеличены относительные интенсивности полос, совпадающих по положению с наиболее интенсивными полосами поглощения $Mg_2B_2O_5$, причем это увеличение наиболее резко выражено для образца, прокаленного при 900° С, чем при 800° С. Этот факт может служить доказательством присутствия $Mg_2B_2O_5$ уже при 800° С и возрастания его количества с повышением температуры прокаливания.

---

* Образец тетрабората магния получен от А. П. Григорьева и И. Я. Некрасова [1966] и является оригиналом их исследования.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Прокаливание при 400° С. Внешний вид кристаллов не изменился, только в отдельных участках появилось легкое замутнение. Лауэграмма и порошковая рентгенограмма практически остаются теми же. В инфракрасном спектре наблюдается лишь некоторое выполаживание кривой в областях 1450—1500 и 400—500 $см^{-1}$. Потеря воды не превышает 1% от общего веса, и полосы поглощения, соответствующие валентным колебаниям групп OH, остаются без изменений.

Прокаливание при 450° С. В иммерсионном препарате слабо просвечивающих участков существенно больше, но значительная часть зерен не изменена. На лауэграмме заметно раздвоение пятен и некоторое нарушение закономерности их расположения (см. рис. 2), но параметры элементарной ячейки в пределах точности измерения остаются теми же. В инфракрасном спектре поглощения наблюдаются уширение отдельных линий и уменьшение их интенсивности, что приводит к выполаживанию кривой поглощения. Основная масса воды еще удерживается в минерале, но структура уже несколько расшатана.

Прокаливание при 550° С. После прокаливания при этой температуре кристаллы еще сохраняют свою форму, но становятся непрозрачными. В иммерсионном препарате подавляющая часть осколков буро-серая, плохо просвечивает, в скрещенных николях не погасает полностью; встречаются реликтовые зерна преображенскита, в них пятнами развиты замутненные участки, погасание очень неровное. Пятна на лауэграмме становятся размытыми и вытянутыми преимущественно вдоль оси *с* (см. рис. 2), что обусловлено, вероятно, начавшимся распадом монокристалла на отдельные блоки (или волокна) параллельно этому направлению. На дебаеграмме линии размыты, но все же достаточно хорошо различимы. В инфракрасном спектре полосы валентных колебаний групп (OH) отсутствуют, т. е. почти вся вода из минерала удалилась (остаток не превышает 2—3%). В остальной части спектра видны только три широкие области поглощения, свидетельствующие о том, что вещество, слагающее основную массу образца, находится в сильно разупорядоченном состоянии. Дифракционная картина на рентгенограммах, очевидно, получается от реликтовых участков преображенскита, полосы поглощения которых в спектре перекрываются полосами разупорядоченной фазы.

Прокаливание при 650° С. При этой температуре кристаллы начинают изгибаться, растрескиваться и спекаться. Образец становится полностью рентгеноаморфным. Инфракрасный спектр представляет собой пологую кривую, на которой имеются три широкие области поглощения при 1300—1500, 900—1100 и 650—750 $см^{-1}$ приблизительно равной интенсивности. Поскольку поглощение в области 900—1100 $см^{-1}$ характерно для бора в четверной координации, можно предполагать, что несмотря на крайнюю степень разупорядоченности, при 650° С, так же как в исходном образце, имеется бор в тройной и в четверной координации в приблизительно равных соотношениях. В иммерсионном препарате среди слабо просвечивающей буро-серой массы заметны чрезвычайно мелкие и редкие участки слабо двупреломляющего вещества.

Прокаливание при 700° С. Значительная часть обломков в образце сохраняет тот же характер, что и при 650° С, т. е. преобладает рентгеноаморфная неупорядоченная фаза. Но во многих из них появились слабо двупреломляющие кристаллические участки тетрабората магния MgB_4O_7. Местами различимы очень мелкие кристаллики этого вещества, вытянутые в одном направлении, и их пучкообразные скопления. В некоторых иммерсионных препаратах были встречены более крупные призматические кристаллики. Так как в образце еще остается значительное количество аморфной фазы, инфракрасный спектр поглощения мало отличается от спектра образца, прокаленного при 650° С, а на рентгенограммах имеется довольно сильный фон. Возможно, по той же причине некоторые отражения MgB_4O_7 не проявились на дебаеграмме.

Прокаливание при 800° С. Твердость образца значительно выше, чем в предыдущих случаях. В иммерсионных препаратах хорошо видно, что вещество полностью раскристаллизовано. Обломки сложены в основном мелкокристаллическим агрегатом зерен тетрабората магния и не погасают в скрещенных николях. Возможно присутствие других фаз, но оптически их установить не удается. Инфракрасный спектр поглощения и дебаеграмма подтверждают наличие при этой температуре MgB_4O_7 как основной фазы и небольшого количества $Mg_2B_2O_5$. Анализ некоторых линий порошковой рентгенограммы говорит о том, что при 800° С, вероятно, образуется моноклинная модификация этого соединения (см. выше).

Прокаливание при 900° С. Под микроскопом видно, что после прокаливания при 900° С основной фазой по-прежнему остается тетраборат магния, но он гораздо более крупнозернистый, чем при 800° С. Отдельные обломки погасают неровно, но все же как единые зерна, они замутнены и пронизаны другими мелкокристаллическими фазами. Хорошая раскристаллизованность MgB_4O_7 отражается и на лауэграмме, снятой с монокристалла преображенскита, прокаленного при 900° С (см. рис. 2). Дебаевские кольца на ней представлены прерывистыми точечными линиями в соответствии с увеличением размеров отдельных кристаллитов тетрабората магния. Инфракрасный спектр поглощения по общему виду сходен со спектром MgB_4O_7, пироборат магния $Mg_2B_2O_5$ присутствует в большем количестве, чем при 800° С. Большинство линий порошковой рентгенограммы отвечает $Mg_2B_2O_5$, хотя линии MgB_4O_7 также присутствуют. Это связано, по-видимому, с тем, что при 900° С тетраборат магния уже не очень устойчив, начинает разлагаться, разупорядочивается и дает менее четкую дифракционную картину, чем $Mg_2B_2O_5$.

Прокаливание при 1000° С. После прокаливания при этой температуре преображенскит превращается в очень мелкокристаллический

агрегат, состоящий в основном из мельчайших игольчатых кристалликов, иногда собранных в пучки, обладающие волнистым погасанием. Угасание отдельных иголочек косое, $N > 1{,}585$. Дебаеграмма и инфракрасный спектр поглощения не оставляют сомнения в том, что здесь мы имеем дело с триклинной модификацией $Mg_2B_2O_5$. В иммерсионных препаратах, кроме того, обнаруживается изотропная фаза с $N < 1{,}585$, вероятно, борное стекло, B_2O_3.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Нагревание кристаллов преображенскита производилось при 400, 450, 550, 650, 700, 800, 900 и 1000° С по 30 *мин*. В этих условиях полное обезвоживание происходит до температуры 650° С. Наибольшей скорости этот процесс достигает в интервале 450—550° С. Потеря воды сопровождается сильным эндотермическим эффектом и приводит к переходу в оптически однородное рентгеноаморфное вещество. Промежуточных фаз при этом не образуется. Состав аморфной фазы (25% MgO и 75% B_2O_3)* очень близок составу безводного тетрабората магния MgB_4O_7 (22,45% MgO и 77,55% B_2O_3). В инфракрасном спектре поглощения отдельные полосы неразличимы, имеются лишь три широкие области поглощения, совпадающие по положению с областями наибольшего поглощения в спектре MgB_4O_7. Можно предположить, что вещество, полученное в результате обезвоживания преображенскита, является аморфным тетраборатом магния, т. е. что в нем, так же как и в MgB_4O_7, имеется бор в тройной и в четверной координации.

В интервале температур 650—800° С происходит кристаллизация тетрабората магния. Наиболее интенсивно она протекает от 700 до 800° С. Таким образом, экзотермический эффект при 720—780° С на дифференциальной термической кривой преображенскита связан с процессом кристаллизации MgB_4O_7.

В интервале 800—900° С тетраборат магния начинает разлагаться. Затем скорость этой реакции быстро нарастает, и она заканчивается до температуры 1000° С. Эндотермический эффект при температуре 930—980° С, несомненно, связан с инконгруентным плавлением MgB_4O_7, в результате которого он разлагается на пироборат магния и борный ангидрит: $2MgB_4O_7 + Mg_2B_2O_5 + 3B_2O_3$.

Авторы выражают благодарность В. П. Ивановой за термический анализ преображенскита, В. Б. Татарскому и В. А. Франк-Каменецкому — за обсуждение результатов и ряд ценных советов и замечаний.

ЛИТЕРАТУРА

Григорьев А. П., Некрасов И. Я. Бораты высокотемпературной части системы $MgO—B_2O_3—H_2O$. Геология рудн. месторожд., 1966.

* Вычислено из формулы $Mg_3B_{10}O_{18} \cdot 5H_2O$ после вычитания воды и пересчета на 100%.

Кондратьева В. В. Новые данные о преображенските. Сб. Рентгенография минер. сырья, № 2, 88, 1962.

Кострюкова К. В. Дифференциально-термический анализ некоторых солей. Тр. ВНИИГ, вып. XLV, 1964.

Методы анализа рассолов и солей (под ред. Ю. В. Морачевского и Е. М. Петровой), Тр. ВНИИГ, изд. «Химия», 1965.

Николаев А. В. Физико-химическое изучение природных боратов. Изд-во АН СССР, 1947.

Плюснина И. И., Харитонов Ю. А. Кристаллохимические особенности и ИК-спектры поглощения боратов и боросиликатов. Ж. Структурн. химии, вып. 4, № 4, 1963.

Татарский В. Б. О псевдоодноосности преображенскита. Кристаллография, 1966.

Толмачев И. И., Макаров В. Б. Рентгеновское исследование преображенскита. Изв. АН КазССР, сер. геол., № 1, 1964.

Торопов Н. А., Коновалов П. Ф. Бинарная система окись магния — борный ангидрид. ЖФХ, № 14, вып. 8, 1940.

Федотьев К. М. Материалы по термическому исследованию минералов. Водные бораты. Тр. ИГН АН СССР, вып. 120, № 35, 1949.

Яржемский Я. Я. Преображенскит — новый борат соленосной толщи. ДАН СССР, 111, № 5, 1956.

Kuzel H.—J. Sintehese und röntgenographische Untersuchung der Verbindung $MgO \cdot 2B_2O_3$. N. Jb. f. Min., H. 12, 1964.

Moenke H., Nachweis von Bo_3- und Bo_4-Gruppen in den häufigsten natürlich gebildeten Silikaten. Silikattechnik, vol. 3, № 8, 1962.

Mrose M. F., Fleischer M. The probable identity of magnioborite with suanite. Amer. Min., vol. 48, № 7—8, 1963.

А. А. БРОВКИН, И. Я. НЕКРАСОВ, В. С. СУКНЕВ, Л. В. НИКИШОВА, Т. А. ГРИГОРЬЕВА

ОБ ИЗОМОРФИЗМЕ Mg^{2+}—Fe^{2+} В ССАЙБЕЛИИТАХ

В бороносных магнезиальных скарнах Северо-Востока СССР нами были встречены образцы ссайбелиита с высоким содержанием FeO (около 8 вес. %). Находки подобных образцов были описаны в литературе и ранее. Так, Д. П. Сердюченко [1956] в бороносных железных рудах Алданского щита обнаружил ссайбелиит, содержащий 9 вес. % FeO. Недавно Л. И. Шабыниным и Т. М. Митюшиной [1964] были описаны два образца ссайбелиита, в которых после исключения примесей содержание FeO составляло около 6%, а содержание MnO оказалось менее 0,15%. Эти минералы характеризовались в отличие от обычных безжелезистых ссайбелиитов повышенными показателями преломления. Поэтому у исследователей не оставалось сомнений, что в этих образцах имеет место изоморфное замещение Mg^{2+} на Fe^{2+}.

В разные годы и разными авторами проводились исследования по выяснению характера зависимости между химическим составом минералов ряда ссайбелиит $Mg_2[B_2O_4(OH)](OH)$ — суссексит $Mn_2[B_2O_4(OH)](OH)$, их оптическими свойствами и параметрами элементарной ячейки [Takeuchi, 1957, 1958; Бровкин, Некрасов, 1965].

Вопрос о влиянии изоморфного замещения Mg^{2+} на Fe^{2+} на свойства ссайбелиита и о возможности существования непрерывного ряда $Mg_2[B_2O_4(OH)](OH)$—$Fe_2[B_2O_4(OH)](OH)$ до настоящего времени оставался нерешенным главным образом из-за трудности отбора для исследований минерала без каких-либо железосодержащих механических включений. Кроме того, до настоящего времени исследователи не располагали материалом, позволяющим изучить бораты состава $(Mg, Fe)_2[B_2O_4(OH)](OH)$, в пределах от $Mg_2[B_2O_4(OH)](OH)$ до $Fe_2[B_2O_4(OH)](OH)$. Поэтому, приступая к решению вопроса об изоморфизме Fe^{2+} в этом борате, мы, кроме природных образцов, гидротермальным путем получили ссайбелиты с различным содержанием FeO в пределах всего предполагаемого изоморфного ряда $(Mg_2[B_2O_4(OH)](OH)—Fe_2[B_2O_4(OH)](OH)$. Синтез осуществлялся в автоклавах емкостью 36 *см*³, изготовленных из сплава ЭИ 437 Б. Условия получения соединений показаны в табл. 1, а их химический состав, показатели преломления и удельный вес — в табл. 2 и 3. Для исследований были получены соединения с железистостью ($f = \frac{FeO}{FeO+MgO}$ мол. %) 0, 25, 50, 75 и 100%.

ТАБЛИЦА 1

Условия синтеза железисто-магниевых боратов

Номера образцов	*f*, %	Загрузка автоклава, *г*					Температура, °С	Время, ч
		MgO	Fe_2O_3	$H_2C_2O_4 \cdot 2H_2O$	H_3BO_3	H_2O		
6	0	5,00	—	—	18,0	12,0	430	120
7	25	0,40	0,60	6,0	9,0	11,0	350	40
8	50	0,66	0,34	6,0	9,0	11,0	350	40
9	75	0,86	0,14	6,0	9,0	11,0	350	40
10	100	—	10,00*	—	7,5	9,0	400	12

* Железо вводилось в форме $FeC_2O_4 \cdot 2H_2O$.

ТАБЛИЦА 2

Результаты химического анализа и физические свойства синтетических железомагниевых боратов*

Номера образцов	*f*, %	Компоненты, %					Формула	Показатели преломления		Уд. в.	
		MgO	FeO	B_2O_3	H_2O	Сумма		*Ng*	*Np*	$d_{изм.}$, *г/см*³	$d_{выч.}$, *г/см*³
6	0	47,36	—	41,43	10,80	99,59	$1{,}99MgO \cdot B_2O_3 \cdot 1{,}01H_2O$	1,650	1,577	2,72	2,74
7	25	30,20	17,90	41,60	9,30	99,00	$1{,}26MgO \cdot 0{,}43FeO \cdot B_2O_3 \cdot 0{,}87H_2O$	1,685	1,610	Не изм.	Не выч.
8	50	20,95	35,03	33,98	10,20	100,16	$1{,}06MgO \cdot 1{,}01FeO \cdot B_2O_3 \cdot 1{,}11H_2O$	1,718	1,647	То же	То же
9	75	9,40	49,58	31,58	10,07	100,63	$0{,}51MgO \cdot 1{,}53FeO \cdot B_2O_3 \cdot 1{,}2H_2O$	1,743	1,665	»	»
10	100	—	60,72	30,64	8,12	99,48	$1{,}92FeO \cdot B_2O_3 \cdot 1{,}02H_2O$	1,779	1,703	3,61	3,61

* Анализы выполнены В. В. Гамлиной.

ТАБЛИЦА 3

Химический состав и физические свойства природных ссайбелитов

Компоненты	Обр. 239 (1)			Обр. 239б (2)			Обр. 239ж (3)			Обр. 277 (4)			Обр. 7 (5)		
	% вес.	Мол. колич.	Испр. мол. кол.	% вес.	Мол. кол.	Испр. мол. кол.	% вес.	Мол. кол.	Испр. мол. кол.	% вес.	Мол. кол.	Испр. мол. кол.	% вес.	Мол. кол.	Испр. мол. кол.
SiO_2	0,30	5	—	0,90	15	—	3,60	60	—	2,61	43	—	0,15	2	—
Al_2O_3	0,35	3	2	0,65	6	—	0,25	2	2	0,65	6	—	0,73	7	—
Fe_2O_3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,01	6	—	4,33	27	—
FeO	3,23	45	45	2,34	32	32	2,80	39	39	8,0	111	105	8,19	114	87
B_2O_3	42,48	610	610	36,79	528	528	39,69	570	570	36,32	522	522	38,78	557	557
MnO	0,78	1,1	1,1	0,56	0.8	0,8	0,80	1.1	—	0,85	1,2	1,2	0,50	0,7	0,7
CaO	1.27	23	—	3,93	70	—	2,25	40	8	0,93	17	—	Не обн.	—	—
MgO	40,20	997	990	41,27	1024	981	41,34	1026	995	38,99	967	901	37,00	918	876
CO_2	0,37	8	—	Не обн.	—	—	0,14	3	—	1,39	33	—	0,48	11	11
H_2O^+	10,04	558	556	13,15	7,30	64,6	8,37	465	465	8,96	498	486	10,45	580	496
Сумма	99,02	—	—	99,59	—	—	99,24	—	—	99,71	—	—	100,61	—	—
f, %	5			4			4,5			11			10		
Показатели преломления *Ng*	1,658			1,656			1,649			1,666			1,665		
Показатели преломления *Np*	1,580			1,677			1,584			1,587			1,589		
	0,078			0,079			0,065			0 079			0,076		
Уд. в., *г/см*³ Изм.	2,73			2,75			2,76			2,78			Не изм.		
Уд. в., *г/см*³ Выч.	2,79			2,79			2,79			2,84			2,83		

Примечание. Химические анализы выполнены В. В. Гамяниной и К. И. Каширце вой.

Краткая характеристика образцов ссайбелита, приведенных в табл. 3.

Обр. 239 (1). Гнездообразные скопления плотного толстоволокнистого светло- бурого ссайбелита в серпентизированном доломите. В срастании с ссайбелитом иногда флогопит. В шлифе слабо-розоватый по *Ng*. На примесь вычтены доломит и флогопит.

Обр. 239б (2). Светло-желтая до бесцветной плотная ссайбелитовая порода в серпентизированном доломите. В шлифе бесцветный. С ссайбелитом в породе ассоциируют форстерит, диопсид и гидротальк. На примесь вычтены диопсид и гидротальк.

Обр. 239ж (3). Светло-желтая до бесцветной параллельноволокнистая порода ссайбелита в виде гнезд и линз в серпентине. В ассоциации с клиногумитом и диопсидом. Проведено исправление на примесь диопсида и доломита.

Обр. 277 (4). Мономинеральная плотная порода ссайбелита бледно-коричнев ого цвета в ассоциации с серпентином, гидротальк итом, доломитом и флогопитом. В шлифе бесцветный. Вычтены на примесь доломит и флогопит.

Обр. 7 (5). Мелкокристаллическая плотная масса желтовато-бурого ссайбели ита в ассоциации с гидротальк итом и магнетитом, которые и вычтены как при- месь. В шлифе окрашен в слабый буроватый цвет.

Синтез соединений с $f = 25$, 50 и 75% осуществлен из пасты, состоящей из гидроокисей железа и магния. Паста была получена совместным осаждением $Fe(OH)_3$ и $Mg(OH)_2$ едким натрием из раствора солей, взятых в соответствующей пропорции.

Природные ссайбелиниты для химического анализа и других исследований были отобраны под бинокулярной лупой из протолочек образцов, в которых другие минералы были отделены предварительно в тяжелых жидкостях, магнитом и электромагнитом. Размер частиц

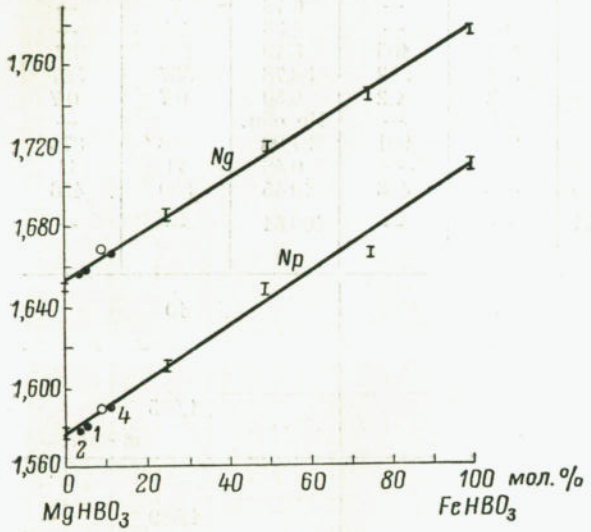


Рис. 1. Оптические свойства минералов ряда ссайбелиит — ферроссайбелиит.

1, *2*, *4* — номера образцов в табл. 3.

ссайбелиита в протолочке составлял 0,2—0,25 *мм*. Перед химическим анализом отобранный материал в течение 6 *ч* обрабатывался в 5%-ной HCl с целью удаления возможных включений карбонатов.

Используя данные табл. 2 и 3, мы построили диаграмму (рис. 1) зависимости показателей преломления *Ng* и *Np* минералов и синтетических соединений от их железистости *f* (%). Она является дополнением соответствующей диаграммы Л. И. Шабынина и Т. М. Митюшиной [1964] для всего ряда $Mg_2[B_2O_4(OH)](OH)$—$Fe_2[B_2O_4(OH)](OH)$. Образцы железистых ссайбелиитов, приведенные ранее Л. И. Шабыниным и Т. М. Митюшиной, вполне приемлемо укладываются и на нашей диаграмме. В пределах ошибок измерения на диаграмме хорошо выражена прямолинейная зависимость *Ng* и *Np* минералов и соединений от их железистости (*f*, %).

Природные и синтетические образцы железистых ссайбелиитов, кроме оптического исследования, были изучены методами микродифракции электронов, рентгенографии и ИК-спектроскопии.

ЭЛЕКТРОННОМИКРОСКОПИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ССАЙБЕЛИИТОВ

Изученные в электронном микроскопе УЭМБ-100 (v=75 *кв*) природные и синтетические образцы ссайбелиита представляли собой тонкоигольчатые до волокнистых образования. Для исследования рентгеновским методом монокристалла они явно непригодны. Рассматриваемый ниже рентгенографический метод порошка не мог служить единственно надежным критерием при определении сингонии ссайбелиита. Поэтому для получения данных о геометрии элементарной ячейки был использован метод микродифракции электронов. Следует подчеркнуть, что природные и синтетические Fe-ссайбелиниты в электронном микроскопе морфологически оказались идентичными.

До настоящего времени в опубликованной литературе нет однозначного решения вопроса о сингонии ссайбелиита. Так, Такеучи [Takeuchi, 1957], изучив текстурированный образец суссексита (Mn-содержащего аналога ссайбелиита), определил его принадлежность к ромбической сингонии. Пен Чжи-чжун и др. [1963], а несколько позднее Н. И. Органова [1964] на уникальных призматических монокристаллах ссайбелиита нашли, что он имеет моноклинную сингонию. Причем размеры периодов идентичности, по их данным и данным Такеучи [Takeuchi, 1957], совпадали.

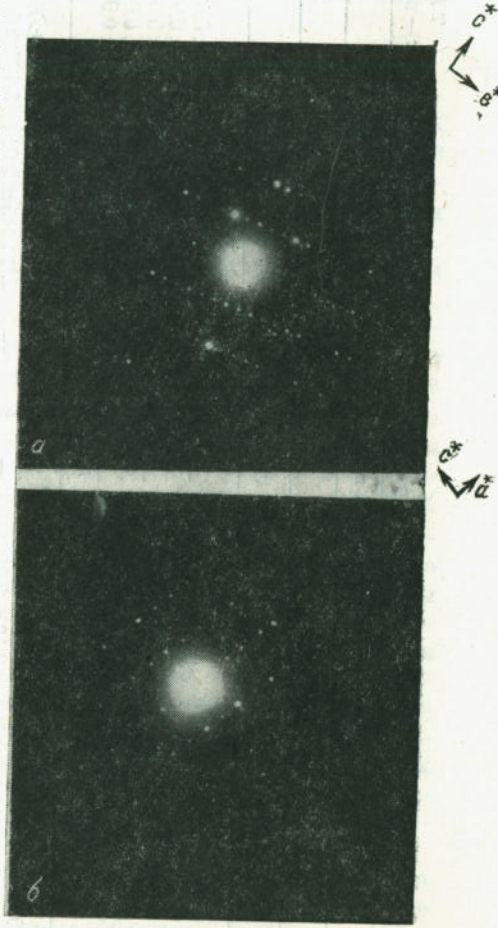


Рис. 2. Точечные электронограммы ссайбелиита (обр. 239б): *а* — okl-зона, *б* — hol-зона.

Для всех синтетических образцов рассматриваемого ряда микродифракционная картина представляет собой только одно сечение обратной решетки *okl*, из которого можно определить три параметра элементарной ячейки — *b*, *c* и *a* (рис. 2а). Для природных образцов в ряде случаев кроме сечения *okl* удавалось получить и сечение обратной решетки *hol* (рис. 2б), из которого определялся угол β. Угол α во всех случаях равен 90°, а угол β для природных ссайбелиитов составляет 96°. После индицирования полученных нами

Таблица 4

Параметры элементарной ячейки Fe-ссайбелиитов из микродифракционных картин и дебаеграмм (a, b, c — в ангстремах)

Номера образцов	f, %	Параметры элементарной ячейки, полученные при измерении									
		электронограмм				дебаеграмм					
		a	b	c	β, град.	a	b	c	β, град.		
5	0	—	10,36 ± 0,02	3,11 ± 0,005	—	—	10,39 ± 0,01	3,125 ± 0,008	—		
6	25	—	10,433 ± 0,003	3,14 ± 0,02	—	—	10,43 ± 0,01	3,155 ± 0,008	—		
7	50	—	10,45 ± 0,01	3,154 ± 0,001	—	—	10,45 ± 0,01	3,170 ± 0,008	—		
8	75	—	10,52 ± 0,01	3,17 ± 0,01	—	—	10,47 ± 0,01	3,195 ± 0,008	—		
9	100	—	10,55 ± 0,03	3,22 ± 0,02	—	—	10,50 ± 0,01	3,210 ± 0,008	—		
4	11	12,10 ± 0,05	10,10 ± 0,05	3,14 ± 0,03	96 ± 0,5	12,51 ± 0,02	10,41 ± 0,01	3,125 ± 0,008	95,7 ± 0,3		
5	10	—	10,41 ± 0,003	3,12 ± 0,01	—	—	10,415 ± 0,01	3,125 ± 0,003	—		
1	5	—	10,36 ± 0,03	3,06 ± 0,03	—	—	10,40 ± 0,01	3,120 ± 0,008	—		
2	4	12,6 ± 0,1	10,36 ± 0,03	3,14 ± 0,03	95 ± 0,5	12,49 ± 0,02	10,40 ± 0,01	3,120 ± 0,008	95,7 ± 0,3		

микродифракционных картин Fe-ссайбелиитов обнаружилось, что среди отражений типа hol отражения с нечетными значениями h являются погашенными, а для отражений типа okl никаких погасаний не наблюдалось. Отражения oko с k нечетными в пространственной группе $p2_1/a$ ($C_s^2 2h$), установленной для ссайбелиита Пен Чжи-чжун и др. [1963] и Н. И. Органовой [1964], запрещены. Появление запрещенных отражений oko с k нечетным можно объяснить малой толщиной изученных кристаллов ссайбелиита в направлении [100]. При этом узлы обратной решетки превращаются в «стержни», вытянутые параллельно [100] кристаллам. Таким образом, для изученных природных и синтетических Fe-ссайбелиитов характерна моноклинная сингония. Пространственную группу для них можно принять $p2_1/a$, т. е. симметрия их решетки точно такая же, как и у призматических монокристаллов ссайбелиита, изученного Пен Чжи-чжун и др. [1963].

Результаты измерения параметров элементарной ячейки из микродифракционных картин (стандарт — Al) приведены в табл. 4, где для сравнения помещены соответствующие параметры, полученные методом рентгенографии при измерении дебаеграмм. Отчетливо видно, что периоды идентичности по осям b и c закономерно возрастают по мере увеличения в ссайбелиитах содержания FeO, т. е. от магнезиального к железистому ссайбелиту. Соответствие между параметрами элементарной ячейки, полученными этими двумя методами, как видно из табл. 4, вполне удовлетворительное.

РЕНТГЕНОГРАФИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ССАЙБЕЛИИТОВ

Съемка порошков Fe-ссайбелиитов проводилась в камерах РКУ-114 на железном отфильтрованном излучении. В качестве внутреннего стандарта использовалась NaCl ($a = 5{,}639$ Å). Результаты расчета дебаеграмм исследованных образцов ссайбелиита ряда $Mg_2[B_2O_4(OH)](OH)—Fe_2[B_2O_4(OH)](OH)$ помещены в табл. 5.

Ранее при рентгенографическом изучении минералов ряда $Mg_2[B_2O_4(OH)](OH)—Mn_2[B_2O_4(OH)](OH)$ [Бровкин, Некрасов, 1965] мы воспользовались индицированием дебаеграммы ссайбелиита по данным работы Н. И. Органовой [1964]. При этом угол моноклинности ссайбелиита, определенный по дебаеграммам из отражения $\bar{6}01$ ($d = 1{,}791$ kX), оказался у нас равным 94° 05′, а не 95,5°, как это получено Н. И. Органовой [1964] монокристальным методом. При расчете электронограмм (см. табл. 4) угол β для ссайбелиитов равен 96°±0,5°. Следовательно, отражению с $d = 1{,}792$ kX должен быть приписан не $\bar{6}01$, а иной индекс. Поэтому индицирование дебаеграмм ссайбелиита, приведенных в табл. 5, было проведено нами при тех размерах элементарной ячейки, которые приведены в предыдущей работе [Бровкин, Некрасов, 1965], а именно $a \sin\beta = 10{,}48$ kX, $b = 10{,}37$ kX, $c \sin\beta = 3{,}11$ kX, но при значении $\beta = 96°$, а не 94° 05′. Индицирование проведено только для отражений с $d > 1{,}40$ kX, так как при меньших значениях d вследствие неоднозначности не имеет смысла проводить такую работу. Индицирование отражений на дебаеграммах образцов, промежуточных по составу между $Mg_2[B_2O_4(OH)](OH)$ и $Fe_2[B_2O_4(OH)](OH)$ оказалось возможным провести путем простого сопоставления с отражениями обычного ссайбелиита.

Так как ионы Mg и Fe^{2+} в значительной степени различаются между собой по размеру и атомному весу, изоморфное замещение $Fe^{2+} \rightarrow Mg$ при переходе от магнезиоссайбелиита к ферроссайбелиту приводит к увеличению межплоскостных расстояний и изменению интенсивности отражений. Эти изменения наглядно отображены на диаграмме (рис. 3), построенной по данным табл. 5. По величине смещения наиболее чувствительным к замещению магния Fe^{2+} является отражение 031. На рис. 4 показан характер зависимости положения d_{031} от состава изученных минералов и соединений ряда $Mg_2[B_2O_4(OH)](OH)—Fe_2[B_2O_4(OH)](OH)$.

Величина межплоскостного расстояния отражения 031 линейно связана с коэффициентом железистости ссайбелиита: $d^f_{031} = 2{,}311$ $kX + 0{,}0005\,f$. Эту зависимость можно использовать для

ТАБЛИЦА 5

Межплоскостные расстояния (kX) и параметры элементарной ячейки природных минералов и синтетических соединений состава $(Mg, Fe)_2[B_2O_4(OH)](OH)$ по образцам № 2—10

Номера линии	hkl	Природные ссайбелиниты					
		2		3		1	
		Желе				4	
		4		4		5	
		d/n	I	d/n	I	d/n	I
1	200	6,220	10	6,220	10	6,220	10
2	020	5,190	3	5,210	3	5,210	2
3	—	—	—	4,250	1	—	—
4	310	3,850	1	3,870	1	3,870	3
5	130	3,335	3	3,330	5	3,340	3
6	320	3,242	4	3,249	6	3,250	5
7	001	—	—	—	—	—	—
8	230	3,022	4	3,026	4	3,030	4
9	011	2,982	3	2,979	3	2,983	3
10	021β	2,943	2	2,942	2	2,940	2
11	$21\bar{1}$	—	—	—	—	—	—
12	021	2,663	9	2,665	8	2,667	10
13	420	—	—	—	—	—	—
14	330	—	—	—	—	—	—
15	040	2,588	1	—	—	2,607	3
16	211	—	—	—	—	—	—
17	121	2,552	2	2,553	2	—	—
18	140	—	—	—	—	—	—
19	221	2,540	6	2,539	4	2,541	6
20	—	—	—	—	—	—	—
21	510	2,425	9	2,427	7	2,427	10
22	221	2,392	2	2,398	1	2,383	3
23	301	—	—	—	—	—	—
24	$32\bar{1}$	—	—	2,342	1	2,344	1
25	430	—	—	—	—	—	—
26	$40\bar{1}$	—	—	—	—	—	—
27	031	2,314	6	2,313	6	2,314	7
28	340	2,201	10	2,201	10	2,201	10
29	321	2,170	1	2,170	1	2,170	1
30	231	2,126	1	2,126	1	2,123	2
31	600	2,079	9	2,079	8	2,079	8
32	150	—	—	—	—	—	—
33	530	2,023	2	2,022	1	—	—
34	440	1,992	6	1,992	6	1,992	6
25	041	—	—	—	—	—	—
36	331	—	—	—	—	—	—
37	250	1,970	3	1,972	1	1,970	1
38	141	—	—	—	—	—	—
39	620	1,930	1	1,931	1	—	—
40	$24\bar{1}$	—	—	—	—	—	—
41	$52\bar{1}$	—	—	—	—	—	—
42	$24\bar{1}$	—	—	—	—	—	—
43	$60\bar{1}$	—	—	—	—	—	—
44	611	1,792	5	1,792	5	1,793	5
45	710	1,758	1	1,752	1	—	—

Природные ссайбелиниты					
4		5			
11		10			
d/n	I	d/n	I		
6,220	8	6.230	8		
3,870	1	3,870	1		
3,330	3	3,340	3		
3,250	5	3,250	4		
3,029	5	3.028	4		
—	—	2,998	2		
—	—	—	—		
2,663	9	2,663	9ш		
—	—	—	—		
—	—	—	—		
2,597	3	2,594	3		
—	—	—	—		
—	—	2,565	2		
—	—	—	—		
2,542	7	2,541	6		
—	—	—	—		
2,428	9	2,430	10		
2,382	3	2,384	3		
—	—	—	—		
2,343	1	2,343	3		
—	—	—	—		
—	—	—	—		
2,317	7	2,319	7		
2,203	10	2,205	10		
—	—	—	—		
—	—	—	—		
2,082	7	2,082	7		
—	—	—	—		
2,025	1	2,028	2		
1,994	5	1,994	6		
—	—	—	—		
—	—	—	—		
—	—	—	—		
—	—	—	—		
—	—	—	—		
—	—	—	—		
1,933	1	1,933	2		
—	—	—	—		
—	—	—	—		
—	—	—	—		
1,7935	5	1,794	6		
—	—	1,760	1		

Продолжение табл. 5

Номера линии	hkl	Синтетические соединения															
		6			7			8			9			10			
		Железистость (f), %															
		0			25			50			75			100			
		$d_{выч.}$	$d_{изм.}$	I	$d_{выч.}$	$d_{изм.}$	I	$d_{выч.}$	$d_{изм.}$	I	$d_{выч.}$	$d_{изм.}$	I	$d_{выч.}$	$d_{изм.}$	I
1	200	6,240	6,240	9	6,260	6,230	10	6,255	6,270	10	6,295	6,280	10	6,318	6,300	10
2	020	5,187	5,210	2	5,205	5,210	3	5,220	—	—	5,225	—	—	5,240	5,250	1
3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4,120	1	—	—	—
4	310	3,864	3,870	1	3,875	3,876	3	3,885	3,897	2	3,896	3,900	1	3,906	3,906	5
5	130	3,334	3,342	3	3,345	3,348	3ш	3,354	3,356	1	3,358	3,364	1	3,366	3,366	3
6	320	3,245	3,254	5	3,256	3,255	6	3,265	3,261	4	3,272	3,271	5	3,282	3,280	7
7	001	3 105	—	—	—	—	—	3,150	3,129	3	3,175	3,170	1	—	—	—
8	230	3,025	3,027	5	3,036	3,035	4	3,045	3,047	3	3,049	3,048	2	3,057	3,060	2
9	011	2,975	2,980	6	—	—	—	3,015	—	—	3,037	—	—	3,057	—	—
10	021β	2,962	2,950	3ш	2,983	2,987	3	2,995	—	—	3,015	—	—	3,030	—	—
11	21$\bar{1}$	2,796	2,801	4ш	2,810	2,819	5ш	2,821	2,833	3	2,841	2,852	3	2,850	2,842	2
12	021	2,663	2,664	10ш	2,686	2,676	10	2,697	2,687	7ш	2,714	2,706	9ш	2,725	2,725	4ш
13	420	2,674	—	—	2,683		5	2,690	—	—	2,697	2,691	5	2,706	2,716	7
14	330	2,661	—	—	—	—	—	2,676	—	—	2,680	—	—	2,689	2,683	3
15	040	2,594	2,591	3	2,603	2,609	4	2,610	2,623	2	2,613	2,617	4	2,620	2,627	4
16	211	2,586	—	—	2,615	—	—	2,626	—	—	2,643	—	—	2,654	—	—
17	121	2,558	2,559	5	2,583	2,577	4	2,593	2,597	2	2,610	—	—	2,619	—	—
18	140	2,540	—	—	2,548	—	—	2,556	—	—	2,557	—	—	2,565	—	—
19	221	2,533	2,538	8	2,546	2,553	6	2,555	2,562	4	2,570	2,571	4	2,579	2,582	3
20	—	—	—	—	—	2,467	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
21	510	2,427	2,427	10	2,435	2,434	10	2,441	2,442	10	2,448	2,449	10	2,456	2,456	10
22	221	2,374	2,378	1	2,398	2,402	3	2,407	2,410	4	4,422	2,425	1	2,430	2,423	0,5
23	301	2,374	—	—	2,400	—	—	2,408	—	—	2,422	—	—	2,432	—	—
24	32$\bar{1}$	2,340	—	—	2,348	2,349	2ш	2,357	2,360	2	2,369	2,368	2	2,378	2,380	2
25	430	2,317	—	—	2,325	—	—	2,331	—	—	2,336	2,314	2ш	2,343	—	—
26	40$\bar{1}$	2,325	—	—	2,330	—	—	2,338	—	—	2,351	—	—	2,361	2,361	2
27	031	2,310	2,311	8	2,327	2,326	8	2,335	2,336	4	2,348	2,348	2	2,356	—	—
28	340	2,201	2,201	10	2,2085	2,209	10	2,213	2,212	5	2,218	2,218	3	2,2245	2,224	2
29	321	2,157	—	—	2,179	2,178	2	2,187	—	—	2,198	—	—	2,206	—	—
30	231	—	—	—	—	—	—	2,140	2,140	1	—	—	—	2,157	1,154	2
31	600	2,080	2,078	9	2,0865	2,087	10	2,092	2,091	6	2,098	2,098	9	2,106	2,107	6
32	150	2,046	2,050	0,5	2,054	2,067	1	2,060	—	—	2 063	—	—	2,068	—	—
33	530	2,024	2,022	1	2,031	2,027	1	2,036	2,035	1	2,041	—	—	2,046	2,046	1
34	440	1,995	1,991	8	2,002	2,003	7	2,007	2,003	4	2,010	2,010	5	2,017	2,017	4
35	041	1,991	—	—	2,003	—	—	2,010	—	—	2,017	—	—	2,024	—	—
36	331	1,958	—	—	1,974	—	—	1,980	—	—	1,989	—	—	1,996	—	—
37	250	1,968	1,972	1	1,976	1,980	1	1,981	—	—	1,983	1,986	1	1,989	1,991	1
38	141	1,931	—	—	1,959	1,956	1	1,966	1,969	1	1,974	—	—	1,980	—	—
39	620	1,931	—	—	1,937	1,938	2	1,942	1,944	2	1,947	1,950	3	1,954	1,954	3
40	24$\bar{1}$	1,934	1,935	2	1,943	—	—	1,949	—	—	1,956	—	—	1,962	—	—
41	52$\bar{1}$	1,908	1,905	1	1,911	—	—	1,918	1,920	1	1,927	1,927	1	1,934	1,934	1
42	241	1,861	1,864	1	1,874	—	—	1,881	—	—	—	—	—	1,895	—	—
43	60$\bar{1}$	1,818	—	—	1,819	—	—	1,825	—	—	1,833	1,827	1	1,840	1,834	2
44	611	1,7915	1,7905	5	1,792	1,793	5ш	1,798	1,796	6	1,805	1,806	3	1,813	1,811	3
45	710	1,757	1,755	1	1,7627	1,7624	3	1,768	1,770	2	1,773	1,772	4	1,779	1,7785	3

Продолжение табл. 5

Номера линии	hkl	Природные ссайбелииты					
		1		4		5	
		Железистость (f), %					
		5		11		10	
		d/n	I	d/n	J	d/n	I
46	341	—	—	—	—	—	—
47	44$\bar{1}$	1,728	6	1,730	5	1,731	5
48	060	—	—	—	—	—	—
49	25$\bar{1}$	1,690	4	1,693	5	1,694	4
50	260	1,666	2	1,668	1	1,668	1
51	251	1,644	1	1,645	2	1,645	2
52	541	—	—	—	—	—	—
53	63$\bar{1}$	1,6104	4	1,611	4	1,612	4
54	71$\bar{1}$	—	—	—	—	—	—
55	360	—	—	—	—	—	—
56	550	1,597	2	1,597	2	1,599	2
57	002	1,558	4	1,560	5	1,560	4
58	21$\bar{2}$	—	—	—	—	1,552	2
59	541	—	—	1,549	2	1,546	7
60	061	1,512	7ш	1,511	5	—	—
61	161, 31$\bar{2}$	1,493	6	1,493	5	1,495	8
62	64$\bar{1}$	—	—	—	—	—	—
63	170	1,472	5	1,474	4	1,476	5
64	202	—	—	—	—	—	—
65	560	1,422	1	1,422	1	—	—
66	830	—	—	—	—	—	—
67	370	—	—	—	—	—	—
68	361	1,3975	1	—	—	1,388	3
69	—	1,3755	6	1,3755	2	1,377	2
70	—	1,355	1	—	—	1,354	1
71	2	1,338	2	1,339	2	1,292	3
72	—	1,330	1	—	—	1,278	1
73	2	—	—	—	—	1,267	2
74	—	1,240	2	1,2405	2	1,2422	4
75	—	—	—	—	—	1,233	1
76	—	—	—	—	—	1,225	1
77	—	1,198	1	1,2002	1	1,201	1
78	—	—	—	—	—	—	—
79	—	—	—	—	—	—	—
80	680	1,1018	6	1,1028	5ш	1,1028	6
81	—	—	—	—	—	1,074	2
82	—	—	—	—	—	—	—
83	—	1,0495	2	—	—	—	—
84	12. C0	1,0406	6	1,0417	7	1,042	7
$a \sin \beta(kX)$		12,47 ± 0,01		12,49 ± 0,01		12,495 ± 0,01	
$a(kX)$		—		—		—	
$b(kX)$		10,38 ± 0,01		10,39 ± 0,01		10,395 ± 0,01	
$c \sin \beta(kX)$		3,113 ± 0,005		3,119 ± 0,005		3,120 ± 0,005	
$c(kX)$		—		—		—	
$\beta(\pm 0.3)$, град.		95,7 ± 0,3		95,7 ± 0,3		95,7 ± 0,3	
$v(kX^3)$		404,9		406,7		407,2	

Номера линии	hkl	Природные					
		2		3			
		Железистость (f), %					
		4		4			
		d/n	I	d/n	I		
46	341	—	—	—	—		
47	44$\bar{1}$	1,727	6	1,728	5		
48	060	—	—	—	—		
49	25$\bar{1}$	1,689	3	—	—		
50	260	1,667	1	1,668	2		
51	251	—	—	1,642	1		
52	541	—	—	—	—		
53	63$\bar{1}$	1,610	3	1,609	2		
54	71$\bar{1}$	—	—	—	—		
55	360	—	—	—	—		
56	550	1,597	2	1,597	2		
57	002	1,557	3	1,556	3ш		
58	21$\bar{2}$	—	—	—	—		
59	541	1,544	5ш	—	—		
60	061	—	—	1,5117	3ш		
61	161, 31$\bar{2}$	1,493	5	1,492	3ш		
62	64$\bar{1}$	—	—	—	—		
63	170	1,473	4	1,474	4		
64	202	—	—	—	—		
65	560	1,423	1	1,421	2		
66	830	—	—	—	—		
67	370	—	—	1,387	1		
68	361	1,399	1	1,396	2		
69	—	1,3746	2	1,376	1		
70	—	1,354	1	1,352	1		
71	2	1,338	1	1,331	1		
72	—	—	—	1,290	1		
73	2	—	—	—	—		
74	—	1,2412	4	1,240	1		
75	—	—	—	—	—		
76	—	1,2236	2	—	—		
77	—	—	—	1,199	1		
78	—	1,1597	2	—	—		
79	—	—	—	—	—		
80	680	1,1018	6	1,1018	5		
81	—	—	—	—	—		
82	—	—	—	1,064	1		
83	—	—	—	—	—		
84	12. C0	1,0407	5	1,040	5		
$a \sin \beta(kX)$		12,47 ± 0,01		12,27 ± 0,01			
$a(kX)$		—		—			
$b(kX)$		10,38 ± 0,01		10,38 ± 0,01			
$c \sin \beta(kX)$		3,113 ± 0,005		3,113 ± 0,005			
$c(kX)$		—		—			
$\beta(\pm 0.3)$, град.		95,7 ± 0,3		95,7 ± 0,3			
$v(kX^3)$		404,9		404,9			

Номера линии	hkl	Синтетические соединения: 6			7			8			9			10		
		Железистость (f), %: 0			25			50			75			100		
		$d_{выч.}$	$d_{изм.}$	I	$d_{выч.}$	$d_{изм.}$	I	$d_{выч.}$	$d_{изм.}$	I	$d_{выч.}$	$d_{изм.}$	I	$d_{выч.}$	$d_{изм.}$	I
46	341	1,750	—	—	1,764	—	—	1,769	—	—	1,776	—	—	1,783	—	—
47	44$\bar{1}$	1,732	1,725	7	1,736	1,735	8	1,7425	1,741	6	1,748	1,748	5	1,754	1,7525	4
48	060	1,729	—	—	1,735	—	—	1,740	—	—	1,742	—	—	1,748	—	—
49	25$\bar{1}$	1,686	1,688	3	1,695	1,697	6	1,700	1,701	4	1,7055	1,706	2	1,711	1,710	3
50	260	1,664	1,664	1	1,692	—	—	1,696	—	—	1,701	—	—	1,707	—	—
51	251	1,638	1,645	3	1,649	1,649	2	1,654	1,6535	3	1,660	1,663	4ш	1,666	1,669	4
52	541	1,610	—	—	1,613	1,613	3	1,618	1,621	4	1,623	1,623	6	1,6285	1,626	5
53	63$\bar{1}$	1,609	1,607	4	1,611	—	—	1,617	—	—	1,621	—	—	1,628	—	—
54	71$\bar{1}$	1,601	—	—	1,603	—	—	1,607	—	—	1,614	1,613	1	1,621	—	—
55	360	1,597	—	—	1,602	—	—	1,606	—	—	1,609	—	—	1,613	—	—
56	550	1,595	1,594	1	1,601	—	—	1,605	1,603	2	1,608	—	—	1,613	1,609	1
57	002	1,552	1,551	10	1,567	1,566	6	1,575	1,575	3	1,5876	—	—	1,595	1,590	3
58	21$\bar{2}$	1,528	—	—	1,539	—	—	1,546	1,550	3	1,558	1,555	3	1,564	—	—
59	541	1,508	—	—	1,521	—	—	1,5243	—	—	1,530	1,531	4	1,535	1,5381	4
60	061	1,511	1,509	8	1,518	1,517	8	1,523	1,5233	6	1,527	—	—	1,532	1,527	1
61	161, 31$\bar{2}$	1,4906	1,490	8	1,494	1,497	8	1,5037	1,5041	5	1,5077	1,510	3	1,5107	1,522	2
62	64$\bar{1}$	1,472	—	—	1,492	—	—	1,496	—	—	1,5004	—	—	1,506	—	—
63	170	1,472	1,472	5	1,477	1,477	5	1,481	1,480	3	1,4824	1,483	3	1,4867	1,4849	4
64	202	1,471	—	—	1,487	—	—	1,494	—	—	1,5055	—	—	1,512	—	—
65	560	1,4215	1,4215	3	1,426	1,426	2ш	1,4301	1,433	2	1,433	1,434	2	1,437	1,4385	2
66	830	1,422	—	—	1,427	—	—	1,4305	—	—	1,434	—	—	1,439	—	—
67	370	1,396	—	—	1,401	1,403	1	1,405	—	—	1,406	—	—	1,4108	—	—
68	361	1,397	1,3985	3	1,406	—	—	1,4105	—	—	1,414	—	—	1,4188	—	—
69	—	—	1,374	1	—	1,3785	4	—	1,383	2	—	1,3877	4	—	—	—
70	—	—	1,353	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,367	3
71	2	—	1,337	4	—	1,3436	4	—	1,349	3	—	1,350	2	—	1,354	2
72	—	—	1,293	3	—	1,2925	3	—	1,2955	1	—	1,341	1	—	1,3436	2
73	2	—	1,2417	3	—	—	—	—	1,303	1	—	—	—	—	1,2894	3
74	—	—	1,239	5	—	1,2436	3	—	1,248	1	—	1,2605	4	—	1,2653	1
75	—	—	1,2276	4	—	1,2340	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
76	—	—	1,2235		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
77	—	—	1,1975	3	—	—	—	—	1,2045	3	—	1,207	2	—	1,208	2
78	—	—	1,1568	2	—	—	—	—	1,1642	3ш	—	1,193	1	—	1,1714	2
79	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
80	680	—	1,1014	8	—	1,1019	7	—	1,1071	7	—	1,110	3	—	1,1111	5
81	—	—	1,0754	4	—	1,0818	2	—	1,0842	2	—	1,091	3	—	1,092	2
82	—	—	1,0608	3	—	1,0642	2	—	1,0669	2	—	1,083	2	—	—	—
83	—	—	1,049	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
84	12. 00	—	1,0403	9	—	1,0438	8	—	1,0462	5	—	1,049	6	—	1,0528	6
$a \sin\beta(kX)$		12,48 ± 0,01			12,52 ± 0,01			12,555 ± 0,01			12,590 ± 0,005			12,635 ± 0,01		
$a(kX)$		12,54 ± 0,02			12,58 ± 0,02			12,615 ± 0,02			12,648 ± 0,015			12,693 ± 0,02		
$b(kX)$		10,375 ± 0,01			10,41 ± 0,01			10,43 ± 0,01			10,45 ± 0,01			10,48 ± 0,01		
$c \sin\beta(kX)$		3,105 ± 0,005			3,135 ± 0,005			3,150 ± 0,005			3,175 ± 0,0			3,190 ± 0,01		
$c(kX)$		3,120 ± 0,008			3,149 ± 0,008			3,164 ± 0,008			3,190 ± 0,008			3,204 ± 0,01		
$\beta(\pm 0.3)$, град.		95,7			95,5			95,5			95,5			95,5		
$v(kX^3)$		404,3			410,5			414,8			419,7			424,4		

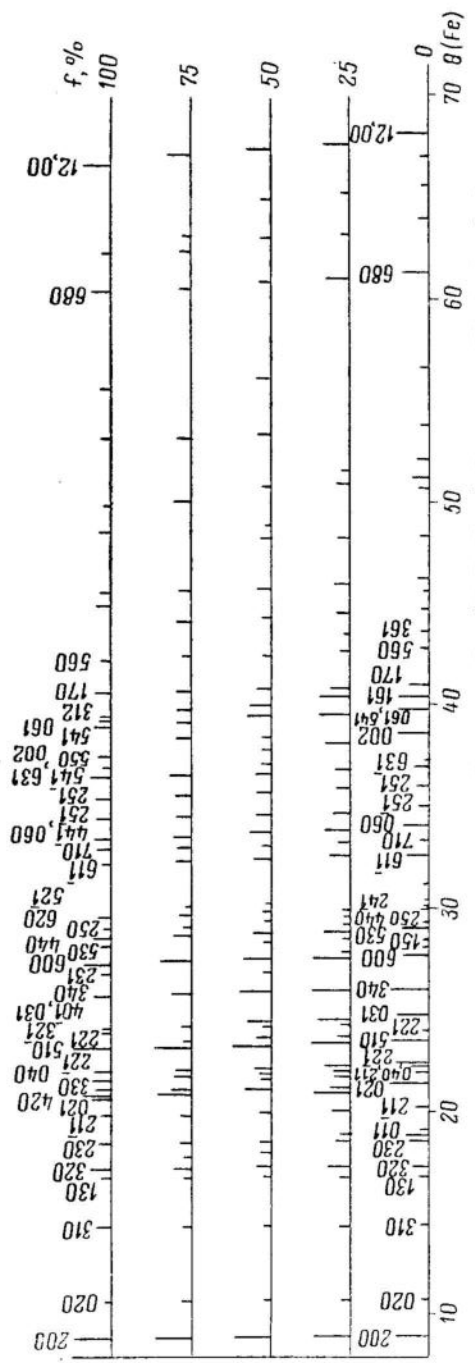


Рис. 3. Штрих-диаграмма соединений ряда $Mg_2[B_2O_4(OH)](OH) - Fe_2[B_2O_4(OH)](OH)$.

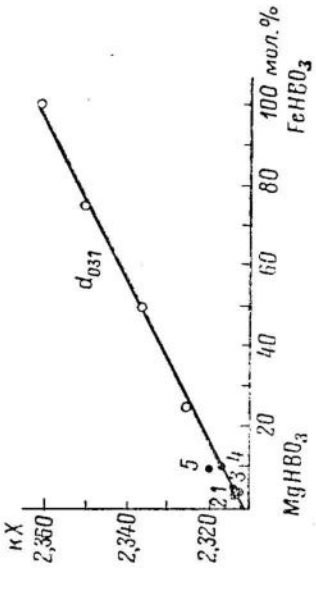


Рис. 4. Зависимость межплоскостного расстояния отражения 031 ссайбелита от содержания в нем Fe^{2+}.

определения величины f природных ссайбелитов, не содержащих, кроме FeO, других изоморфных примесей в значительных количествах. Ниже величина f ссайбелитов, определенная на основе этой диаграммы, сопоставлена с f, полученной из данных химического анализа и ИК-спектроскопии (f, %):

Номера образцов	По данным хим. анализа	Рентгенографическим методом (из d_{031})	По полосе 570 $см^{-1}$ ИК-спектра
1	5	6	8
2	4	6	5
3	5	4	6
4	12	12	15
5	10	15	13

Параметры элементарной ячейки $a \sin\beta$ и b были определены по отражениям 510, 340, 600, 440 и 710; $c \sin\beta$ находили из отражений 002 и 031, а угол β из отражений 221 и $22\bar{1}$, 241 и $24\bar{1}$. Результаты определений этих величин помещены в табл. 5 и нанесены на диаграмму рис. 5. Из табл. 5 и диаграммы рис. 5 видно, что при замещении магния Fe^{2+} размеры элементарной ячейки ссайбелитов в пределах ошибки измерения возрастают линейно. Уравнения прямых, отображающих зависимость между размерами элементарной ячейки и величиной f, имеют следующий вид:

$$a_f = 12{,}565\text{Å} \pm 0{,}00150f;$$

$$b_f = 10{,}396\text{Å} \pm 0{,}00105f;$$

$$c_f = 3{,}125\text{Å} \pm 0{,}00084f.$$

Угол моноклинности β в пределах ошибки измерения ($\Delta \pm 0{,}4°$) для всех образцов остается неизменным.

Зависимость параметров элементарной ячейки от железистости (f) минералов и соединений и анализ их дифракционных картин свидетельствуют о наличии неограниченной смесимости между $Mg_2[B_2O_4(OH)](OH)$ и $Fe_2[B_2O_4(OH)](OH)$, аналогичной для изоморфного ряда $Mg_2[B_2O_4(OH)](OH)$ и $Mn_2[B_2O_4(OH)](OH)$. Следовательно, можно говорить о существовании серии твердых растворов с крайними членами $Mg_2[B_2O_4(OH)](OH) - Fe_2[B_2O_4(OH)](OH) - Mn_2[B_2O_4(OH)](OH)$. Состав минералов этой серии в общем случае выражается формулой $(Mg, Mn, Fe)_2[B_2O_4(OH)](OH)$, а их физические свойства (в частности Ng и Np) будут определяться соотношением Mg : Mn : Fe. Параметры элементарной ячейки таких боратов также определяются средним ионным радиусом двухвалентных катионов. На рис. 6 видно, что параметры a и c рассматриваемой серии твердых растворов линейно изменяются в зависимости от среднего размера радиуса $r_{ме}^{2+}$, где $r_{ме}^{2+}$ представляют собой радиусы ионов Mg, Mn^{2+} и Fe^{2+}, взятые по Аренсу. При неизменном типе

связи $Me^{2+}-O$ эта линейная зависимость вероятней всего будет сохранена при условии изоморфного вхождения в структуру ссайбелиита и других катионов.

Считаем уместным заметить, что изменение параметров элементарной ячейки рассматриваемой изоморфной серии, кроме упомянутой выше причины, может быть вызвано другими обстоятельствами, а именно избыточным количеством H_2O в ссайбелиите. Исследования искусственных соединений состава $2MgO \cdot B_2O_3(1 + n)H_2O$, т. е. ссайбелиита с переменным количеством воды, показали, что при колебаниях $n = 0-1{,}30$ параметры элементарной

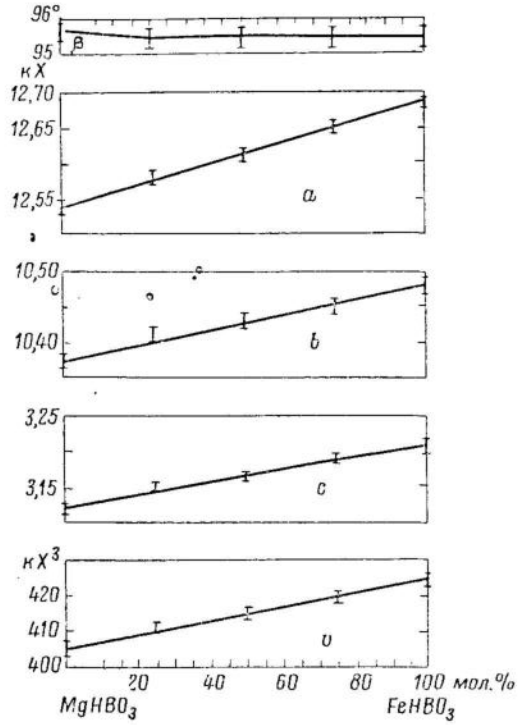


Рис. 5. Изменение параметров элементарной ячейки в минералах и соединениях ряда ссайбелиит-ферроссайбелиит.

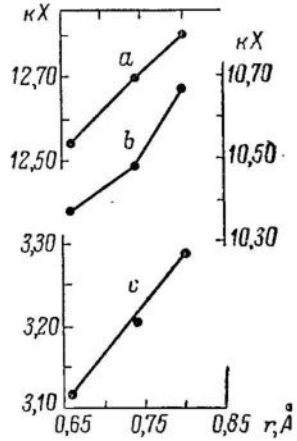


Рис. 6. Зависимость параметров элементарной ячейки от радиуса двухвалентного катиона в группе ссайбелиита.

ячейки увеличиваются с увеличением n (Григорьев и др., 1966). Одним из авторов данной статьи в природе был встречен ссайбелиит необычного состава. Позднее он был синтезирован А. П. Григорьевым. Дебаеграмма его сходна с таковой обычного ссайбелиита, а отношение $\beta/Mg < 1$. В данном случае, вероятно, имеет место частичная замена борокислородного радикала гидроксильными группами аналогично тому, как это установлено для островных силикатов (например, гранатов). Для ссайбелиита такого состава ($\beta/Mg < 1$) размеры элементарной ячейки также имеют большее значение, чем для обычного ссайбелиита [Григорьев и др., 1967].

ИК-СПЕКТРЫ МИНЕРАЛОВ И СИНТЕТИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЙ РЯДА $Mg_2[B_2O_4(OH)](OH)$—$Fe_2[B_2O_4(OH)](OH)$

Инфракрасные спектры были получены на двухлучевом спектрометре UR-10. Образцы готовились методом осадочных пленок путем прессования таблеток из KBr. Полученные спектры показаны на рис. 7, частоты колебаний приведены в табл. 6.

Изучение минералов и соединений ряда $Mg_2[B_2O_4(OH)](OH)$—$Fe_2[B_2O_4(OH)](OH)$ методом ИК-спектроскопии следует рассматривать как продолжение работы по исследованию минералов и соединений ряда $Mg_2[B_2O_4\times\times(OH)](OH)$—$Mn_2[B_2O_4(OH)](OH)$ [Ковалева и др., 1965]. Как и в предыдущей работе, при анализе ИК-спектров ссайбелиита мы исходили из работы Такеучи [Takeuchi, 1958], который на основании сопоставления ИК-спектров суанита и ссайбелиита пришел к выводу о наличии в последнем групп B_2O_5.

Интерпретация основных полос поглощения ИК-спектра ссайбелиита была дана ранее [Ковалева и др., 1965]. Здесь мы остановимся на изменениях его при переходе к железистым разностям.

При переходе от ссайбелиита — $Mg_2[B_2O_4(OH)](OH)$ к Fe-ссайбелиту — $Fe_2[B_2O_4(OH)](OH)$ можно отметить следующие изменения в инфракрасном спектре. Прежде всего, характерным является изменение интенсивности полос 410 и 445 $см^{-1}$. Она существенно уменьшается от ссайбелиита к Fe-ссайбелиту. Для многих полос наблюдается смещение в сторону меньших частот по мере замещения магния двухвалентным железом (1410, 1220, 845 $см^{-1}$). Полоса при 570 $см^{-1}$ смещается вплоть до слияния с полосой 535 $см^{-1}$. Интересно отметить, что полоса в области 900 $см^{-1}$, которая закономерно

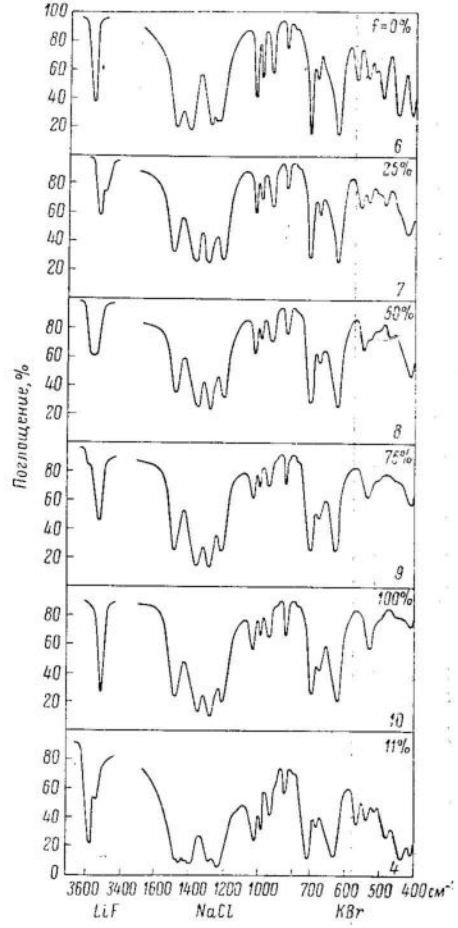


Рис. 7. ИК-спектры поглощения в соединениях ряда ссайбелиит — ферроссайбелиит. Арабскими цифрами обозначены номера образцов (см. табл. 6).

ТАБЛИЦА 6

Частоты полос ИК-спектров поглощения минералов ряда $Mg_2[B_2O_4(OH)](OH) - Fe_2[B_2O_4(OH)](OH)$

| Номера образцов | f (%) | Частота полос ИК-спектров в $см^{-1}$ и их интенсивность | | |

Чжи-чжун, 1963]. Нам представляется, что это предположение трудно связать с двумя экспериментальными фактами: наличием в ИК-спектре ссайбелиита и единственной полосы валентного колебания группы OH и отсутствием второго теплового эффекта на термограмме.

В заключение следует отметить, что по изменениям в ИК-спектрах поглощения можно определять железистость (f, %) природных ссайбелиитов. Так, положение полосы около 570 $см^{-1}$ хорошо коррелируется с величиной f (рис. 8). Результаты определения величины f по смещению полосы 570 $см^{-1}$ для изученных природных образцов приведены на стр. 245. Как было отмечено ранее [Ковалева и др., 1965], положение этой же полосы закономерно изменяется и в минералах ряда ссайбелиит — суссексит, т. е. при замещении магния Mn^{2+}. Эти факты позволяют связывать данную полосу, вероятно, с колебаниями $B—O—R^{2+}$.

ВЫВОДЫ

На основании электронномикроскопического, рентгенографического изучения и метода ИК-спектроскопии можно сделать следующие основные выводы об особенностях изоморфизма в железисто-магниевых боратах ряда ссайбелиит — Fe-ссайбелиит.

1. Анализ точечных электронограмм, полученных с природных ссайбелиитов и синтетических соединений состава $(Mg, Fe)_2[B_2O_4(OH)](OH)$, позволяет считать, что для них характерна моноклинная сингония.

2. Рассмотрение дебаеграмм и зависимости параметров элементарной ячейки, показателей преломления и ИК-спектров поглощения изученных минералов и соединений от их химического состава свидетельствует о наличии неограниченной смесимости между $Mg_2[B_2O_4(OH)](OH)$ и $Fe_2[B_2O_4(OH)](OH)$, т. е. существовании непрерывного изоморфного ряда ссайбелиит — Fe-ссайбелиит.

3. Замещение магния Fe^{2+} в минералах данного изоморфного ряда влечет за собой изменение его физических свойств и параметров элементарной ячейки. Показатели преломления при переходе от $Mg_2[B_2O_4(OH)](OH)$ к $Fe_2[B_2O_4(OH)](OH)$ возрастают линейно. Изменение размеров элементарной ячейки минералов в зависимости от величины $f = \frac{FeO}{FeO+MgO}$ % мол. выражается формулами

$$a_f = 12{,}565\text{Å} \pm 0{,}00150;$$

$$b_f = 10{,}396\text{Å} \pm 0{,}00150;$$

$$c_f = 3{,}125\text{Å} \pm 0{,}00084.$$

4. Для определения железистости ссайбелиита удобно пользоваться диаграммой зависимости межплоскостного расстояния отражения 031 от железистости. Эта зависимость выражается уравнением прямой $d^f_{031} = 2{,}311\ kX \pm 0{,}0005f$.

5. При замене в структуре ссайбелиита магния более тяжелым Fe^{2+} многие полосы ИК-спектра поглощения смещаются в сторону меньших частот. Особенно хорошая корреляция между составом ссайбелиита и положением в ИК-спектре характерна для полосы около 570 $см^{-1}$ ($\nu^f = 569\ см^{-1} — 0{,}430f$). Учитывая, что положение этой полосы закономерно изменяется и при замене магния Mn^{2+} [Ковалева и др., 1965], ее можно связать с колебаниями $B—O—R^{2+}$.

6. Хорошо проявляющиеся в ИК-спектре поглощения для соединений, промежуточных по составу между ссайбелиитом и Fe-ссайбелиитом, две полосы (3568 и 3510 $см^{-1}$) отвечают двум связям $HO—Mg^{2+}$ и $HO—Fe^{2+}$ соответственно.

ЛИТЕРАТУРА

Ахманова М. В. Применение ИК-спектров поглощения к исследованию структуры природных боратов. Ж. структурн. химии, вып. 3, № 28, 1962.

Бровкин А. А., И. Я. Некрасов. О зависимости параметров элементарной ячейки минералов ряда ссайбелиит — суссексит от их состава. Сб. Рентгеногр. минер. сырья, № 5, 1965.

Григорьев А. П., А. А. Бровкин, И. Я. Некрасов. О новой разновидности ашарита. Изв. Латв. АН, 1967.

Ковалева Л. Т. и др. Изучение минералов ряда ссайбелиит — суссексит методом инфракрасной спектроскопии и электронографии. Ж. структурн. химии, вып. 6, № 79, 1965.

Органова Н. И. О моноклинности ссайбелиита. Сб. Рентгенография мин. сырья, № 4, 1964.

Сердюченко Д. П. Алюмоферроашарит — новый минерал. Зап. ВМО, ч. 85, вып. 3, 1956.

Пен Чжи-чжун, У Чэн-ий, Чжан Пи-син. Кристаллическая структура ашарита. Scientia Sinica, вып. 12, № 11, 1963.

Шабынин Л. И., Т. М. Митюшина. Новые данные о ссайбелите и о так называемом алюмоферроашарите. Зап. ВМО, ч. 93, вып. 1, 1964.

D'Ans J., K. H. Behrendt. Über die Existenzbedingungen einiger Magnesiumborate. Kali u. Steinsalz. Bd. 2, H. 5, 1957.

Ladd J. A., W. J. Orville-Tomas. Force constants in boron trihaloides. Spectrochem. acta, vol. 19, 1963.

Steele W. C., J. C. Decins. Infrared absorption the force constants of borate jon. j. chem. Phys., vol. 25, 1956.

Takeuchi Y. The interpretation of x-ray powder diffraction patterns of the szaibelyite-sussexite series. Min. j., vol. 2, № 2, 1957.

Takeuchi Y. Infrared absorption and structures of borate polyatomic ions. Min. j., vol. 2, 1958.

А. Л. ПРОТОПОПОВ

СОВМЕСТНОЕ НАХОЖДЕНИЕ БОРАТОВ ПРЕОБРАЖЕНСКИТА И КАЛИБОРИТА

Минерал преображенскит ($4MgO \cdot 7B_2O_3 \cdot 7H_2O$), как отмечал его первооткрыватель Я. Я. Яржемский, формируется из существенно сульфатной рапы, в связи с чем обычными его спутниками являются кизерит, магнезит, ангидрит, карналлит. До сих пор зачастую остаются неясными вопросы взаимоотношений этого минерала с другими боратами соленосных толщ и их взаимопереходы.

Для соленосных пород характерен желвачный тип преображенскитовых образований, когда округлые, линзовидные или неправильной формы желваки, сложенные от микро- до мелкокристаллического преображенскитом, секут ряд обычно сближенных параллельных кизеритово-ангидритовых, полигалитовых прослоев среди каменной соли.

Морфология этого явления такова, что вторичность желваков не вызывает сомнения: часть кизерит-ангидритовых прослоев разорвана, часть оттеснена на периферию желвака, и этой части протекшими здесь процессами собирательной кристаллизации преображенскита отведена роль чехла вокруг желвака. Однако не всегда подобные желваки мономинеральны. В одном из образцов каменной соли, пересеченной тонкими (1—6 *мм*) кизеритово-ангидритовыми прослоями, нами встречен желвак диаметром до 33 *мм* сложного состава. Он выполнен преображенскитом, калиборитом, кизеритом, карналлитом, магнезитом и галитом (рис. 1). Периферия желвака в полосе от 2 до 5 *мм* сложена крупнозернистым карналлитом с размерами зерен 2—3 *мм*; центральную часть желвака занимает неправильных очертаний «ядро» из микро-, а к периферии — мелкозернистого и мелкопризматического преображенскита, размеры кристалликов которого по длинной оси 0,5—0,7 *мм*; в этом преображенскитовом «ядре» наблюдаются три довольно хорошо ограненных прозрачных калиборитовых кристалла — один 4,5 *мм* в поперечнике, а два других — 9 *мм*. Кроме того, в карналлите, образующем периферию желвака, наблюдаются изометричные зерна кизерита со средними размерами около 0,7—1,0 *мм*, зерна галита размером 1—2 *мм*, а также скопления и цепочечные выделения кристаллов магнезита ромбоэдрического облика размерами 0,3—0,8 *мм*, приуроченные к стыкам зерен карналлита или галита. В этом же карналлите наблюдается микро- и мелкотаблитчатый преображенскит в виде участков вытянутой или неправильной формы с резкими пилообразными

выступами, проникающими в окружающий карналлит. Крупнозернистый карналлит служит как бы цементирующей массой для минералов желвака.

Три калиборитовых кристалла более или менее полно ограничены, однако порой на их периферии наблюдаются заливообразные галитовые или карналлитовые участки. Находясь в окружении преображенскита, калиборит подвергся его воздействию. Когда-то

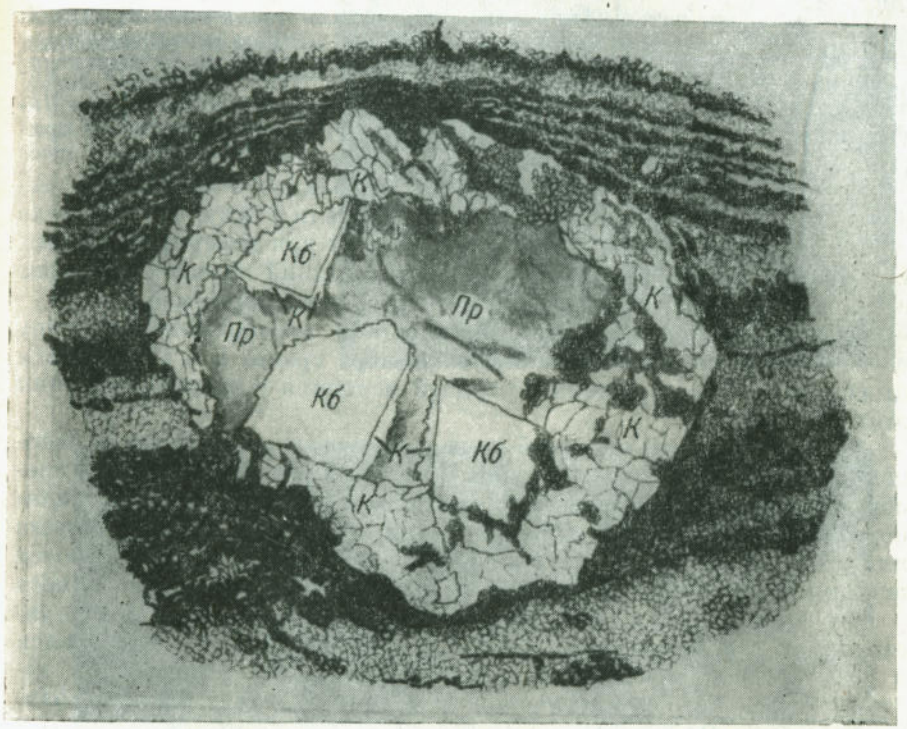


Рис. 1. Преображенскит (*Пр*), вытесняя карналлит (*К*) при своем росте в нем, внедряется в кристаллы калиборита (*Кб*), местами оставляя нетронутыми тонкие карналлитовые полоски на границе с этими кристаллами. × 16, без анал.

калиборитовые кристаллы были окружены карналлитом, от которого теперь лишь на некоторых гранях калиборита сохранились тонкие участки-полоски с зазубренными контактами с преображенскитом. Последний, вытесняя карналлит при своем росте в нем, лишь местами оставляет незатронутыми карналлитовые участки-полоски, а в большинстве случаев проникает сквозь карналлитовый «заслон» и внедряется в калиборит (см. рис. 1), замещая его.

В породе, окружающей преображенскитовый желвак, наблюдаются довольно многочисленные мелкие зерна карналлита. Естественно предположить, что первоначально в результате собирательной

кристаллизации карналлита, толчком к которой, очевидно, послужило наличие каких-то, возможно, поровых, рассолов, образовался карналлитовый желвак. Видимо, одновременно образовывался и калиборит, для которого имелось достаточное пространство для формирования более или менее идиоморфных его кристаллов, а поставщиком борного вещества, очевидно, был галопелитовый материал. Образовалась пара калийно-магнезиальных минералов: карналлит и калиборит.

Очевидно, нехватка калия и избыток магния послужили причиной частичного недоформирования калиборита и начала образования преображенскита. Последний, используя желвак карналлита в качестве среды для своего роста, вытеснял этот карналлит, возможно, усваивая магний его. При этом преображенскит «не пощадил» и кристаллы калиборита, заместив частично и их.

Таким образом, существенная магнезиальность среды при небольшом, эпизодическом участии калия привели к тому, что комплекс в основном магнезиальных минералов, таких как кизерит, магнезит, преображенскит, образовался как более поздний комплекс на фоне существовавших ранее калийно-магнезиальных минералов.

При своем формировании калиборит и преображенскит очень четко реагируют на изменения в характере среды, а в зависимости от химического содержания последней меняются и взаимоотношения этих боратов.

В ряде образцов каменной соли с примесью полигалита и галопелита были обнаружены крупные желваки лимонно-желтого преображенскита, отороченные скоплениями зерен и кристаллов калиборита. Преображенскитовые желваки сложены ланцетовидными или таблитчатыми кристалликами, в которых зачастую сохраняются шнурки и комки галопелитового материала, порой располагающиеся в этих кристалликах зонально. Размеры преображенскитовых кристалликов в среднем около 6—8 *мм*. Преображенскит образовался в результате собирательной кристаллизации из имеющегося в достатке галопелитового материала и в данном случае является наиболее ранним из боратов.

Калиборит образовался позднее. Что представляет собой источник калия для его образования, сказать трудно. Возможно, это были какие-то поровые рассолы, отжатые при диагенезе из вмещающих пород, или другие рассолы, своим генезисом не связанные с окружающими породами, но так или иначе калий был, и начался процесс замещения преображенскита калиборитом, который в некоторых из желваков преображенскита зашел сравнительно далеко.

На рис. 2 можно наблюдать вытянутое зерно преображенскита, прерываемое калиборитовым участком, в средней части которого еще сохранился островок преображенскита, имеющий пилообразные, зазубренные контуры. В нижней части зерна преображенскита по трещинке отдельности в преображенскит проникает калиборит. Под микроскопом все три части преображенскитового зерна, разделенные калиборитовыми участками, гаснут одновременно. Подобная

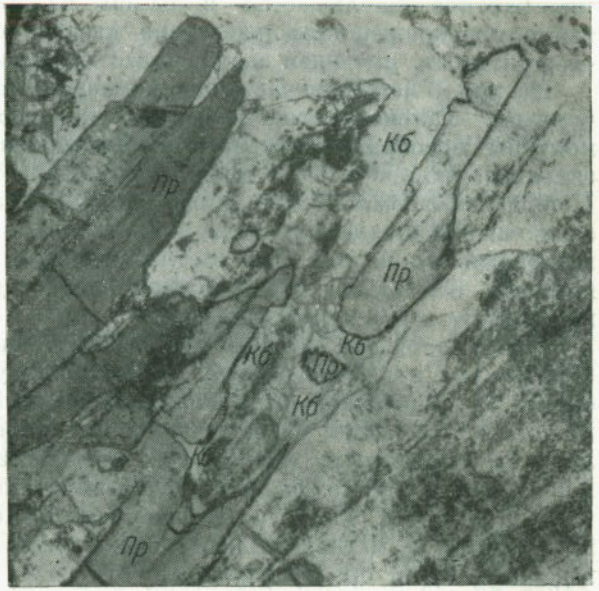


Рис. 2. Вытянутое зерно преображенскита (*Пр*) прерывается калиборитовым участком (Кб), в средней части которого еще сохранился «островок» преображенскита. × 15, ник. +.

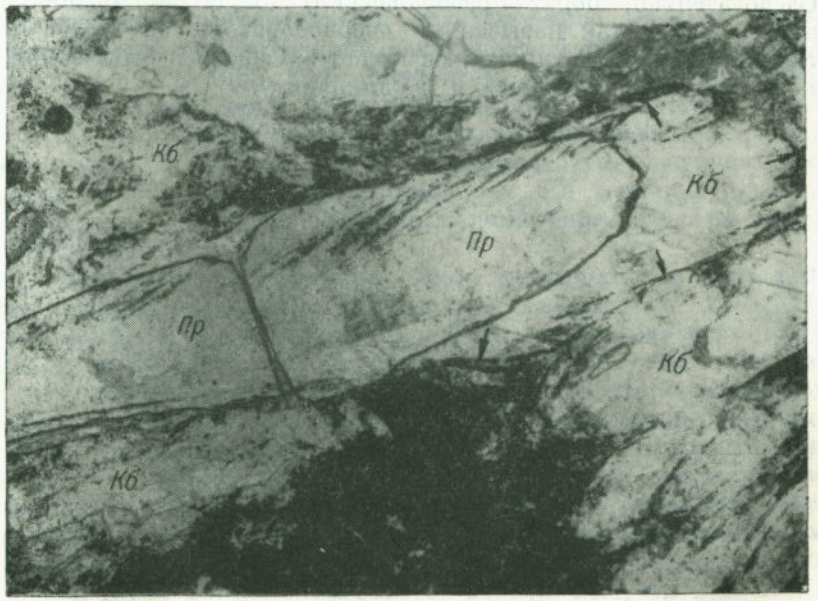


Рис. 3. Частичное замещение преображенскита (*Пр*) калиборитом (*Кб*) с сохранением в последнем галопелитового материала, который ранее подчеркивал контуры кристалла преображенскита. × 15, ник. +.

же картина наблюдается в одном из шлифов, где вытянутое зерно преображенскита разделено на два участка калиборитовой «перемычкой», имеющей зазубренные контуры.

На рис. 3 показано частичное замещение преображенскита калиборитом. Галопелитовое вещество, которое подчеркивало ранее контуры преображенскитового зерна (показано стрелками), было захвачено калиборитом и теперь находится в нем в виде скопления U-образной формы. Рядом (ниже и правее) на фоне калиборитового зерна видны светлые участки ланцетовидной формы, оконтуренные шнурками галопелита. Эти светлые участки калиборита с ланцетовидными контурами представляют собой следы бывших когда-то на их месте зерен преображенскита.

Таким образом, налицо два взаимно переходящих процесса: образование преображенскита по калиборит и образование калиборита по преображенскиту. Различие условий, в которых протекала геологическая жизнь обоих минералов, привела к появлению казалось бы одинаковых наложенных парагенезисов (преображенскит и калиборит), однако оба пути образования этой пары взаимно исключают друг друга. Там, где на фоне бороносности породы отчетливо проявляется ее магнезиальность, довлеющим боратом (из двух приведенных) будет преображенскит.

Появление калия при второстепенной роли магния может привести к полной замене преображенскита калиборитом.

Следовательно, борат преображенскит никак не может быть отнесен к рангу так называемых «первоборатов», он может быть и агрессивным, и податливым, он может замещать и быть замещенным. То же самое относится и к калиборит.

В. В. КОНДРАТЬЕВА, Я. Я. ЯРЖЕМСКИЙ

О НАХОДКЕ СТРОНЦИЕВОГО БОРАТА В КУНГУРСКИХ СОЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПРИКАСПИЯ

При иммерсионном изучении доломит-ангидритовых образований из разреза соленосной толщи сотрудницей ВНИИГ Л. П. Блазко в 1959 г. был замечен в малых количествах неизвестный минерал. Дальнейшее изучение этого минерала, выполненное авторами, показало, что это — водный стронциевый борат.

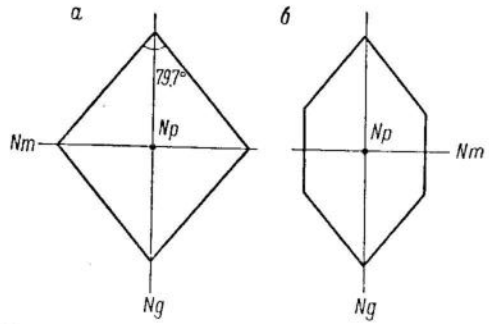
Минерал найден в тонкослоистой породе, в которой не выдержанные по толщине (порядка от 0,1 до 0,5 *мм*) прослои, сложенные мелкозернистым ангидритом с примесью пелитоморфного доломита, перемежаются примерно с такими же по мощности микропрослоями пелитоморфного доломита и с прослоями смешанного ангидрит-доломитового состава. Ангидритовые и смешанного состава прослои слегка перекристаллизованы, в то время как доломитовые полностью сохраняют свое первоначальное пелитоморфное строение. Изредка встречающиеся микротрещинки, секущие слоистость, залечены мелкозернистым (0,01—0,05 *мм*) ангидритом. В ангидрит-доломитовых прослоях и в некоторых перекристаллизованных участках ангидритовых прослоев иногда встречаются обычно совпадающие с направлением слоистости линзовидные желто-коричневатые изотропные образования до 0,2—0,3 *мм* по длинной оси. По величине показателя преломления (1,457) эти изотропные включения отнесены к иттрофлюориту $(Ca, Y)F_{2-3}$.

В этой породе стронциевый борат встречается в виде редких белых мелких желвачных образований сечением до 1,0—1,5 *мм* почти всегда в доломитовых прослоях, макроскопически выделяющихся от ангидритовых прослоев своим более отчетливо выраженным коричневатым оттенком. Несмотря на то, что из пород, содержащих этот минерал, было изготовлено несколько шлифов, ни в одно сечение боратовые желвачки не попали. Однако отдельные ромбовидные его кристаллики встречаются в шлифах довольно часто, но вследствие их малых размеров (порядка сотых долей миллиметра) они бывают почти во всех случаях в большей или меньшей мере завуалированными массой вмещающего пелитоморфного доломита, величина зерен которого измеряется долями микрона или несколькими микронами. Поэтому в тех местах, где шлифы очень тонкие или сходят на нет на периферии или около мест разрывов, хорошо обособляются и ромбовидные пластинки бората. Но тогда,

естественно, не видны его взаимоотношения с пелитоморфным доломитом и ангидритом.

Описываемый минерал, как и встречающийся совместно с ним иттрофлюорит, имеют, по мнению авторов, «гибридное» происхождение. При формировании доломит-ангидритовой породы в солеродный бассейн поступали, в частности, растворы, в составе которых были в числе прочих компонентов бор, иттрий, фтор, в то время как стронций, кальций и другие имелись в рапе солеродного бассейна. Совместно со стронциевым боратом находится также кальциево-стронциевый кургантант.

В иммерсионном препарате борат из мелкожелвачных скоплений представлен мелкими ромбовидными пластинками с симметричным погасанием и низкими интерференционными цветами. Ромбовидные пластинки дают коноскопическую фигуру разреза, перпендикулярного к тупой биссектрисе. Ориентировка осей оптической индикатрисы показана на рисунке. Острый угол ромба 79,7°*. Для минерала характерна основная спайность по пинакоиду и добавочная по призме (см. рис., *а*). Иногда проявляется добавочная спайность по другому пинакоиду (см. рис., *б*). Значительно реже встречаются зерна с высокими интерференционными цветами, обычно удлиненные, с неровными краями. Вдоль удлинения зерна расположена ось *Ng*. В этих зернах нередко наблюдаются двойники с плоскостью срастания, параллельной оси *Ng*. Зерна с высокой интерференционной окраской дают коноскопические фигуры косых разрезов и разреза, перпендикулярного *Nm*. Сингония, вероятно, ромбическая. Показатели преломления определены в иммерсионном препарате методом сравнения подвижности цветных полосок в белом свете**: $Ng = 1{,}568 \pm 0{,}002$, $Nm = 1{,}535 \pm 0{,}002$, $Np = 1{,}518 \pm 0{,}002$. Иммерсионные жидкости проверялись на рефрактометре). $Ng - Np = 0{,}050$. Минерал двуосный, положительный, $2V = 71°$ (вычисл.).



Оптическая ориентировка балавинскита в разрезе, перпендикулярном тупой биссектрисе.

Химический анализ бората (химик-аналитик М. М. Вильнер) приведен в табл. 1. Пересчет химического анализа дает для него формулу $2SrO \cdot 3B_2O_3 \cdot 4H_2O$. Эта формула, по-видимому, не является

* Среднее из 16 замеров. Величина острого угла ромба колеблется от 81 до 73°.

** В. Б. Татарский. Об окрашенной полоске Бекке. Зап. ВМО, т. 80, вып. 4, 1949.

окончательной, так как химический анализ выполнен на незначительном количестве исследованного материала и нуждается в уточнении.

ТАБЛИЦА 1

Химические анализы прикаспийского бората и танеллита

Окислы	Прикаспийский борат			Танеллит *
	Вес. %	Мол. кол-во	Соотношения	Вес. %
SrO	43,3	0,42	2	27,71
B_2O_3	41,4	0,60	3	53,70
H_2O	15,7	0,88	4	18,71
Сумма	100,4			100,12

* R. C. Erd, Morgan, J. R. Clark. Tunellite, a new hudrous strontium borate from the Kramer borate district, California. Geol. surv. prof. pap. 424-c, 1961.

Рентгеновское исследование стронциевого бората производилось только методом порошка, так как размеры пластинок слишком малы и непригодны для монокристального изучения.

Порошковая рентгенограмма снята в камере РКД с диаметром кассеты 57,29 *мм*, с использованием железного анода ($Fe_{K_\alpha} = 1{,}9373$ Å) при $V = 35$ *кв*, $I = 12$ *ма*, экспозиция 8 *ч*, диаметр столбика образца 0,30 *мм*. Межплоскостные расстояния исправлены по особому снимку смеси с NaCl в качестве внутреннего стандарта. Интенсивности оценивались визуально по десятибалльной шкале. Межплоскостные расстояния и интенсивности линий минерала приведены в табл. 2.

Диагностическими для нашего минерала являются следующие линии с $\frac{d}{n}/I$: 6,62/8; 1,938/10; 1,116/9 и 1,0525/8 (Å).

Среди известных минералов к исследуемому борату очень близок по оптическим свойствам танеллит $SrO \cdot 3B_2O_3 \cdot 4H_2O$ (R. C. Erd и др., 1961). Танеллит тоже двуосный положительный минерал со средним углом оптических осей ($2V = 68°$); $Ng = 1{,}569$; $Nm = 1{,}534$; $Np = 1{,}519$. Однако дебаеграммы этих минералов, несмотря на сходство межплоскостных расстояний, отличаются по интенсивности и количеству линий и не являются полностью идентичными (см. табл. 2).

Для окончательного решения вопроса о том, является ли описанный минерал танеллитом или представляет собой новый стронциевый борат, необходимы дополнительные исследования, для которых пока нет достаточного количества материала. В дальнейшем изучение этого минерала будет продолжено и результаты опубликованы. Образец указанного стронциевого бората находится в петрографическом кабинете ВНИИГ.

ТАБЛИЦА 2

Межплоскостные расстояния и интенсивности линий прикаспийского бората и танеллита

Прикаспийский борат		Танеллит *		Прикаспийский борат		Танеллит *		Прикаспийский борат	
I	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*
4	6,940	3	6,97	1	2,710	3	2,700	7	1,651
—	—	4	6,79	1	2,620	1	2,622	1	1,568
8	6,620	100	6,58	—	—	1	2,568	1	1,550
—	—	2	6,22	—	—	<1	2,536	1	1,486
—	—	1	5,231	3	2,510	4	2,507	1	1,443
—	—	6	5,138	—	—	<1	2,481	1	(1,391)
—	—	1	4,750	—	—	<1	2,438	5	1,368
—	—	6	4,531	—	—	2	2,390	2	1,321
—	—	<1	4,112	—	—	<1	2,378	1	1,280
—	—	<1	3,972	—	—	2	2,362	6	1,255
3	(3,910)	1	3,924	1	2,320	1	2,322	<1	1,239
—	—	7	3,872	2	2,260	4	2,268	1	1,202
—	—	<1	3,741	5	2,210	3	2,207	2	(1,166)
—	—	4	3,597	—	—	<1	2,192	1	1,137
7	(3,500)	1	3,513	—	—	<1	2,178	9	1,116
—	—	2	3,486	2	(2,132)	1	2,145	1	1,108
—	—	1	3,399			2	2,122	8	1,0525
—	—	2	3,290	—	—	1	2,106	1	1,0431
9	3,170	2	3,175	—	—	1	2,076		
—	—	<1	3,110	—	—	1	2,053		
—	—	<1	3,100	1	2,028	1	2,032		
2	3,060	4	3,052	—	—	<1	1,985		
—	—	2	3,028	—	—	2	1,949		
—	—	1	3,001	10	1,938	1	1,936		
—	—	1	2,955	—	—	1	1,904		
4	2,900	1	2,898	—	—	<1	1,885		
—	—	1	2,889	1	1,877	<1	1,822		
—	—	1	2,841	2	1,814	1	1,805		
—	—	<1	2,805	1	1,797	<1	1,765		
—	—	1	2,755	2	1,751	<1	1,748		
—	—	<1	2,724	1	1,710	<1	1,710		

* См. сноску к табл. 1.

Авторы выражают благодарность М. М. Вильнеру за выполнение химического анализа, В. В. Нардову — за помощь в оптическом исследовании, В. Б. Татарскому, В. А. Франк-Каменецкому и А. Ф. Горбову — за ряд ценных замечаний по рукописи.

К ВОПРОСУ О КАЛИЕНОСНОСТИ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО СОЛЕНОСНОГО БАССЕЙНА И ЗНАЧЕНИИ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ КАК ПОИСКОВЫХ ПРИЗНАКОВ НА КАЛИЙНЫЕ СОЛИ

Необходимость расширения сырьевой базы и приближения ее к потребителям послужила причиной постановки поисковых работ на калийные соли на юге Восточно-Сибирского соленосного бассейна, в пределах Иркутского амфитеатра, где огромное пространство занимают мощные толщи каменной соли и ряд геологических, гидрогеологических (гидрохимических) и прямых признаков свидетельствует о возможном присутствии калийных солей в отложениях ленского яруса нижнего кембрия.

Предположения о наличии калийных солей в Иркутском амфитеатре неоднократно высказывались многими учеными — И. Ф. Шепетуниным и Я. Я. Яржемским, 1936—1938; И. С. Шараповым [1938]; Е. Э. Разумовской [1959], А. А. Ивановым [1950, 1956], А. Л. Яншиным [1962] и др.

Открытие залежей калийных солей в Пакистане, в районе Соляного кряжа, среди галогенных пород такого же возраста, как и в Восточной Сибири, указывает, что содержание калия в воде нижнекембрийского моря было вполне достаточным для кристаллизации калийных солей после осаждения галита в солеродном бассейне, расположенном в западной части Сибирской платформы. Таким образом, древнейший в СССР галогенез мог сопровождаться отложением калийных солей.

В Иркутском амфитеатре поисковые работы на калий начаты во второй половине 1963 г., но несмотря на благоприятные палеогеографические и палеотектонические условия, они еще не дали положительных результатов. Трудность поисков заключается в больших размерах площади соленосного бассейна, преобладающем глубоком залегании мощных пластов каменной соли и его слабой стратиграфической и тектонической изученности.

СТРАТИГРАФИЯ

Восточно-Сибирский соленосный бассейн занимает огромную территорию в пределах Сибирской платформы между реками Енисеем и Леной. В геологическом строении платформы принимает участие мощная толща осадочных отложений по возрасту от синия до четвертичных.

ТАБЛИЦА 1

Схема стратиграфического положения свит нижнекембрийских отложений Сибирской платформы

Ярусы	Свиты	
	Иркутский амфитеатр	Бассейн среднего течения р. Лены (Березовская впадина)
Ленский	**Ангарская** (соленосная). Доломиты с прослоями доломитовых известняков, ангидритов и каменной соли. 270—800 *м*	**Чарская** (соленосная). Доломиты с прослоями известняков. В районе пос. Усть-Бирюк в верхней части свиты залегают пласты каменной соли. В нижней части свиты переслаивание доломитов, ангидрита и каменной соли. 676 *м*
	Булайская. Доломиты с прослоями известняков с включениями ангидрита. До 210 *м*	**Олекминская.** Доломиты с прослоями известняков, с включениями ангидрита. До 134 *м*
	Бельская (соленосная). Чередование доломитов и ангидрито-доломитов со слоями каменной соли. В средней части свиты преимущественно карбонатные породы. До 850 *м*	**Толбачанская** (соленосная). Чередование доломитов, ангидрито-доломитов и каменной соли. 383 *м*
	Усольская (соленосная). Чередование каменной соли с прослоями сульфатно-карбонатных пород. До 1227 *м*	**Эльгянская.** Доломиты с редкими прослоями известняков. 54 *м*
Алданский	**Мотская** (местами соленосная). В верхних горизонтах доломиты иногда засолоненные, с редкими тонкими прослоями каменной соли. В нижней части песчаники и алевролиты. До 754 *м*	**Пестроцветная** (соленосная). Доломиты и ангидриты с пластами каменной соли. Встречаются прослои мергелей. 420 *м*
	Ушаковская. * Аргиллиты, полимиктовые алевролиты и песчаники. 424 *м*	**Толбинская.** * Песчаники, алевролиты, известняки и доломиты с прослоями гипса и ангидрита. До 1100 *м*

* См. сноску на стр. 47.

Лежащие на породах архея и протерозоя, а местами синия, соленосные нижнекембрийские отложения выходят на поверхность по окраинам платформы и на склонах щитов, а в Тунгусской и Вилюйской синеклизах погружаются на большую глубину и покрываются палеозойскими и мезозойскими отложениями.

Сопутствовавший нижнему кембрию аридный климат и благоприятная тектоническая обстановка создали необходимые условия для накопления мощных пластовых залежей каменной соли.

Корреляция нижнекембрийских осадков очень затруднена вследствие ограниченного распространения фауны, фациальной изменчивости отложений и выпадения из разреза отдельных свит. Во многих случаях стратиграфия нижнекембрийских отложений устанавливается по разобщенным на больших расстояниях выходам, не образующим единого разреза. Поэтому в разных местах Восточно-Сибирского бассейна выделяется ряд свит, имеющих местное значение. Поскольку залежи каменной соли вскрыты глубокими скважинами в южной части платформы (Иркутский амфитеатр) и в бассейне среднего течения р. Лены, в табл. 1, приведена схема стратиграфического положения свит нижнекембрийских отложений в обоих районах.

Нижний отдел кембрийской системы подразделяется на два яруса — алданский и ленский. В Иркутском амфитеатре к алданскому ярусу относятся ушаковская и мотская свиты, а к ленскому — усольская, бельская, булайская и ангарская (рис. 1).

Залегающая в основании нижнекембрийских отложений ушаковская свита, сложенная полимиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, выходит на поверхность в Присаянском борту Сибирской платформы. Во внутренних частях амфитеатра кровля свиты залегает у Бельска на глубине 1641 *м*, а в Балыхте на глубине 2688 *м*. В долине р. Лены, севернее г. Усть-Кут, ушаковская свита выклинивается. Она не встречена скважинами на Марковской, Бочактинской, Казаркинской и Киренской нефтеразведочных площадях. Мощность свиты 186—422 *м*.

На ушаковскую свиту согласно налегают отложения мотской свиты, подразделяемой на три подсвиты. Нижнемотская подсвита состоит из чередования сероцветных, кварцевых, аркозовых, реже полимиктовых песчаников, слюдисто-кварцевых плотных алевролитов и темно-серых сланцевых аргиллитов. Мощность подсвиты 150—180 *м*.

Среднемотская подсвита представлена тонким переслаиванием доломитов, доломито-ангидритов и ангидрито-доломитов, плотных, местами окремнелых, тонкослоистых, глинистых, в основании разреза песчанистых. Встречаются прослойки мергелей и аргиллитов. В южных районах у поселков Бельск и Бохан содержание терригенного материала в разрезе больше, чем в северных (пос. Жигалово), где преобладают карбонатные породы, свидетельствующие об удаленности этого района от области сноса. Мощность подсвиты 141 *м*.

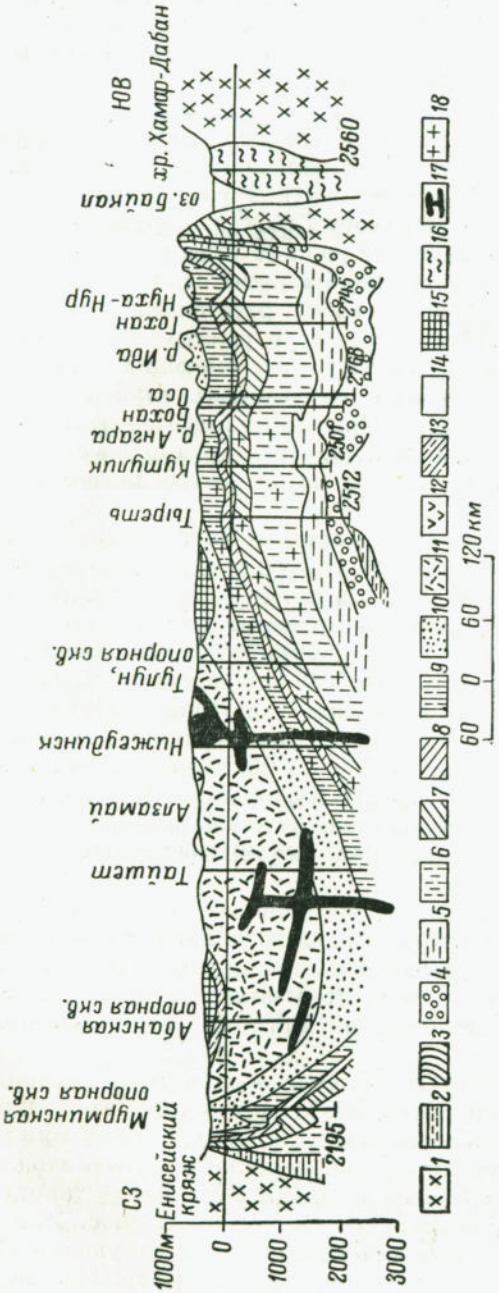


Рис. 1. Геологический разрез южной части Сибирской платформы в районе Абанской скв. (Составлен по геофизическим данным).

1 — комплекс изверженных и метаморфических пород архея; *2* — протерозойские породы; *3* — байкальский комплекс (синий); *Нижнекембрийские отложения: 4* — терригенные отложения ушаковской свиты (Cm_1usch), *5* — терригенные и карбонатные породы мотской свиты (Cm_1mt), *6* — соленосная усольская свита (Cm_1us), *7* — карбонатно-галогенные породы соленосной ангарской свиты (Cm_1ang); *10* — верхнекембрийские отложения верхоленской свиты (Cm_3vl); *11* — нерасчлененные отложения ордовика (О); *12* — силурийские отложения (S); *13* — девонские отложения (D); *14* — пермские отложения (P); *15* — юрские отложения (J); *16* — неогеновые отложения (Ng); *17* — интрузии траппов; *18* — каменная соль.

Верхнемотская подсвита сложена доломитами, в кровле красновато-коричневыми, участками окремнелыми, водорослевыми с подчиненными по мощности пластами ангидрито-доломитов и доломито-ангидритов. Засолоненность пород нижнего кембрия начинается с верхних горизонтов верхнемотской подсвиты. В районе поселков Оса, Парфеново и Христофорово галит, помимо вкрапленности в породах, заполняет трещины и каверны, а также образует тонкие прослои, указывающие на сингенетическую садку каменной соли. Мощность подсвиты 180—250 *м*.

Лежащая выше усольская свита слагается чередованием пластов каменной соли с прослоями доломитов, доломито-ангидритов и ангидритов и подразделяется на три подсвиты: нижне-, средне- и верхнеусольскую. В нижней части среднеусольской подсвиты находится осинская пачка мощностью 40—65 *м*, состоящая преимущественно из доломитов. В отдельных местах толща отложений свиты прорывается диабазами, залегающими в виде многоэтажных пластовых интрузий. Мощность отдельных пластов чистой каменной соли колеблется от долей метра до 103 *м*. Соль прозрачная и полупрозрачная, белая, розовая, красная, желтоватая, серая, большей частью крупнокристаллическая. По окраине бассейна соленосна лишь нижняя часть свиты. Во внутренних частях амфитеатра коэффициент соленасыщения достигает 62%. Мощность свиты варьирует в пределах 270—1227 *м*, а в Тынысской антиклинали Троицко-Михайловского вала превышает 2000 *м*.

На усольскую свиту согласно налегают отложения бельской свиты, соленосной на большей части амфитеатра, за исключением Большеразводнинской, Еловской, Бельской и Жигаловской площадей. Свита подразделяется на три подсвиты. Нижнебельская подсвита сложена преимущественно темно- и светло-серыми доломитами и доломитовыми известняками. В последних попадаются обломки панцирей трилобитов. Встречаются прослои глинистых сланцев, глин, мергелей и реже песчаников. Количество и мощности пластов каменной соли увеличиваются к внутренней части амфитеатра. В Заярской опорной скважине встречено 7 пластов каменной соли мощностью 2,5—15 *м*. Коэффициент соленасыщения подсвиты составляет около 20%. По составу каменная соль не отличается от соли усольской свиты, но в большинстве случаев она средне- и мелкозернистая. Соль чаще всего окрашена в розовый и светло-коричневый цвета. В ней содержится ничтожное количество терригенного материала. В нерастворимом остатке присутствуют аутигенный кварц, ангидрит, доломит, магнезит и пирит. Мощность подсвиты изменяется от 89 до 300 *м*.

Среднебельская подсвита представлена доломитами и известняками, светло- и темно-серыми. По всему разрезу прослеживаются прослои черных глинистых сланцев и голубовато-серых мергелей. Местами породы засолонены и содержат прослои каменной соли мощностью 1—2 *м*. В северо-восточной части амфитеатра наблюдается брекчированность пород. Мощность подсвиты изменяется от 119 до 185 *м*.

Верхнебельская подсвита сложена доломитами, доломито-ангидритами и ангидритами. На больших пространствах амфитеатра характерно засолонение пород и наличие соленосных пачек, включающих до 10 пластов каменной соли мощностью от 2 до 17 *м* и более. Суммарная мощность каменной соли на Тыретском месторождении составляет 75 *м*, а в Заярской опорной скважине — 88 *м*. Коэффициент соленасыщения подсвиты местами достигает 50%. Каменная соль прозрачная и полупрозрачная, белая и светло-серая, оранжевая и розовая, средне- и крупнокристаллическая с редкими тонкими прослоями и включениями карбонатных пород и ангидрита. Мощность подсвиты изменяется от 119 до 185 *м*.

Залегающие согласно на бельской свите осадки булайской свиты представлены светло-серыми, серыми и темно-серыми доломитами, тонкозернистыми, иногда скрытокристаллическими, толстоплитчатыми и массивными, нередко кавернозными, с редкими включениями гипса и ангидрита. В нижней части свиты встречаются прослои доломитовых известняков. В доломитовых известняках, залегающих в средней части свиты, найдена фауна трилобитов. Мощность 200 *м*.

Ангарская свита, лежащая над осадками бельской свиты, подразделяется на две подсвиты: нижнеангарскую и верхнеангарскую, сложенные в основном карбонатными и сульфатно-карбонатными породами. Истинная мощность свиты на большей площади Иркутского амфитеатра точно не установлена, так как верхняя часть свиты уничтожена предверхнекембрийской и предъюрской эрозией. Поэтому в южных районах (Еловка), отложения ангарской свиты полностью размыты. В южных районах Восточно-Сибирского соленосного бассейна (Тыреть, Кутулик, Усолье-Сибирское и др.) нижнеангарская подсвита состоит из известняков и доломитов с подчиненными прослоями мергелей и реже кварцевых песчаников. Породы нередко перемяты, брекчированы, с включениями гипса и ангидрита. В северных районах Иркутского амфитеатра литологический состав верхнеангарской подсвиты существенно изменяется. В районе Заярска она представлена переслаиванием доломитов, доломито-ангидритов и каменной солью. Доломиты и особенно ангидрито-доломиты отличаются тонкоплитчатостью. Мощность пластов каменной соли колеблется от 0,3 до 20 *м*. Наряду с прозрачной бесцветной солью встречаются пласты светло-оранжевой, оранжевой, розовой, красно-бурой и серой окраски. Структура соли преимущественно разнозернистая; размеры зерен колеблются от 2 до 12 *мм*. Преобладающее большинство зерен имеет неправильную форму. Внутри зерен галита встречаются пустоты, заполненные рассолами, и мелкие кристаллы ангидрита. В отдельных пластах каменной соли установлено присутствие битума, заполняющего микротрещины. В нерастворимом остатке преобладают пирит и окислы железа. Коэффициент соленасыщения подсвиты в Заярске равен 50%. В других районах он значительно ниже. По долинам рек Уды, Илги и в верхнем течении р. Лены коэффициент

соленасыщения не превышает 4—8%. Мощность подсвиты в районе Тыретского месторождения составляет 190 *м*, а в Заярске — 170,5 *м*.

В южной части платформы верхнеангарская подсвита не соленосна. Между поселками Тыреть и Кутулик скважинами вскрыты водорослевые известняки с редкими прослоями ангидрито-доломитов и ангидритов. Встречаются карбонатные и глинисто-карбонатные брекчии. Мощность свиты колеблется от 87 до 119 *м*.

Севернее Балаганска в литологическом составе и мощности пород наблюдаются значительные изменения. Известняки и известковистые разновидности доломитов начинают постепенно замещаться сульфатными и сульфатно-карбонатными породами, а в районе Шелонино появляются засолоненные породы и пласты каменной соли. По долине р. Ангары, между поселками Унетский и Янды, скважинами на глубине 204—473 *м* вскрыт пласт каменной соли мощностью 30 *м*, включающий тонкие прослойки доломитов. В долине р. Уды по данным бурения поисковых скважин на калийные соли разрез верхнеангарской подсвиты подразделяется на следующие пачки (снизу вверх; мощность, *м*):

1. Сульфатно-карбонатная пачка: ангидрит, ангидрито-доломиты и глинистые доломиты . . . . . 15—17
2. Нижняя соленосная пачка: многократное переслаивание пластов каменной соли с ангидритами, доломито-ангидритами, засолоненными доломитами и галопелитами. Мощность пачки увеличивается с юга на север, составляя в скв. 1—48, скв. 6—64 и 10—84 *м*. Общая мощность каменной соли также возрастает в северном направлении. В южной части она не превышает 20 *м*, а на севере достигает 66 *м*.
3. Межсолевая пачка: чередование доломитов, глинистых, водорослевых, местами засолоненных, доломито-ангидритов и реже мергелей 17—19
4. Средняя соляная пачка: каменная соль с редкими прослоями ангидрита, галопелитов и глин. В скв. 1, 2, 4 и 9 почти весь разрез пачки сложен каменной солью . . . . . 51—94
5. Вторая межсолевая пачка подразделяется на две части: нижнюю, состоящую из тонкого переслаивания ангидрито-доломитов и ангидрита, и верхнюю, представленную засолоненными водорослевыми доломитами. В основании пачки залегает пласт кварцевых песчаников и брекчий с ангидрито-галитовым цементом мощностью 2 *м* . . . . 83—100
6. Верхняя соляная пачка: каменная соль с прослойками глинистых ангидритов и галопелитов, местами разделенная на два пласта внутрисолевым горизонтом, сложенным ангидритовыми и ангидрито-доломитовыми породами, мощностью до 8,3 *м*. Нижний пласт каменной соли имеет мощность 32—46 и верхний — 16—27 *м*. Общая мощность . . . . . 56—75
7. Надсолевая сульфатно-карбонатная пачка: чередование доломитов с доломито-ангидритами и ангидритами . . . . . 15,5—23

Несколько иной разрез отложений ангарской свиты вскрыт поисковыми скважинами по Ленскому профилю. Так, в пределах Ангарского прогиба верхняя соляная пачка замещена сульфатными породами с многочисленными слоями черных глин. В скв. 32 и 33 обнаружены пласты каменной соли мощностью 8—33 *м*, отвечающие средней пачке Удинского профиля. Большая соленасыщенность разреза отмечена в скв. 31 по Ленскому профилю и в скв. 15 и 17 по Илгинскому профилю. Вскрытая этими скважинами верхняя

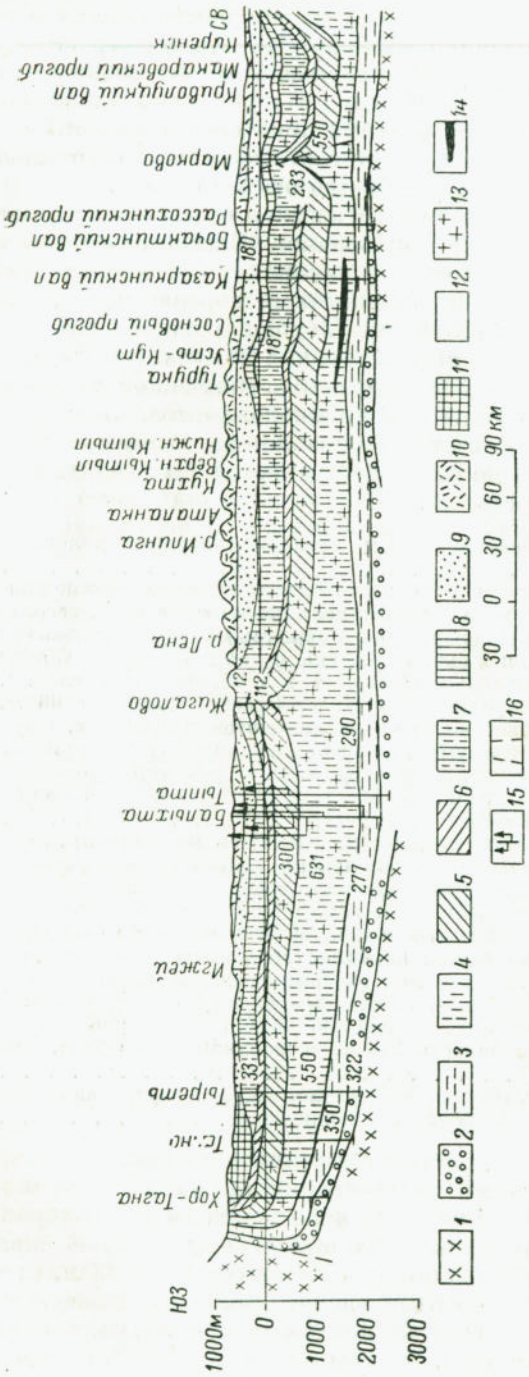


Рис. 2. Геологический профиль южной части Сибирской платформы от Восточного Саяна до г. Киренска.

1 — комплекс изверженных и метаморфических пород архея. *Нижнекембрийские отложения: 2* — ушаковская свита (Cm_1usch), *3* — мотская свита (Cm_1mt), *4* — усольская свита (Cm_1us), *5* — бельская свита (Cm_1bel), *6* — булайская свита (Cm_1bul), *7* — ангарская свита (Cm_1ang); *8* — среднекембрийские отложения, литвинцевская свита (Cm_2lV); *9* — верхнекембрийские отложения, верхоленская свита (Cm_3l); *10* — нерасчлененные отложения ордовика; *11* — юрские отложения; *12* — отложения палеогена; *13* — каменная соль; *14* — пластовые интрузии траппов; *15* — гидростатический напор водоносных горизонтов; *16* — дизъюнктивные нарушения. Цифры на разрезе — минерализация подземных вод, *г/л*.

соляная пачка встретила несколько пластов каменной соли мощностью 5—60 *м*, разделенных прослоями доломитов и ангидритов. Мощность межсолевых прослоев колеблется от 2 до 5 *м*. Суммарная мощность всех пластов каменной соли в пачке составляет 120—130 *м*. В местах наибольшего погружения Илгинской впадины, где отмечается максимальная соленасыщенность верхнеангарской подсвиты, отдельные пласты каменной соли достигают 70—90 *м*.

В скв. 6, пробуренной на продолжении Жигаловского вала к Удинскому профилю, отмечено значительное сокращение верхней половины ангарской подсвиты и особенно мощностей средней и верхней соляных пачек; следовательно, в ангарское время здесь развивалось конседиментационное поднятие, обусловившее снижение мощности отложений подсвиты.

В Заярской опорной скважине верхнеангарская подсвита встречена в интервале 856—1163,5 *м*. В ней выделяются четыре соляные пачки и четыре известняково-доломитовые, содержащие фауну трилобитов. В соляных пачках пласты каменной соли мощностью 0,3—55 *м* чередуются с доломитами и реже с доломито-ангидритами, ангидритами и доломитовыми известняками. Каменная соль занимает 50% разреза подсвиты и по окраске, структуре, составу и присутствию битума в микротрещинах не отличается от солей нижнеангарской подсвиты. Нерастворимый остаток соли состоит из зерен доломита, ангидрита, кварца, пирита и в отдельных пробах гематита.

Высокой соленосностью отличается разрез (рис. 2) верхнеангарской подсвиты всей зоны Верхнеангарских складок и по долине р. Лены от устья р. Туруки до пос. Кривая Лука. Далее к северу в скважине, пройденной на правом берегу р. Лены, в 7 *км* восточнее г. Киренска, верхнеангарская свита не соленосна.

Таким образом, соленасыщенность верхнеангарской подсвиты неравномерна и подвержена значительным колебаниям. В ней четко выражено ритмичное чередование несоляных пород с пластами каменной соли, отражающими цикличность осадконакопления.

В бассейне среднего течения р. Лены алданский ярус делится на толбинскую и пестроцветную свиты. Толбинская свита, являющаяся аналогом ушаковской свиты, в нижней части сложена преимущественно терригенными отложениями — песчаниками с прослойками конгломератов и аргиллитов мощностью 20—65 *м*, а в верхней — в основном карбонатными породами, состоящими из доломитов и доломитизированных известняков с редкими прослоями песчаников, гипса и ангидрита. Мощность свиты близ восточной границы соленосного бассейна у пос. Русская Речка 515 *м*, а в осевой части Березовской впадины, в районе пос. Иннях (Дельгейская нефтеразведка), увеличивается до 1600 *м*.

Пестроцветная свита слагается доломитами, мергелями, каменной солью с прослоями гипса и ангидрита. Суммарная мощность каменной соли у пос. Русская Речка 10 *м* и близ пос. Иннях 190 *м*. Общая мощность всей свиты до 420 *м*.

Отложения ленского яруса начинаются с эльгинской свиты, состоящей из доломитов с редкими прослоями известняков и мергелей мощностью 54 *м* (рис. 3).

Толбачанская свита представлена чередованием доломитов и мергелей с гипсом, ангидритом и каменной солью. Мощность свиты 383 *м*. Общая мощность пластов каменной соли около 200 *м*. По данным Я. К. Писарчик [1963], эта свита полностью включает бельскую свиту и верх усольской свиты.

Олекминская свита, являющаяся аналогом булайской свиты, сложена известняками с прослоями доломитов. Мощность ее 134 *м*.

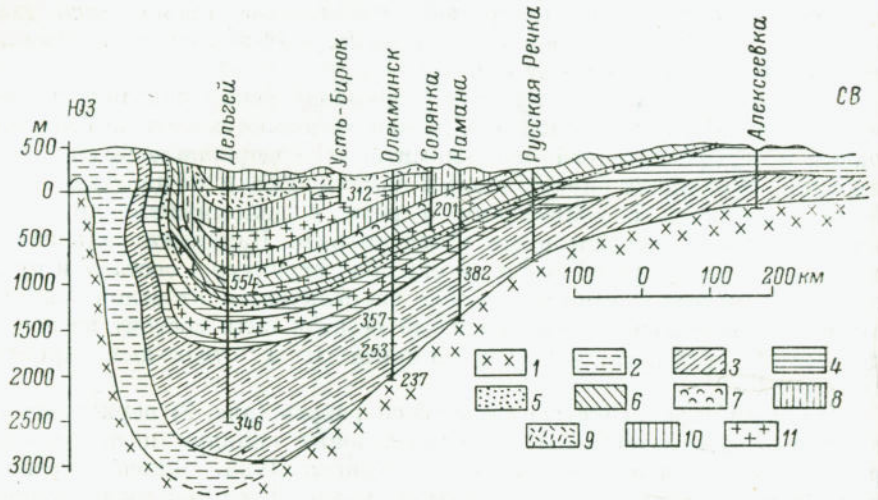


Рис. 3. Геологический профиль через Березовскую впадину.

1 — изверженные и метаморфические породы архея; *2* — отложения синия. *Нижнекембрийские отложения*, свиты: *3* — толбинская, *4* — пестроцветная, *5* — эльгянская, *6* — толбачанская, *7* — олекминская, *8* — чарская; *9* — верхнекембрийские отложения, верхоленская свита; *10* — ордовикские отложения, усть-кутская свита; *11* — каменная соль. Цифры на разрезе — минерализация водоносных горизонтов, *г/л*.

Чарская свита (аналог ангарской свиты) в нижней своей части представлена чередованием доломитов, ангидритов и каменной соли. Мощность свиты в скв. 2-р на участке Дельгейской нефтеразведки достигает 676 *м*. В верхних горизонтах свиты, которые отдельные исследователи выделяют под названием подкрасноцветной свиты [Бархатов и др., 1958], в районе с. Бирюк буровыми скважинами на глубине 236 *м* вскрыта залежь каменной соли, состоящая из четырех пластов общей мощностью 58,28 *м*. Суммарная мощность соли во всей свите 240 *м*.

В нижнем течении р. Ангары к алданскому ярусу относится свита Точильной горы, представленная преимущественно песчаниками, в нижней части с прослоями мергелей и сланцев мощностью до 250 *м*. В Туруханском районе алданский ярус состоит из платоновской свиты, сложенной светлыми буровато- и зеленовато-серыми доломитами с прослоями оолитовых доломитов и брекчий. Мощность

200—250 *м*. Платоновская свита, как и свита Точильной горы, залегает трансгрессивно на отложениях допалеозойского фундамента.

На западном склоне Анабарского кристаллического массива породы алданского яруса представлены глинистыми известняками эмяксинской свиты, мощностью от 60 до 200 *м*, лежащей на карбонатных и терригенных породах синийского комплекса.

На юго-западной окраине Сибирской платформы к востоку от Енисейского кряжа алданский ярус, состоящий преимущественно из терригенных отложений ушаковской и мотской свит, общей мощностью до 500 *м*, покрывается отложениями ленского яруса.

И. С. Зайцев и Л. Н. Репина по разрезу р. Ангары выделяют в ленском ярусе три горизонта: толбачанский, олекминский и кетеминский, а также отложения среднего кембрия (зеледеевская свита).

Толбачанский горизонт (климинская свита) сложен глинистыми доломитовыми известняками и доломитами. В обнажениях речных долин в климинской свите встречаются брекчии с глинисто-карбонатным и глинистым цементом. Эти брекчии образовались на месте растворенных водой пластовых залежей каменной соли в результате обрушения покрывающих пород. Видимая мощность свиты в районе дер. Климиной составляет 270—300 *м*.

Залегающая выше агалевская свита охватывает олекминский и кетеминский горизонты. В основании свиты находятся тонкоплитчатые известняки и доломиты. В верхней половине свиты преобладают доломиты, местами переслаивающиеся с глинистыми известняками, известковистыми песчаниками и мергелями. Значительную часть разреза составляют брекчии, образование которых в ряде случаев связано с выщелачиванием каменной соли подземными водами. Мощность свиты 250 *м*.

В Туруханском районе ленский ярус представлен костинской свитой, сложенной толщей кремово-желтых доломитов и подчиненных им серых известняков с остатками водорослей. В бассейне р. Котуя алданский и ленский ярусы не имеют четкой границы, поэтому некоторые авторы объединяют оба яруса в одну свиту. В. Басов и К. Демокидов выделяют устькотуйканскую свиту мощностью 300 *м*, состоящую из глинистых известняков. По И. П. Атласову [1960], верхняя половина свиты относится к ленскому ярусу.

Выходы залегающих с перерывом на ленском ярусе среднекембрийских отложений широкой полосой окаймляют Анабарский кристаллический массив, где подразделяются на два яруса — амгинский и майский. В амгинском ярусе преобладают известняки, а в майском — доломиты. Мощность обоих ярусов достигает 1100 *м*.

Среднекембрийские породы (литвинцевская свита) распространены в Иркутском амфитеатре в районе пос. Литвинцево, Каймоново, в бассейне р. Туруки и вскрываются буровыми скважинами в долине р. Лены до г. Киренска. Они представлены доломитами и известняками с фауной трилобитов мощностью 150 *м*. В нижнем течении р. Ангары среднекембрийские отложения (зеледеевская свита)

сложены известняками, песчаниками и мергелями. Мощность среднекембрийских отложений предгорий Енисейского кряжа 95—200 *м*.

Верхнекембрийские отложения широко распространены на Сибирской платформе. Они сложены красноцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами и глинистыми карбонатными породами, залегающими с размывом на подстилающих отложениях. На востоке Красноярского края верхнекембрийские отложения, представленные верхоленской свитой близ устья р. Мойеро, достигают 500 *м*, а в верховьях р. Маймечи (правый приток р. Хеты) 1000 *м*. На участке широтного течения р. Ангары мощность свиты снижается до 400 *м*. Максимальная мощность свиты 1500—2000 *м* установлена в Канско-Тасеевской впадине.

В западной части платформы верхнекембрийские отложения представлены эвенкийской свитой (аналог верхоленской свиты), сложенной такими же породами мощностью до 300 *м*. Разведочной скважиной, пробуренной восточнее пос. Заярска, в кардинской пачке верхоленской свиты на глубине 192,5 *м* была вскрыта каменная соль мощностью около 6 *м*. Мощность эвенкийской свиты 200—800 *м*.

Кембрийские породы согласно покрываются доломитами, мергелями, аргиллитами, песчаниками и глинами ордовика и силура, занимающими большие площади в бассейнах рек Ангары, Бирюсы, Подкаменной Тунгуски, в нижнем течении р. Нижней Тунгуски и по западному склону Анабарского щита.

Между осадками силура и девона отмечен региональный стратиграфический перерыв. Выходы девонских пород имеются в северной, западной и юго-западной частях платформы. В районе г. Канска они сложены конгломератами, мергелями, с прослоями известняков, доломитов, иногда алевролитов и известковистых песчаников.

Отложения карбона залегают на различных горизонтах нижнего палеозоя со значительным угловым несогласием. В их составе преобладают песчаники, алевролиты, аргиллиты и местами известняки.

Пермские осадки, представленные алевролитами, песчаниками, сланцами, туфами и туффитами, ложатся на размытую поверхность нижнего и среднего палеозоя и перекрываются в различных местах пермотриасовыми лавовыми покровами, занимающими почти всю центральную часть Тунгусской синеклизы.

Юрские породы распространены в Вилюйской и Хатангской впадинах и в Иркутском амфитеатре. В южной части Вилюйской впадины они подразделяются на три толщи: нижнюю, пресноводную (укугутская свита), мощностью от 60 до 200 *м*, среднюю, морскую, мощностью до 200 *м* и верхнюю, континентальную, мощностью 400—500 *м*. Вся толща юрского возраста независимо от генезиса сложена терригенным материалом: конгломератами, уплотненными песками, песчаниками, глинами, алевролитами и аргиллитами.

На южной окраине Сибирской платформы юрские породы представлены в основном песчаниками, аргиллитами и глинами с пластами углей. Мощность их в Иркутском угленосном бассейне составляет 470, в Канском — 320 *м*. Меловые отложения, занимающие большую площадь в Вилюйской синеклизе, состоят из рыхлых песчаников с подчиненными пачками алевролитов, аргиллитов, глин и пластами бурого угля мощностью до 1000 *м*.

Отложения палеогена, сложенные озерными песчано-глинистыми осадками и песчано-галечными накоплениями древних долин, занимают небольшие площади к северу от г. Иркутска. Выходы нерасчлененных отложений мела и палеогена встречаются в среднем течении р. Котуй на западном склоне Анабарского щита.

Широкое распространение имеют сибирские траппы, представляющие собой комплекс эффузивных и гипабиссальных пород в основном диабазового состава. Наиболее часто встречаются многоэтажные пластовые интрузии и значительно реже лакколиты и штоки.

Четвертичные образования покрывают подстилающие отложения и отсутствуют лишь в местах обнажений коренных пород. Современный отдел представлен озерно-болотными, аллювиальными и элювиально-делювиальными образованиями.

ТЕКТОНИКА

Современные структуры западной половины Сибирской платформы, большую часть площади которой занимает Восточно-Сибирский соленосный бассейн, сформировались в течение длительного геологического времени. Образование их было связано с разновременными медленными колебательными движениями глыб и блоков кристаллического фундамента по глубоким разломам, происходившим одновременно с накоплением осадков. В отличие от Русской платформы обширные пространства рассматриваемой территории в палеозое и мезозое были захвачены вулканической деятельностью, в результате чего широкое распространение получили поля эффузивов и интрузивные магматические тела.

Из положительных структур первого порядка на этой территории выделяются Алданский и Анабарский щиты и Енисейский кристаллический массив, представляющие собой выступы докембрийского фундамента, сложенные в основном допалеозойскими метаморфическими породами. На северо-западе платформы докембрийские образования выходят на поверхность в ядрах Туруханского и Игарского поднятий и южнее в Чадобецком поднятии, в среднем течении р. Чадобец. Крупными структурами с неглубоким залеганием фундамента являются склоны щитов и антеклиз (рис. 4).

На востоке соленосный бассейн захватывает Кемпендяйскую впадину Вилюйской синеклизы, где солевмещающие нижнепалеозойские и покрывающие их мезозойские отложения образуют ряд нормальных брахиантиклинальных складок, располагающихся на площади шириной около 30 и длиной до 150 *км*.

Огромную площадь между Анабарским щитом и Енисейским кристаллическим массивом занимает Тунгусская синеклиза. В тектоническом отношении она неоднородна; в ней наблюдаются поднятия и впадины. На западе к северу от р. Ангары выделяется Приенисей-

ская впадина. К югу от склона Анабарского щита вдоль участка меридионального течения р. Ангары к Восточному Саяну протягивается погребенное поднятие, отделяющее Тунгусскую синеклизу от Вилюйской синеклизы и Прибайкальского прогиба, включающего

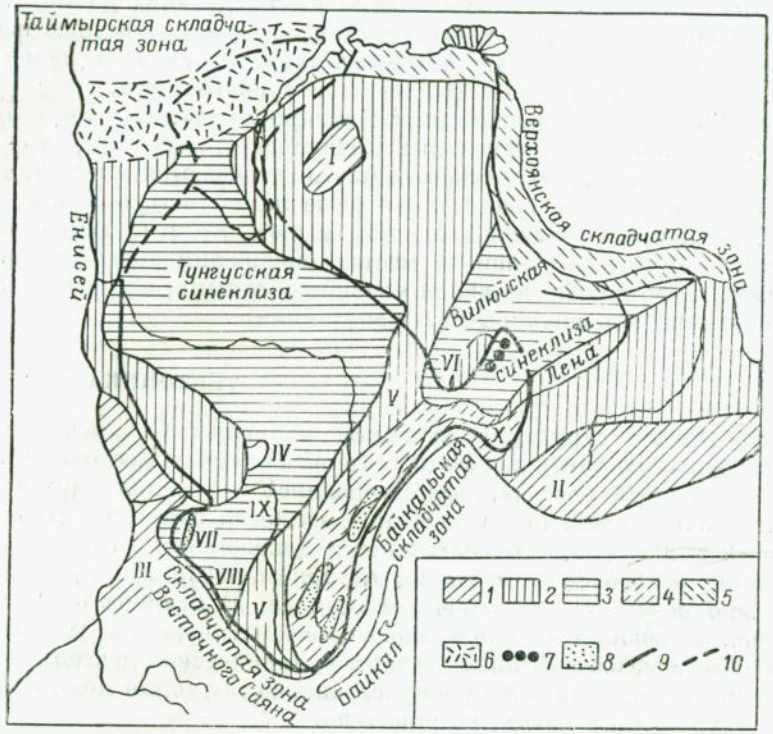


Рис. 4. Схема тектоники Сибирской платформы (по В. Г. Васильеву и др.).
1 — выступы допалеозойского фундамента: *I* — Анабарский щит, *II* — Алданский щит, *III* — Енисейское поднятие (антиклинорий), *IV* — Чадобецкий выступ; *2* — районы с неглубоким залеганием фундамента (склоны щитов и антиклиз); *3* — районы с глубоким залеганием фундамента (синеклизы); *4* — Ангаро-Ленский прогиб; *5* — Предверхоянский краевой прогиб; *6* — Предтаймырский прогиб; *7* — зона Кемпендяйских дислокаций; *8* — валообразные поднятия; *границы Восточно-Сибирского соленосного бассейна*: *9* — установленные, *10* — предполагаемые. *Поднятия*: *V* — Ангаро-Анабарское, *VI* — Сунтарское, *VII* — Троицко-Михайловский вал. *Впадины*: *VIII* — Присаянская синеклиза, *IX* — Кежемская, *X* — Березовская.

на юго-востоке Прибайкало-Ленскую синеклизу и в среднем течении р. Лены Нюйско-Жербинскую и Березовскую впадины.

Это поднятие было установлено К. Р. Чепиковым в 1952 г. по геологическим данным. В дальнейшем И. П. Карасев и другие стали выделять его под названием Ангарской антеклизы. Ширина этого поднятия на юге Иркутского амфитеатра 125 *км*. Амплитуда поднятия антеклизы над смежными синеклизами по отложениям нижнего кембрия на востоке 300, на западе — 2000 *м*.

Южнее р. Ангары, к востоку от Енисейского кряжа, находится Присаянская синеклиза, простирающаяся к северу и сливающаяся

с Тунгусской синеклизой между деревнями Кежма и Каты. К западу от дер. Кежмы расположена вытянутая в широтном направлении зона Ангарских складок.

В Ангарской антеклизе, Присаянской и Прибайкало-Ленской синеклизах моноклинальное залегание нижнекембрийских отложений местами нарушается валообразными поднятиями, погребенными сводами и впадинами. В Присаянской синеклизе находятся Троицко-Михайловское, Чуно-Бирюсинское и Тангуйское валообразные поднятия, Канско-Тасеевская и Кежминская впадины. Наиболее изученной является Канско-Тасеевская впадина, в западной части которой параллельно Енисейскому кряжу протягивается Троицко-Михайловский вал. Последний имеет ширину 12—15 *км*, амплитуду поднятия свыше 800—1000 *м* и прослеживается на расстоянии 200 *км* между деревнями Сухо-Ерша на юге и Бык — на севере. В пределах вала буровыми скважинами встречены отложения усольской, бельской и ангарской свит. Геологической съемкой, геофизическими методами разведки и частично бурением в нем выявлено более 11 антиклинальных складок (с юга на север): Сухо-Ершинская, Михайловская, Канарайская, Караульнинская, Тынысская, Мурминская, Троицкая, Сутягинская, Среднинская, Хырсантьевская, Тасеевская и др. Отдельные антиклинальные поднятия имеют кулисообразное сопряжение (Тынысское и Мурминское) или являются прямым продолжением одного другим (Мурминское и Троицкое). Вдоль Троицко-Михайловского вала проходит крупное дизъюнктивное нарушение.

В Ангарской антеклизе известны Нукутско-Заярская впадина и валообразные поднятия, из которых наиболее значительными являются Усть-Илимское, Тубинское, Заярско-Литвинцевское и Ангарское.

В Прибайкало-Ленской синеклизе выделяются Божеханское, Жигаловское, Казачинско-Орленгское поднятия и Жигалово-Усть-Кутская, Прибайкальская и Иркутская впадины. Между Жигаловским и Божеханским поднятиями [Карасев, Мазур, 1960] по долине р. Лены (с юга на север) располагаются два вала — Кучугский и Верхоленский — и три прогиба — Никилейский, Зульмановский и Пономаревский. В пределах Пономаревского прогиба находится долина среднего течения р. Илги.

В Жигалово-Усть-Кутской впадине, восточнее г. Усть-Кут, долина р. Лены пересекается вытянутыми в северо-восточном направлении, близком к меридиональному, Сосновским прогибом, Казаркинским и Бочактинским валообразными поднятиями, Россохинским прогибом, Марковским и Криволукским валами и Макаровским прогибом (см. рис. 2). В состав Казачинско-Орленгского вала входит Киренско-Ичерская антиклинальная структура, прослеживаемая на расстоянии 120 *км*.

В пределах крупных тектонических структур находится значительное количество локальных антиклинальных поднятий и впадин меньших размеров.

На современном облике тектонических структур нижнекембрийских соленосных отложений отразились каледонские, герцинские

и мезозойские движения. Наряду с этим некоторые авторы указывают, что в Иркутском амфитеатре, Нюйско-Жербинской, Березовской и Кемпендяйской впадинах значительную роль сыграла соляная тектоника. А. С. Хоментовский [1935] допускал наличие в Канско-Тасеевской впадине соляных куполов, своды которых поднимались в толщу верхнекембрийских отложений. Однако геофизические и геологические исследования, выполненные в послевоенные годы, наличия соляных куполов не подтвердили.

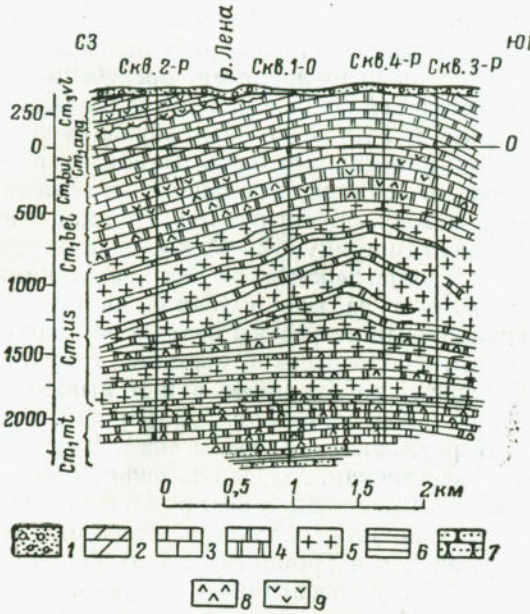


Рис. 5. Геологический профиль через Кузнецовскую складку Жигаловского валообразного поднятия (Тутурский антиклинал). По И. Н. Сулимову.

1 — песок с гравием; *2* — мергель; *3* — известняк; *4* — доломит; *5* — каменная соль; *6* — аргиллит; *7* — песчаник; *8* — ангидрит; *9* — гипс.

В отдельных антиклиналях, развивавшихся на фоне валообразных поднятий, отмечено увеличение мощности соли в сводовых частях структур по сравнению с крыльями складок. Такое явление наблюдается в Кузнецовской складке, где мощность усольской свиты в северо-западном крыле составляет 1136 *м*, а в сводовой части 1505 *м*. Суммарная мощность соли соответственно изменяется примерно от 600 до 925 *м*.

А. И. Кононов [1959] определил это поднятие как закрытый соляной шток типа криптодиапира, а в дальнейшем, пересмотрев заново материалы бурения [1960], продолжает утверждать, что Кузнецовская складка по строению приближается к диапировой структуре.

Пытаясь подкрепить свои выводы, А. И. Кононов на геологическом разрезе через Кузнецовскую складку показывает разрывы и смятия несоленосных пород кровли, а также мощных пластов доломитов внутри соляной залежи, что достаточно убедительно опровергается исследованиями И. Н. Сулимова [1961]. Изучение литологического состава пород, вскрытых скв. 2-Р, 1-С, 4-Р и 3-Р, показывает, что соль не прорывает покрывающие ее отложения бельской, булайской и ангарской свит, а также пласты доломитов усольской свиты, залегающие внутри соли. Мало того, отложения мотской свиты также образуют пологий антиклинальный перегиб, что говорит об одновременности образования складки по всей толще

нижнего кембрия. Эти факты свидетельствуют о том, что Кузнецовское поднятие представляет собой соляную антиклиналь нормального типа. Подобные структуры, по Ю. А. Косыгину [1950], характерны для окраин платформ или их передовых прогибов (рис. 5).

В северной части Иркутского амфитеатра к антиклинальным складкам такого же типа, но с более слабыми проявлениями пластических деформаций каменной соли, относятся Миндейская и Турукская локальные структуры. Предположительно такого же типа соляные структуры могут быть в Троицко-Михайловском вале, где Тыныссская опорная скважина прошла 1900 *м* по каменной соли со сравнительно редкими прослойками несоляных пород.

Возникновение рассмотренных структур и течение соляных масс к их сводам обусловлено тангенциальными напряжениями, возникшими под влиянием мезозойских тектонических движений в складчатом обрамлении юга Сибирской платформы.

В пределах Иркутского амфитеатра, Нюйско-Жербинской и Березовской впадин нет типичных диапиров, потому что каменная соль здесь находится в жестком скелете, состоящем из частого переслаивания крепких карбонатных пород. Пласты каменной соли, выдержанные на огромных расстояниях, имеют одинаковое залегание с вмещающими породами. Упоминая вслед за А. И. Кононовым о присутствии в Прибайкало-Приленской синеклизе соляных структур, разрывающих скелет из карбонатных пород, И. П. Карасев и О. И. Карасев [1960] допускают ошибку.

Исследования последних лет в области Кемпендяйских дислокаций, сопровождающихся бурением глубокой опорной скважины, показали, что залежи каменной соли имеют пластовое залегание.

Типичные диапировые и криптодиапировые солянокупольные структуры известны лишь в пределах Таймырского прогиба, где насчитывается 9 установленных соляных куполов, среди которых наиболее изучены: Тус-Тах (Нордвикский), Кожевникова, Ледовка, Усть-Тигян, Белый, Серый.

УСЛОВИЯ СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ

В начале нижнего кембрия Сибирская платформа подвергалась трансгрессии морского бассейна, продуктом деятельности которого являются терригенные осадки ушаковской свиты и нижней части мотской.

В конце мотского времени имело место прогрессирующее обмеление и повышение солености бассейна, что привело к седиментации хемогенных доломитов и ангидрита. В районе поселков Осы, Парфеновки и Христофорово располагалась отшнурованная от моря усыхающая лагуна, в которой шло отложение тонких прослоев каменной соли.

В усольское время лагунные условия накопления осадков установились почти по всей территории бассейна, но в краевых частях они развивались меньше из-за поступления с суши пресных поверх-

ностных вод, вносивших большое количество кластического материала и препятствовавших нормальной кристаллизации солей.

Жаркий аридный климат и трансгрессивно-регрессивный режим, обусловленный колебательными движениями, создали в нижнекембрийском бассейне необходимую обстановку для накопления каменной соли в отложениях усольской, бельской и ангарской свит.

В булайском бассейне, существовавшем между бельским и ангарским временем, не было благоприятных условий для соленакопления.

Наиболее широко галогенез проявился во время накопления осадков усольской свиты и в значительно меньшей степени в бельской и ангарской. Во время седиментации отложений всех соленосных свит обстановка накопления осадков неоднократно менялась и вместо мощных пластов каменной соли откладывались хемогенные доломиты и реже тонкие прослои ангидритов, причем в отдельные периоды концентрация солей в лагунах снижалась до такой степени, что в них появлялись водоросли и трилобиты, а вместо доломитов шло отложение известняков.

По Н. М. Страхову [1951], скорость накопления галита составляет 0,06—0,08, ангидрита 0,0002—0,002 и карбонатов 0,0001—0,0002 *м/год*. По этим данным кристаллизация солей во всех свитах была менее продолжительной по сравнению с накоплением сульфатно-карбонатных осадков. Формирование отдельных пластов каменной соли в зависимости от мощности происходило от 1 года до 1600 лет, хемогенных доломитов при мощности 10 *м* — около 50 000 лет. Поскольку в нижнем кембрии территория соленосного бассейна располагалась в поясе аридного климата [Рухин, 1962], то вряд ли в нем могли произойти изменения влажности и температур воздуха на такие длительные сроки. Очевидно, главную роль в частой смене вещественного состава соленосной формации играли тектонические колебательные движения. Под воздействием их морские условия накопления осадков сменялись лагунными с возрастающей минерализацией за счет испарения вплоть до превращения бассейна в солеродный. Далее они же приводили к опреснению этих бассейнов до минерализации, близкой к открытому морю.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Подземные воды на территории Восточно-Сибирского соленосного бассейна приурочены к палеозойским, мезозойским и кайнозойским отложениям.

Присутствие в осадочном чехле мощной толщи каменной соли позволяет выделить надсолевой, соленосный и подсолевой комплексы подземных вод.

По степени гидрогеологической раскрытости и взаимосвязи водоносных комплексов с земной поверхностью вертикальный разрез бассейна подразделяется на три гидродинамические зоны (сверху вниз): 1) зону свободной циркуляции и активного водообмена, находящуюся под воздействием современного климата и дренирующего влияния рек; 2) зону затрудненной циркуляции, где водообмен замедлен и на водоносных комплексах в некоторой степени отражаются вековые изменения климата и 3) зону относительного покоя, где водообмен проявляется лишь в масштабе геологического времени, а влияние климатических факторов не сказывается.

Широкое распространение вечной мерзлоты создает различные условия водообмена верхней гидродинамической зоны в северной и южной частях соленосного бассейна. На севере бассейна в области сплошного распространения промороженных пород, где их мощность может достигать 500 *м*, зона активного водообмена соответствует слою сезонного протаивания, не превышающего 1,5—2,0 *м*. Активная циркуляция подземных вод и питание подмерзлотных водоносных горизонтов в этом районе возможны только по сквозным таликам под руслами больших рек и под днищами глубоких озер. Южнее, где вечная мерзлота залегает островами среди таликов, последние обеспечивают интенсивный водообмен между атмосферными осадками, поверхностными и подземными водами.

В местах распространения островной мерзлоты и немерзлотной части территории нижней границей зоны активного водообмена является неровная поверхность, проходящая по основаниям эрозионных врезов главных рек, дренирующих водоносные горизонты четвертичных образований и частично палеозойских и мезозойских отложений.

Определение положения разделяющей поверхности между второй и третьей гидродинамическими зонами затруднено из-за отсутствия четких признаков. За нижнюю границу зоны затрудненного водообмена принята кровля каменной соли в нижнекембрийских отложениях, приуроченная к различным глубинам. В краевых частях соленосного бассейна, где залежи соли появляются только в усольской свите, зона затрудненного водообмена захватывает бельскую свиту. На площадях, где соленосные отложения залегают глубоко, как например в Присаянской и Тунгусской синеклизах, нижняя граница зоны затрудненного водообмена проходит значительно выше кровли соляных залежей, ниже которой до кристаллического фундамента располагается зона относительного покоя.

В зависимости от мерзлотно-гидрогеологических условий территории, наличия сквозных таликов, фильтрационных свойств водовмещающих пород, особенностей залегания водоносных горизонтов и т. п. мощность зоны затрудненного водообмена колеблется в широком диапазоне — от 200 до 1200—1500 *м*.

Воды зоны активного водообмена имеют метеорное происхождение, и их динамические ресурсы превышают статические. По химическому составу преобладают гидрокарбонатно-кальциевые воды, встречаются сульфатно-кальциевые с минерализацией меньше 1 *г/л*. Состав растворенных газов кислородно-азотный с примесью других газов воздушного происхождения. Мощность пояса пресных вод колеблется от 80 до 200 *м*, достигая в Иркутской впадине 350 *м*. На отдельных участках среди пресных вод находятся минерализован-

ные воды и соляные источники, выходящие на дневную поверхность из зоны затрудненного водообмена по тектоническим нарушениям в долинах бассейнов рек Лены, Вилюя, Ангары, Подкаменной Тунгуски, Нижней Тунгуски, Котуя и Хеты. Наибольшую минерализацию имеют следующие источники (*г/л*): Кемпендяйский — 328,7; Багинский — 318 и Троицкий — до 312.

В зоне затрудненного водообмена подземные воды различны по химическому составу. В верхней части распространены пресные и слабоминерализованные гидрокарбонатные и сульфатные воды, сменяющиеся в нижних горизонтах хлоридно-натриевыми и хлоркальциевыми рассолами. Воды обладают напором, возрастающим с глубиной залегания горизонта. Пьезометрические уровни обычно устанавливаются выше местных базисов эрозии.

Дебиты водоносных горизонтов в зависимости от фильтрационных свойств водовмещающих пород колеблются в огромных пределах от долей до нескольких сотен кубических метров в сутки. Как исключение производительность отдельных водоносных горизонтов достигает нескольких тысяч кубических метров в сутки. Так, например, на Казаркинской нефтеразведочной площади скв. 1 и 2 в отложениях литвинцевской свиты на глубине около 572—592 *м* были вскрыты хлоридно-натриевые рассолы с минерализацией 180 *г/л*. Скважины фонтанировали с дебитом 20 000 *м³/сутки*. На Бочактинской площади скв. 1, встретившая этот горизонт, имела дебит всего лишь 100—110 *м³/сутки*. В южной части соленосного бассейна минерализация рассолов повышается местами до 205—292 *г/л*. В районах, где водоносные горизонты более интенсивно выщелачивают залежи каменной соли, насыщение рассолов по хлористому натрию резко увеличивается. Обычно на площадях выщелоченных пластов галита буровыми скважинами вскрываются брекчированные породы. Хлор-бромный коэффициент рассолов более 300. Такое значение коэффициента показывает, что формирование хлоридно-натриевых рассолов было связано с выщелачиванием каменной соли и засолоненных отложений. Основными компонентами растворенных газов хлоридно-натриевых вод являются азот, углекислота и метан воздушного, химического и биохимического происхождения. В глубоких горизонтах местами вскрываются воды с сероводородом, а растворенные газы содержат (в об. %): метана 35—47, тяжелых углеводородов 14, аргона 0,08 и гелия 0,0018. Подобный состав растворенных газов характерен для обстановки весьма затрудненного водообмена.

В соленосном комплексе подземные воды известны в ангарской свите (шелонинский горизонт), в бельской свите — близ контакта с усольской (балыхтинский горизонт) и в нижней части усольской свиты (осинский горизонт).

Высокоминерализованные рассолы шелонинского горизонта обнаружены на Шелонинской, Зиминской и Нукутской площадях на гл. 440—600 *м*. Притоки пока получены лишь на Шелонинской структуре, где в скв. 2-Р на гл. 476,3 *м* произошел выброс хлор-

кальциевых рассолов с минерализацией 367 *г/л*, после чего наблюдался временный перелив. Дебит скважины при понижении уровня на 345 *м* от статического (11 *м*) первоначально был равен 79,2 *м³/сутки*, но в дальнейшем резко сократился. В рассолах содержался бром 7,4 *г/л* и калий 19 *г/л*. В скв. 8-Б хлоркальциевые рассолы с удельным весом 1,15 вскрыты в интервале 441—470 *м*. Дебит рассола при снижении уровня до 340 *м* составил 16,8 *м³/сутки*. Скв. 1-Б имела первоначальный дебит 144 *м³/сутки*, который вскоре прекратился вследствие кристаллизации солей в трубах.

Предположение, что рассолы в пределах Шелонинской структуры приурочены к одной соленосной пачке и имеют сплошное распространение, не подтвердилось. Скважинами вскрыты в трещинах и кавернах пород верхнеангарской подсвиты локальные скопления рассолов разной минерализации — от 367 до 450 *г/л*, с различным содержанием микрокомпонентов.

Балыхтинский рассольный горизонт приурочен к трещиноватым карбонатным породам и ангидрито-доломитам. Коллекторские свойства горизонта, изученные по керну скважин, пройденных на Кутуликской, Атовской, Парфеновской и частично Марковской структурах, говорят о высокой трещиноватости водовмещающих пород и проницаемости от 324 до 6030 *мдарси*, в некоторых случаях с открытой пористостью 2,5—8,0%. Однако специальные разведочные работы на Балыхтинской площади показали, что скопления этих рассолов имеют локальный характер.

На последней структуре среди пяти скважин наиболее водообильной оказалась скв. 5, на производительность которой огромное влияние оказывал газовый фактор, создавший выброс рассолов до 250 *м³/сутки*, после чего наступило резкое сокращение расхода до 90 *м³/сутки* и в дальнейшем закупорка скважины кристаллизовавшимися солями. Максимальная минерализация хлоркальциевых рассолов, вскрытых скв. 5, достигает 631 *г/л*. Содержание в них калия составляет 18,49 *г/л* и брома 10,60 *г/л*. Эти рассолы по составу и минерализации являются уникальными и не имеют аналогов в СССР (хлоркальциевые рассолы Средней Азии отличаются меньшей минерализацией). Только в США в штате Мичиган у залива Сагино в свите салайн силурийского возраста известны рассолы такого же состава с минерализацией 642 *г/л* и содержанием калия 21,78 *г/л*.

На Марковской структуре при бурении скв. 28 в интервале 1669—1677 *м* вскрыт балыхтинский горизонт, из которого получен приток минерализованной слабо дегазированной пластовой воды с нефтью с первоначальным общим дебитом 140 *м³/сутки*, включая 6—7 *м³/сутки* нефти. В настоящее время производительность скважины резко уменьшилась. Удельный вес рассола 1,390—1,410, минерализация около 580 *г/л*. По предварительным данным содержание брома 10,2 *г/л* и калия 16,8 *г/л*.

В Березовской впадине к этому горизонту относится крайне незначительное скопление рассолов, вскрытых скв. 2-Р на Дельгей-

ской нефтеразведочной площади в породах толбачанской свиты на глубине 1055 *м* с минерализацией 554,3 *г/л*.

Осинский горизонт приурочен к трещиноватым коллекторам доломитовой пачки мощностью около 60—75 *м*. Воды этого горизонта были вскрыты на Тыретской, Осинской, Атовской и Марковской нефтеразведочных площадях. На Тыретской структуре скв. 6-Р хлоркальциевые рассолы с минерализацией 580,60 *г/л* были встречены в интервале 1675—1730 *м*. Дебит их был равен 25,29 *м³/сутки*. Содержание калия составило 16,52 *г/л*. На Осинской структуре в скв. 1-Р рассолы с минерализацией 505,33 *г/л* залегают на глубине 1630—1668 *м*. Дебит горизонта не превышает 5,0 *м³/сутки*. Содержание калия достигает 19,76 *г/л* и брома 3,7 *г/л*. На Марковской площади опорная скважина с интервала 2162—2164 *м* начала фонтанировать водой, нефтью и газом. Дебит достигал 2500—3000 *м³/сутки*. Вода удельного веса 1,190 (минерализация около 290 *г/л*), хлоркальциевого состава, с содержанием брома 0,84 *г/л*. Через 12 суток поступление воды в скважину прекратилось, и из скважины стала изливаться только чистая нефть.

Воды осинского горизонта отличаются сравнительно высокой газонасыщенностью. Состав растворенных газов азотно-метановый и метаново-углеводородный.

В подсолевом комплексе выделяется несколько водоносных горизонтов, приуроченных к мотской и ушаковской свитам. Верхняя половина разреза мотской свиты, сложенная сульфатно-карбонатными породами, характеризуется низкими показателями пористости и проницаемости, а поэтому притоки подземных вод очень малы. Подземные воды в верхнемотской подсвите были встречены на Осинской, Парфеновской и Еловской нефтеразведочных площадях. На Парфеновской структуре скв. 3 в интервале 1805—1818 *м* вскрыты хлоркальциевые рассолы с дебитом 26 *м³/сутки* и минерализацией 433 *г/л*, содержащие до 21 *г/л* калия, 6,6 *г/л* брома и до 34%-*экв* кальция. Большое содержание кальция и такая высокая минерализация рассолов обусловлены сильной засоленностью пород верхнемотской подсвиты на Парфеновской площади и наличием прослоев каменной соли, а поэтому они почти не отличаются от хлоркальциевых рассолов усольской свиты. На Осинской структуре дебит рассолов колеблется от 1,3 до 13 *м³/сутки*. Минерализация их достигает 316,4 *г/л*. Содержание калия колеблется от 1,04 до 8 *г/л* и брома — от 0,3 до 1,5 *г/л*. На Еловской структуре минерализация рассолов была 265,5 *г/л* при содержании 0,44 *г/л* калия и 0,9 *г/л* брома.

В среднемотской подсвите хлоркальциевые рассолы вскрыты на Тыретской структуре скв. 4-Р на глубине 2160—2180 *м*. Дебит их не превышает 4,5 *м³/сутки*, минерализация 339 *г/л*. Такие же воды встречены скв. 2-Р на Осинской структуре в интервале 2170—2185 *м* с дебитом 6 *м³/сек*.

К слабосцементированным песчаникам нижнемотской подсвиты приурочен выдержанный горизонт подземных вод (парфеновский), вскрытый разведочными скважинами на многих нефтеразведочных

площадях. Дебит горизонта по данным откачек из скважин на разных структурах был равен (в *м³/сутки*): Бельск — 70, Кутулик — 36, Тыреть — 5—43,2, Оса — 1,2—5, Атовская — 8, Азейская — 11,6, Нижнеудинская — 53; в Тулунской первоначальный дебит достигал 170 *м³/ч*. Воды этого горизонта принадлежат к хлоркальциевому типу и имеют минерализацию до 398 *г/л*. Содержание калия в них колеблется от 1,8 до 9 *г/л* и брома от 0,46 до 6,72 *г/л*.

Водоносные горизонты ушаковской свиты обладают небольшой производительностью — 2—5,5 *м³/сутки*. Химический состав воды хлоркальциевый; минерализация изменяется от 200 до 381 *г/л*. Содержание калия от 2,11 до 4,02 *г/л* и брома от 0,6 до 4,9 *г/л*.

В среднем течении р. Лены в Березовской впадине на Дельгейской нефтеразведочной структуре скв. 2-Р в верхней части толбинской свиты были вскрыты рассолы с минерализацией 372,2 *г/л*. Первоначальный дебит их составил 103 *м³/сутки*, но в дальнейшем он снизился до 43 *м³/сутки*. Содержание калия в этих рассолах, по данным ВСЕГЕИ, составляет 43 *г/л*.

Анализ рассолов костинской свиты, вскрытых на глубине 2785—2843 *м* Тунгусской оп. скв. 1-О, пройденной в бассейне нижнего течения р. Тунгуски, показал, что они принадлежат к хлоркальциевому типу и имеют минерализацию 380—384 *г/л*. Содержание в них калия достигает 21, брома — 4,8 *г/л*.

Для зоны относительного покоя характерна восстановительная обстановка с растворенными и свободными газами — преимущественно азотно-метановыми с большим количеством тяжелых углеводородов. Среди растворенных газов часто присутствует сероводород.

В результате исследований в Иркутском амфитеатре и Березовской впадине установлено, что в разрезе соленосного бассейна четко вырисовывается вертикальная гидрохимическая зональность, выражающаяся в увеличении минерализации хлоркальциевых вод с глубиной и в изменении их химического состава от гидрокарбонатных к хлоридным по направлению к кровле соляных залежей; максимальное увеличение минерализации хлоркальциевых вод в соленосной толще до 500—631 *г/л* и снижение минерализации от подошвы соляных залежей к кристаллическому фундаменту до 237—200 *г/л*.

Изучение гидрогеологии Восточно-Сибирского соленосного бассейна показывает, что по условиям формирования гидрохимического состава воды двух верхних зон являются водами выщелачивания. Химический состав хлоркальциевых рассолов зоны относительного покоя формировался различными путями.

Интенсивное прогибание платформы в мотское и ушаковское время способствовало накоплению седиментационных вод в толще осадков алданского яруса. С начала отложения пластовых залежей каменной соли, представляющих собой газоводоупорный экран, создалась обстановка закрытой структуры, где под влиянием концентрирования и метаморфизации, связанных с катионным обменом и другими физико-химическими процессами, начали формироваться хлоркальциевые воды с минерализацией от 200 до 390 *г/л*.

При седиментации отложений ленского яруса во время длительных перерывов в соленакоплении появление хлористого кальция могло иметь место в донных илах лагун нижнекембрийского бассейна в стадию отложения гипсоангидритов и хемогенных доломитов в ходе реакций Гайдингера и Мариньяка.

После кристаллизации галита в порах и подошве свежеотложенных залежей сохранилось большое количество остаточных маточных хлормагниевых рассолов, которые под влиянием тектонических колебательных движений подвергались захоронению. В процессе диагенеза остаточные рассолы выжимались из солей в покрывающие и подстилающие их породы, где в результате обмена катионов в них накопилось огромное количество хлористого кальция, что обусловило исключительно высокую минерализацию (до 500—631 *г/л*) и современный гидрохимический облик.

Е. В. Пиннекер [1966], рассматривая генезис комплекса подземных вод зоны относительного покоя, приходит к выводу, что они имеют инфильтрационное происхождение и находятся в постоянном движении. По его мнению, от кембрия и до настоящего времени за 500 млн. лет в Иркутском амфитеатре неоднократно происходила полная смена вод. Для подтверждения своих взглядов он пытается доказать возможность формирования химического состава предельно насыщенных хлоркальциевых рассолов за счет прямого выщелачивания пластов каменной соли и последующего катионного обмена между рассолами и породами. Эта гипотеза названа ее автором «Теорией диагенеза первичных рассолов хлоридно-натриевого состава». Поскольку катионный обмен происходит в строго эквивалентных количествах, а предел растворимости хлористого натрия составляет 360 *г/л*, автор должен был бы подробно осветить ход процесса концентрирования подземных вод с начала выщелачивания каменной соли до возникновения рассолов с минерализацией 600 *г/л* и более. Формирование исключительно крепких рассолов по этой «теории» рассматривается слишком упрощенно.

Отметим, что на всех месторождениях солей, обводненных с поверхности, в нижней части надсолевых вод у соляного зеркала находится тонкий слой насыщенных рассолов мощностью до 10 *см*, предохраняющих соляную залежь от выщелачивания. Этот слой насыщенных рассолов наблюдается на площадях с очень медленным движением подземных вод. По Е. В. Пиннекеру, скорости движения подземных вод в глубоких горизонтах соленосной толщи изменяются от 0,01 до 0,09 *м/год*. При таких ничтожных скоростях слой насыщенных рассолов, покрывающих соляную залежь, не разрушается и служит надежной защитой от выщелачивания, что подтверждается наблюдениями на различных соляных месторождениях. В качестве примера можно привести Домбровское месторождение калийных солей (Предкарпатье), где в затопленном опытно-промышленном карьере скорости движения подземных вод в десятки раз выше, чем в глубоких водоносных горизонтах соленосной толщи нижнекембрийских отложений Иркутского амфитеатра, а в то же время

на дне карьера имеется тонкий слой высокоминерализованных рассолов, препятствующих выщелачиванию солей. Если бы в глубоких горизонтах соленосной толщи интенсивно выщелачивались пласты галита, то на их месте располагались бы брекчированные породы. Кроме того, в глубоких горизонтах соленосного комплекса встречались бы рассолы хлоридно-натриевого состава невысокой минерализации.

Одним из аргументов, подтверждающих правильность «теории диагенеза первичных рассолов хлоридно-натриевого состава», по мнению ее автора, является малое содержание в этих рассолах йода. Хотя распределение йода в подземных водах соленосного бассейна изучено еще очень слабо, тем не менее среди площадей с невысоким содержанием или почти полным отсутствием этого элемента выявляются участки, где абсолютные количества его выше расчетных значений для крепких рассолов из морской воды. Примером может служить скв. 5-Р в Балыхте и скв. 6-Р на Тыретской нефтеразведочной площади, вскрывшие рассолы в усольской свите с содержанием йода 15—16 *мг/л*, а также скв. 4-Р и 5-Р в районе пос. Тыреть, встретившие в мотской свите рассолы с содержанием йода соответственно 26,5 и 30 *мг/л*. Такие большие концентрации йода противоречат предлагаемой гипотезе. Выводы не могут быть убедительными, если автор отбрасывает или умалчивает о противоречащих фактах и не пытается дать им научное объяснение.

Эта «теория» опровергается также специфическими особенностями химического состава исключительно крепких хлоркальциевых рассолов и особенно огромным содержанием в них брома и калия. При непосредственном растворении пластов каменной соли бром и калий не могут накапливаться в рассолах в таких больших количествах.

Хлоркальциевые рассолы Иркутского амфитеатра с минерализацией 500—631 *г/л* еще не являются предельно насыщенными, как их определяет Е. В. Пиннекер, поскольку они не достигают теоретического предела насыщения хлористым кальцием. Как упоминалось, в США, в штате Мичиган, известны рассолы с более высокой минерализацией — до 642 *г/л*.

Химизм соленосного и подсолевого комплексов водоносных горизонтов и их динамику Е. В. Пиннекер [1966] не увязывает с осадконакоплением и последовательностью развития и разрушения тектонических элементов Сибирской платформы на разных этапах ее развития. Поэтому его трактовка о формировании химического состава, неоднократной полной смене подземных вод дискуссионна.

И. К. Зайцев, Е. А. Басков [1963] указывают, что материалы опорного и разведочного бурения, выполненные за последние 8—10 лет трестом Востсибнефтегеология, полностью подтвердили сделанный им ранее прогноз о повсеместном распространении бромсодержащих крепких и сверхкрепких рассолов на территории Иркутского амфитеатра. Как пишут упомянутые авторы, « . . . предварительные и весьма осторожные расчеты показывают, что на территории Ангаро-Ленского бассейна только в породах ушаковской, мотской и усольской свит общей средней мощностью, принятой для расчета

около 1000 *м*, содержится около 30 000 *км*^{3} рассолов со средней крепостью около 250 *г/кг* . . ., в которых находится 120 млрд. *т* калия» (стр. 127).

О степени «осторожности» такого подсчета объективно говорят результаты специальных разведок на рассолы, законченные после выхода в свет цитированной работы.

На Тыретской структуре рассолоразведочная скважина 11-Б имела дебит 15 *м*^{3}*/сутки* при динамическом уровне 1127 *м*. Обработка пласта раствором ОП-10 положительного эффекта не дала. В Тагнинской скважине первоначальный приток рассолов из парфеновского горизонта колеблется от 38 до 44 *м*^{3}*/сутки*. Скважина на Хор-Тагнинской площади не дала обнадеживающих результатов.

Анализ гидрогеологических испытаний глубоких скважин, пробуренных как до 1960 г., так и позднее, показывает, что на Тыретской, Балыхтинской и других площадях наряду с обводненными скважинами были и безводные. Кроме того, некоторые из них часто вскрывали водоносные горизонты, отсутствующие в ближайших скважинах.

Дебиты скважин, как правило, быстро снижаются, и преобладающая часть скважин через непродолжительное время становится практически безводной или даже сухой. Особенно показательны в этом отношении нефтепоисковая скв. 5-Р на Балыхтинской площади и все рассолоразведочные скважины на Шелонинской структуре. Таким образом, в Иркутском амфитеатре не наблюдается повсеместного распространения крепких рассолов. Если бы горизонты рассолов были выдержаны на всей южной части соленосного бассейна, то первая же рассолоразведочная скважина обеспечила бы сырьем химический завод по добыче микрокомпонентов.

Представления И. К. Зайцева (1963) о сплошном распространении рассолов не обоснованы какими-либо фактическими данными и поэтому совершенно неубедительны. Что же касается запасов рассолов в 30 000 *км*^{3} и содержащихся в них 120 млрд. *т* растворенного калия, то последние неправдоподобно завышены.

Разгрузка подземных вод соленосного комплекса может идти только по трещинам глубоких разломов. Таким же путем разгружаются хлоридно-натриевые рассолы нижних горизонтов надсолевого комплекса, выщелачивающие верхние пласты каменной соли, образующие соляные источники. По мнению И. С. Шарапова, Е. Э. Разумовской и других исследователей, выходы соляных источников приурочены к местам, где речные долины пересекают своды антиклинальных складок. Большинство соляных источников находится близ уреза воды, а некоторые из них появляются даже в руслах рек Куты, Малой Степанихи, Солянки, Пеледуя, на различных участках Лены, между поселками Жигалово и Русской Речкой и др. Хлоридно-натриевые рассолы, питающие соляные источники, перед выходом на поверхность смешиваются с пресными водами зоны активного водообмена, среди которых существенное влияние на снижение минерализации оказывают водоносные горизонты аллювиальных отложений. Поэтому минерализация воды источников намного ниже

ТАБЛИЦА 2

Химический состав типовых проб соленых вод и рассолов Восточно-Сибирского соленосного бассейна (по данным Красноярского, Якутского и Иркутского геологических управлений, Управления Востсибнефтегеологии, Института нефти АН СССР, ВСГИ СО АН СССР, ГИН АН СССР, ВНИИГ, ВНИГРИ, НИИГА и др.)

Место отбора пробы и стратиграфическое положение водоносного горизонта	Формула Курлова
Искусственные рассолы	
Г. Усолье-Сибирское, рассолопромысел, скв. 4-С (глубина камеры выщелачивания 1300—1400 *м*)	$M_{312}\,\frac{Cl_{98,7}SO_{1,3}^4HCO_{0,01}^3}{Na_{98,6}Ca_{1,4}Mg_{0,09}}$
То же, скв. 2-С (глубина камеры выщелачивания 1000-1100 *м*)	$M_{307}\,\frac{Cl_{98,6}SO_{1,4}^4HCO_{0,02}^3}{Na_{98,5}Ca_{1,4}Mg_{0,09}}$
Надсолевой комплекс и соляные источники	
Троицкий солеваренный завод, скв. 1 в долине р. Усолки у завода (гл. 45 *м*)	$M_{129,6}\,\frac{Cl_{97,5}SO_{1,9}^4HCO_{0,5}^3}{Na_{93,3}Ca_{3,5}Mg_{1,6}K_{1,5}}$
Троицкий солеваренный завод, скв. 2 в долине р. Усолки, у завода (гл. 203 *м*)	$M_{320,0}\,\frac{Cl_{98,7}SO_{1,1}^4HCO_{0,1}^3}{Na_{95,9}Ca_{9,1}K_{1,3}Ng_{0,7}}$
С. Малышевка, скважина. Водоносный горизонт в известняках ангарской свиты (гл. 93—103 *м*)	$M_{17,0}\,\frac{Cl_{79}SO_{20}^4}{Na_{80}Ca_{14}Mg_6}$
Усть-Кут, б. Сользавод, основной источник, ангарская свита	$M_{145,7}\,\frac{Cl_{94,7}SO_{5,2}^4HCO_{0,1}^3}{Na_{94,0}Ca_{3,8}Mg_{2,1}K_{0,2}}$
Дер. Папово, долина р. Панихи, скв. 2, ангарская свита (гл. 110—167,5 *м*)	$M_{101,0}\,\frac{Cl_{93}SO_7^4}{Na_{92}Ca_5Mg_2K_1}$
Тыретское месторождение каменной соли, скв. 14-С, булайская свита (гл. 428—431 *м*)	$M_{9,7}\,\frac{Cl_{66}SO_{30}^4HCO_4^3}{Na_{71}Ca_{18}Mg_{11}}$
Дер. Кузнецовка. Жигаловская опорная скважина, булайская свита (гл. 228—300 *м*)	$M_{12,9}\,\frac{Cl_{91,8}SO_{7,5}^4HCO_{0,6}^3}{Na_{86,1}Ca_{13,8}Mg_{0,02}}$
Ст. Половина, скв. 1-РС, булайская свита, доломиты (гл. 261—272 *м*)	$M_{33,0}\,\frac{Cl_{78,8}SO_{21}^4HCO_{0,1}^3}{Na_{93,8}Ca_{5,4}Mg_{0,7}}$
То же, скв. 4-РС, бельская свита (инт. 617—657 *м*)	$H_2S\ 0{,}24M_{189,0}\,\frac{Cl_{99}}{Na_{73}Ca_{27}}$
Пос. Большая Разводная, скв. 2-Р, бельская свита (гл. 1238 *м*)	$M_{62}\,\frac{Cl_{98,9}SO_{0,7}^4HCO_{0,4}^3}{Na_{86}Ca_{11,2}Mg_{2,8}}$
Дер. Гажинская, верхнее течение р. Нижней Тунгуски, скважина у сользавода, ангарская свита (инт. 81—200 *м*)	$M_{81,4}\,\frac{Cl_{95}SO_4^4}{(Na+K)_{94}Ca_3}$
Р. Пеледуй (левый приток р. Лены), источник у б. сользавода, толбачанская свита	$M_{82}\,\frac{Cl_{96}SO_3^4HCO_{0,3}^3}{Na_{96,6}Ca_{2,3}Mg_{1,1}}$
Олекминское месторождение каменной соли у г. Олекминска, скв. 40, чарская свита (гл. 234,1 *м*)	$M_{32,8}\,\frac{Cl_{83,9}SO_{16,0}^4HCO_{0,05}^3}{Na_{75,4}Ca_{14,4}Mg_{10}}$
Соляное месторождение каменной соли, чарская свита (гл. 360 *м*)	$M_{206}\,\frac{Cl_{99,2}SO_{0,4}^4HCO_{0,4}^3}{Na_{98,8}Ca_{0,8}Mg_{0,4}}$

Место отбора пробы и стратиграфическое положение водоносного горизонта	Формула Курлова
Наманпиское месторождение каменной соли, толбачанская свита (гл. 280 *м*)	$M_{201}\frac{Cl_{97,8}SO^4_{2,2}}{Na_{97,4}Ca_{2,2}}$
Источник в бассейне р. Наманы, у б. сользавода (Бульгуняхтат), толбачанская свита	$M_{92,1}\frac{Cl_{93,9}SO^4_{5,9}HCO^3_{0,2}}{Na_{94}Ca_{4,3}Mg_{1,7}}$
Кемпендяйский сользавод, скв. 6 у основного источника, кемпендяйская свита	$M_{330}\frac{Cl_{98,3}SO^4_{1,6}HCO^3_{0,05}}{Na_{98,8}Ca_{0,9}Mg_{0,2}}$
Источник в низовьях р. Ючюкю (приток р. Вилюя)	$M_{59}\frac{Cl_{93}SO^4_{5,9}HCO^3_{1,1}}{Na_{83,7}Ca_{3,5}Mg_{3,2}}$
Пос. Тура, буровая скважина (гл. 90 *м*)	$M_{221,23}\frac{Cl_{99,99}HCO^3_{0,01}}{Ca_{70,02}Na_{29,98}}$
Источник в долине р. Чангода (левый приток р. Котуя), в 30 *км* от устья	$M_{165}\frac{Cl_{98}SO^4_2}{Na_{85}Ca_{10}Mg_4}$
Источник в бассейне р. Подкаменной Тунгуски, б. солеваренный завод	$M_{90,6}\frac{Cl_{94,5}SO^4_{5,4}}{Na_{91,6}Ca_{5,9}Mg_{2,2}}$
Источник в долине р. Рассолки (левый приток р. Подкаменной Тунгуски), в 50 *км* ниже пос. Усть-Камо	$M_{65}\frac{Cl_{92,4}SO^4_{7,1}HCO^3_{0,5}}{Na_{92}Ca_6Mg_2}$
Источник в долине р. Тайги (правый приток р. Подкаменной Тунгуски), в 25 *км* выше устья	$M_{124}\frac{Cl_{94}SO^4_{5,9}}{Na_{94}Ca_{3,9}Mg_{1,9}}$
Источник в долине р. Тутончаны, в 225 *км* выше устья	$M_{109,5}\frac{Cl_{99,2}SO^4_{0,76}HCO^3_{0,02}}{Na_{61,6}Ca_{37,1}Mg_{1,3}}$
Источник в долине р. Туруки (левый приток р. Северной)	$M_{186}\frac{Cl_{92,2}SO^4_{4,3}HCO^3_{3,5}}{Na_{85,6}Ca_{10,9}Mg_{3,4}}$
Бассейн р. Хеты, Уксусниковский источник, в 60 *км* к юго-западу от с. Хатанга	$M_{130}\frac{Cl_{99,1}SO^4_{0,9}}{Na_{55,6}Ca_{27,7}Mg_{17,2}}$
Бассейн р. Хеты, источник в долине р. Чары	$M_{45,9}\frac{Cl_{98,1}SO^4_{1,9}}{Na_{60,6}Ca_{26,2}Mg_{13,2}}$
Соленосный комплекс подземных вод	
Туруксое месторождение каменной соли, скв. 1-Р, ангарская свита (гл. 918—968 *м*)	$M_{182}\frac{Cl_{98}}{(Na+K)_{96}}$
Жигаловское месторождение каменной соли, скв. 1-Р усольская свита, осинская пачка (гл. 2036 *м*)	$M_{290,2}\frac{Cl_{98,3}SO^4_{1,6}HCO^3_{0,02}}{Na_{96,5}Ca_2Mg_{1,2}K_{0,2}}$
Пос. Бохан, скв. 4-Р, усольская свита (гл. 1607—1625 *м*)	$M_{316}\frac{Cl_{99,0}}{Na_{98}}$
Пос. Оса, скв. 1-Р, усольская свита (гл. 1635—1645 *м*)	$M_{314}\frac{Cl_{99}}{Na_{94}Ca_5Mg_1}$

Место отбора пробы и стратиграфическое положение водоносного горизонта	Формула Курлова
То же, скв. 1-Р, усольская свита (гл. 1630—1668 *м*)	$M_{508}\frac{Cl_{99,3}HCO^3_{0,2}SO^4_{0,1}}{Ca_{80}Mg_{14}K_{5,5}Na_{0,2}}$
Ст. Тыреть, скв. 6-Р, усольская свита (гл. 1675 *м*)	$H_2S\ 0{,}42M_{550}\frac{Cl_{99,2}HCO^3_{0,8}}{Ca_{79,8}Ma_{7,2}K_{2,3}Na_{0,6}}$
Пос. Балыхта, скв. 5-Р, усольская свита (гл. 1125 *м*)	$M_{631}\frac{Cl_{99}}{Ca_{81}Mg_{14}K_{4,1}Na_{0,7}}$
Дельгейское месторождение каменной соли, скв. 1-Р, толбачанская свита (гл. 1055,9—1067,2 *м*)	$M_{554,3}\frac{Cl_{99,8}HCO^3_{0,1}}{Ca_{78,2}Na_{14,1}Mg_{7,5}}$
Подсолевый комплекс подземных вод	
Ст. Тыреть скв. 1-Р, в 4,5 *км* к северо-востоку, мотская свита (гл. 2183—2203 *м*)	$M_{377}\frac{Cl_{99,9}}{Ca_{64}Mg_{20}Na+K_{16}}Br_{4,67}$
То же, скв. 9-Р, в 1 *км* к востоку, мотская свита (гл. 2160—2186 *м*)	$M_{370}\frac{Cl_{99}}{Ca_{63}Na_{19}Mg_{18}}Br_{6,32}$
Пос. Оса, скв. 4-Р, в 6 *км* к юго-западу, мотская свита (гл. 2238—2247 *м*)	$M_{324}\frac{Cl_{99}}{Na_{74}Ca_{21}Mg_5}$
Дер. Еловка, скв. 1-Р, в 3,3 *км* к северо-востоку, мотская свита (1685—1695 *м*)	$M_{236}\frac{Cl_{99}}{Na_{46}Ca_{38}Mg_{16}}Br_{3,35}$
Пос. Оса, скважина 7-Р, ушаковская свита (гл. 2381—2425 *м*)	$M_{290}\frac{Cl_{99}}{Na_{80}Ca_{17}}$
Пос. Парфеновка, скв. 3-Р, ушаковская (инт. опробованная 2397—2450 *м*)	$M_{158}\frac{Cl_{99}}{Na_{58}Ca_{40}}$
Г. Олекминск, скв. 3-Р, толбинская свита (гл. 1267—1666 *м*)	$M_{357,6}\frac{Cl_{99,8}HCO^3_{0,1}SO^4_{0,04}}{Ca_{77}Na_{14,8}Mg_{8,2}}$
То же (гл. 1749—1756 *м*)	$M_{293,58}\frac{Cl_{99,8}HCO^3_{0,2}SO^4_{0,1}}{Ca_{64}Na_{23,4}Mg_{12,6}}$
То же (гл. 1780—1790 *м*)	$M_{253,8}\frac{Cl_{99,7}HCO^3_{0,2}SO^4_{0,1}}{Ca_{56,2}Na_{30}Mg_{13,8}}$
То же (гл. 2270—2290 *м*)	$M_{237,5}\frac{Cl_{99,8}SO^4_{0,14}HCO^3_{0,02}}{Ca_{86,8}Na_{11,2}Mg_2}$

питающих их рассолов (см. табл. 2). Примером могут служить Троицкие соляные источники, расположенные в долине р. Усолки, в 67 *км* выше впадения ее в р. Тасееву, где минерализация рассолов в Новом колодце глубиной 9,4 *м* не превышала 102 *г/л*, а в скв. 1 глубиной 45 *м*, пробуренной в 30 *м* от уреза р. Усолки, — 129,6 *г/л*. В скв. 2, вскрывшей рассолы на глубине около 100 *м*, их минерализация достигала 320 *г/л*.

Зимой, когда аллювиальные водоносные горизонты полностью промерзают, концентрация солей в водах многих источников резко увеличивается.

Многочисленные соляные источники, выходящие на поверхность в различных местах Восточно-Сибирского соленосного бассейна, дают бесспорные доказательства о наличии каменной соли в Тунгусской синеклизе и примыкающих к ней структурах, где пластовые залежи галита еще не вскрыты буровыми скважинами вследствие погружения их на большую глубину.

По химическому составу и минерализации воды соляных источников, расположенных в долинах рек и их притоков — Ангары (реки Мурина, Маньзя, Иркинеева, Чадобец и др.), Подкаменной Тунгуски (реки Турука, Чавида, Рассолка, Камо, Тайга, Куюмба, Вельмо, Тея, Енгиде и др.), Нижней Тунгуски (реки Непа, Воеволи-Хан, Тутончана, Герасимо, Северная и др.), Сухой Тунгуски (р. Дьявольская), Котуй (реки Чангода, Хета, Чара, Силибир и др.), не отличаются от источников Канско-Тасеевской впадины, Прибайкало-Ленской синеклизы, Березовской и Кемпендяйской впадин, где бурением скважин установлено наличие пластовых залежей каменной соли (табл. 2).

ПЕРСПЕКТИВЫ КАЛИЕНОСНОСТИ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО СОЛЕНОСНОГО БАССЕЙНА ПО ГИДРОХИМИЧЕСКИМ ПОКАЗАТЕЛЯМ

Для выявления районов, перспективных на калийные соли по гидрохимическим показателям, М. Г. Валяшко и О. М. Корененко [1950] предложили коэффициенты: $\frac{K \cdot 10^3}{\Sigma \text{ ионов}}$; $\frac{K \cdot 10^3}{Cl}$; $\frac{Mg \cdot 10^2}{Cl}$; $\frac{Cl \cdot 10^2}{\Sigma \text{ ионов}}$; $\frac{B_4O_7 \cdot 10^4}{\Sigma \text{ ионов}}$ и $\frac{Na}{Cl}$ и использовали коэффициент $\frac{Cl}{Br}$, ранее рекомендованный А. П. Виноградовым (1964) для определения принадлежности подземных вод к той или иной генетической группе. Если $\frac{Cl}{Br}$ около 300, вода является производной от нормальной морской воды, а при $\frac{Cl}{Br} < 300$ представляет собой остаточную рапу. По мнению первых двух авторов, хлор-бромный коэффициент при выщелачивании галитовых месторождений колеблется от нескольких тысяч до 20 000, сильвинитовых залежей от 3000 до 1000 и карналлитовых — от 1000 до 400.

По данным химических анализов соленых вод и рассолов, взятых в различных местах Восточно-Сибирского соленосного бассейна, количество растворенного калия колеблется в значительных пределах и в ряде случаев превышает его содержание в водах открытого моря.

Вследствие различной минерализации соленых вод и рассолов высокие и низкие абсолютные значения содержания калия еще не

дают прямых указаний на то, что формирование их химического состава идет за счет выщелачивания залежей калийных солей. Установление такой связи достигается сравнением величин коэффициентов, полученных по данным анализов, с их же значениями на различных стадиях концентрирования морской воды.

Коэффициенты, характеризующие содержания калия в пробах рассолов, в большинстве случаев ниже этих же коэффициентов для морской воды, сгущенной до садки калийных солей (табл. 3).

Низкие величины хлор-бромного коэффициента (от 150 до 38), характерные для проб исключительно крепких хлоркальциевых рассолов соленосного комплекса, свидетельствуют о том, что они представляют собой погребенные и измененные процессами метаморфизации маточные рассолы. Большое содержание в этих рассолах калия (от 12 до 43,89 *г/л*) показывает, что концентрация рапы в нижнекембрийском солеродном бассейне доходила до кристаллизации калийных солей. Это также доказывается очень высоким значением коэффициента относительной обогащенности калием $\frac{K \cdot 10^3}{\Sigma \text{ ионов}}$ хлоркальциевых рассолов в бассейне нижнего течения р. Нижней Тунгуски — 56,08, в скв. 1-Р на Осинской площади — 39,09, в скв. 28 на Марковской площади — 28,96 и в скв. 2-Р на Атовской площади — 25,1.

В результате опробования скважин, встретивших крепкие рассолы, различные исследователи (И. К. Зайцев, Е. В. Пиннекер, Е. А. Басков, М. Г. Валяшко и др.), по гидрохимическим показателям и хлор-бромному коэффициенту выделяют районы, перспективные для поисков месторождений калийных солей: Канско-Тасеевский, Кутуликско-Шелонинский, Тыретско-Зиминский, Удинско-Илгинский, Заярско-Каймоновский, Марково-Киренский, Березовский и нижнее течение р. Нижней Тунгуски. В последнем районе на возможное присутствие калийных солей указывают данные химических анализов двух проб рассолов, вскрытых опорной скважиной близ устья р. Ерачимо (р. Герасимо) в интервале 2693—2740 *м*, выполненных аналитической группой ВНИИГ Т. В. Галаховской и А. В. Завитаевой.

Во многих соляных источниках общая минерализация и содержание калия значительно меньше, чем в исключительно крепких хлор-кальциевых рассолах. Это объясняется смешением перед выходом на земную поверхность вод соленосного комплекса, питающих соляные источники, с пресными водами зоны активного водообмена. Исключением являются рассолы участка Троицкого сользавода, количество калия в которых составляет 1,2—2,2 *г/л*. Повышенное содержание калия здесь связано с выщелачиванием калийных минералов из соленосных отложений нижнего кембрия и хорошей изоляцией скважин от притока пресных вод.

В хлоридно-натриевых рассолах, сформировавшихся за счет выщелачивания залежей каменной соли, содержание калия колеблется

19 Заказ 513

ТАБЛИЦА 3

Минерализация рассолов и гидрохимические показатели калиеносности Восточно-Сибирского соленосного бассейна

Место отбора пробы и возраст отложений	Минерализация, г/л	$\frac{Cl}{Br}$	Содержание K, г/л	$\frac{K \cdot 10^3}{\sum ионов}$	$\frac{K \cdot 10^3}{Cl}$	$\frac{Cl \cdot 10^3}{\sum ионов}$	Учреждение, производившее анализ
Опорная скв. 1 близ устья р. Ерачимо, костинская свита (гл. 2693—2740 *м*)	384,09	493,6	21,540	56,08	91,4	61,12	ВНИИГ
Источник в долине р. Чангода (левый приток р. Котуя), в 30 *км* от устья . . .	165,5	533	1,058	6,39	65,09	98,18	НИИГА
Троицкий сользавод, скв. 1 (гл. 7—38 *м*)	129,6	390	1,310	10,11	17,20	58,75	ИЗК СО АН СССР
Там же, скв. 3 (гл. 8,4—97,3 *м*)	312,7	578	2,602	8,32	13,92	59,73	ИЗК СО АН СССР
Источник в долине р. Нижней Тунгуски, у дер. Гаженской . .	70,78	2016	0,480	6,78	11,41	56,97	ИГУ
Шелонинское месторождение каменной соли, скв. 8-Б, ангарская свита (гл. 441—470 *м*)	302,0	42,3	4,500	14,91	36,05	41,33	ИГУ
Ст. Половина, скв. РС-3, бельская свита (гл. 590—639 *м*)	205,13	218,0	2,264	11,02	18,09	60,98	ВНИГРИ
Пос. Балыхта, скв 1-Р, бельская свита (гл. 1095—1125 *м*)	284,53	1288,0	14,53	5,11	8,44	60,43	ВНИГРИ
Пос. Оса, скв. 1-Р, усольская свита (глубина 1630—1668 *м*) . .	505,33	85	19,756	39,09	61,55	63,51	ВСНГ
Пос. Парфеновка, скв. 3-Р, усольская свита (гл. 1625-1640 *м*) . . .	366,83	743	2,907	7,92	12,24	64,70	ВСНГ
Атовская структура, скв. 2-Р, усольская свита (гл. 1950,5—1983,4 *м*)	333,8	118,66	4,390	25,1	40,6	61,82	ВСНГ
С. Марково, скв. 28, кровля усольской свиты (гл. 1669—1677 *м*) . . .	580	22	16,800	28,96	74,66	38,79	ВСНГ
Тасеевская площадь, усольская свита (гл. 807—850 *м*)	373,0	71,49	43,890	117,63	192,86	61,01	ВНИГРИ
Морская вода	35,0	299	0,387	11,05	18,66	55,2	—
Морская вода, сконцентрированная до начала садки галита	275,2	345	2,727	9,91	18,80	56,6	—
То же, до начала садки карналлита	345,5	63	16,571	47,96	86,84	55,23	—

ТАБЛИЦА 4

Содержание калия и значение показателя $\left(\frac{K \cdot 10^3}{\sum ионов}\right)$ в хлоридно-натриевых водах соляных источников и скважин

Место расположения источника или скважины	Общая минерализация, г/л	Содержание K, г/л	$\frac{K \cdot 10^3}{\sum ионов}$	Кем и когда получены данные
Г. Усолье-Сибирское. Сользавод. Рассол, получаемый путем подземного выщелачивания каменной соли усольской свиты	317	0,030	0,09	ВНИИГ, А. В. Завитаева, 1966 г.
Кемпендяйский сользавод, основной источник	328,7	0,043	0,13	ИЗК СО АН СССР, И. С. Ломоносов, 1963 г.
Багинский соляной источник . . .	318,1	0,056	0,14	То же
Б. Пеледуйский сользавод. Левый берег р. Пеледуй, в 10 *м* ниже бывшего лесоучастка Кривляки	89,72	0,061	0,67	ИЗК СО АН СССР, Г. М. Белозерова, 1963 г.
Г. Усть-Кут (б. сользавод), скв. 2	101,2	0,036	0,35	ИЗК СО АН СССР, Е. В. Пиннекер и Шуранова, 1963 г.
Усть-Бирюкское месторождение каменной соли, межсолевые воды, скв. 23-С гл. 297, 25—306 *м*) . .	312,0	0,325	1,04	ЯГУ, А. И. Зеленцов, 1952 г.

от 0,03 до 0,33 *г/л*, а величина коэффициента $\left(\frac{K \cdot 10^3}{\sum ионов}\right)$ не превышает 1—1,1 (табл. 4).

И. К. Зайцев [Басков, Зайцев, 1963] считает, что коэффициент $\frac{K \cdot 10^3}{\sum ионов}$, равный 3—4, говорит о перспективности района на калийные соли. На основе такого признака он выделяет долины верхнего течения р. Нижней Тунгуски и нижнего течения ее левого притока — р. Непы как район с возможным распространением калийных солей.

На вероятную калиеносность отмеченной территории еще раньше указывал Ю. Н. Тарасевич, рекомендовавший заложить на участке Гажинских источников поисково-разведочные скважины на калийные соли глубиной до 1200 *м*.

Следуя принятому принципу выявления перспективных районов на калийные соли, И. К. Зайцев должен был выделить новую площадь на западном склоне Анабарского щита (рис. 6), где в солевом составе воды источника, расположенного в долине р. Чангода, в 30 *км* от устья, коэффициенты $\frac{K \cdot 10^3}{\sum ионов}$ и $\frac{Cl}{Br}$ соответственно равны 6,39 и 533 (см. табл. 3).

На основе гидрохимических показателей вод соляных источников Е. В. Пиннекер считает перспективным для поисков месторождений калийных солей Чайско-Солянский район.

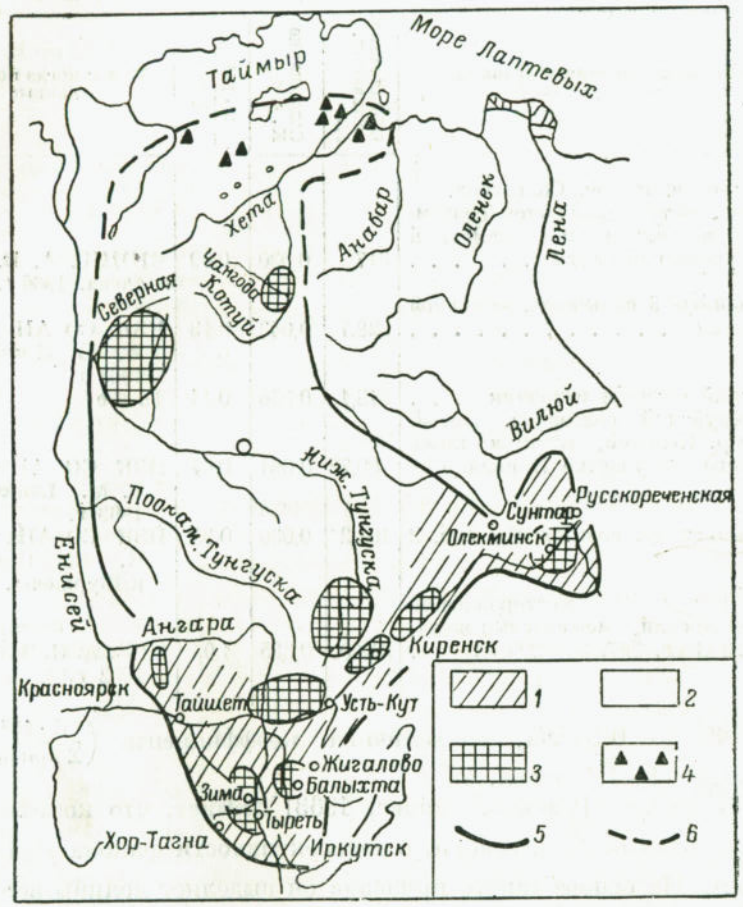


Рис. 6. Схематическая карта перспектив калиеносности Восточно-Сибирского соленосного бассейна по гидрогеологическим показателям.

1 — площади, где пластовые залежи каменной соли вскрыты буровыми скважинами; *2* — территория соленосного бассейна, где присутствие залежей каменной соли установлено по многочисленным выходам соляных источников; *3* — районы с гидрохимическими показателями, указывающими на возможность присутствия калийных солей в соленосных толщах (по Пиннекеру и др.); *4* — соляные купола; *границы соленосного бассейна*: *5* — установленные, *6* — предполагаемые.

В Якутской АССР в водах соляных источников содержится очень небольшое количество калия — от 0,02 до 0,06 *г/л*, вследствие чего коэффициент $\frac{K \cdot 10^3}{\Sigma \text{ионов}}$ как правило меньше 1 и в редких случаях достигает 1,1. Низкие значения этого коэффициента свидетельствуют о выщелачивании залежей каменной соли водами соляных источников.

В Березовской впадине на Солянском месторождении скв. 2-С в интервале 41—86 *м* в отложениях чарской свиты вскрыты подземные воды с минерализацией 1,26 *г/л* и содержанием калия 0,202 *г/л*. Высокое значение коэффициента $\frac{K \cdot 10^3}{\Sigma \text{ионов}} = 167{,}2$, по мнению Е. А. Баскова (1963), указывает на связь этого горизонта с породами, содержащими калийные соли, возможно, в настоящее время уже выщелоченными в значительной мере.

Авторы игнорируют тот факт, что в более глубоких надсолевых водоносных горизонтах на площади Солянского месторождения, приуроченных к толбачанской свите, значение коэффициента $\frac{K \cdot 10^3}{\Sigma \text{ионов}}$ меньше 1,0, а это указывает на отсутствие скоплений калийных минералов в соленосной толще. В первом водоносном горизонте, встреченном скв. 2-С на глубине 200—220 *м*, минерализация рассолов была 210 *г/л* и содержание калия 0,099 *г/л*. Во втором водоносном горизонте, обнаруженном скв. 2-С в интервале 360—365 *м*, минерализация рассолов достигала 238 *г/л*, а количество калия 0,15 *г/л*. Коэффициент $\frac{K \cdot 10^3}{\Sigma \text{ионов}}$ для первого водоносного горизонта равен 0,43 и для второго — 0,62.

Желание Е. А. Баскова и И. К. Зайцева доказать возможность наличия калийных солей в Березовской впадине привело к необъективной оценке гидрохимических показателей подземных вод на Солянском месторождении. Авторы обосновали свое мнение единичной пробой почти пресной воды чарской свиты и отступили от общего руководящего правила: выявление перспективных районов в отношении калиеносности возможно лишь в том случае, когда учтено достаточное количество анализов, взятых из различных водоносных горизонтов.

Главное, о чем умолчали Е. А. Басков и И. К. Зайцев (1963), заключается в том, что Солянское месторождение детально изучено при разведке на каменную соль в 1950—1952 гг. и ни одна из пройденных на его площади скважин каких-либо проявлений калийных солей не обнаружила. Это полностью опровергает не подкрепленные фактами высказывания о возможной связи водоносного горизонта чарской свиты с породами, содержащими калий.

Наибольший интерес, по мнению упомянутых авторов, в части возможного присутствия калийных солей представляет внутренняя часть Березовской впадины, где верхние соленосные горизонты защищены от интенсивного растворения и выщелачивания породами кембрия и ордовика. Подобной аргументацией нельзя доказать наличия калийных солей, так как во всех соленосных бассейнах пласты каменной соли покрываются чехлом осадочных отложений с выдержанными толщами водоупорных пород.

Дельгейской скважиной, пройденной в долине р. Лены на участке наибольшего погружения кристаллического фундамента, в чарской, толбачанской и пестроцветной свитах в интервале 642—2062 *м*

вскрыто 20 соленосных пачек с пластами каменной соли от десятых метра до 35 *м*. Незначительная максимальная мощность отдельных пластов каменной соли не дает возможности сделать уверенные выводы о наличии калийных солей, не говоря уже о промышленных залежах. Что касается высоких содержаний калия в исключительно крепких рассолах отдельных скважин, то последние не могут рассматриваться как прямое указание на присутствие месторождений калийных солей. На Тыретской, Шелонинской, Марковской и других структурах, на которых были встречены исключительно крепкие рассолы, среди пластовых залежей каменной соли, линз и прослоев калийных солей не наблюдалось.

Бурение поисковых скважин на перспективных площадях Иркутского амфитеатра оказалось безрезультатным.

В заключение отметим, что гидрохимические показатели и хлор-бромный коэффициент не представляют собой надежного поискового признака на калийные соли, так как сильвин, карналлит и другие калийные минералы в пластовых залежах каменной соли могут находиться в рассеянном состоянии. Также возможно передвижение подземных вод, выщелачивающих калийные соли перед выходом на поверхность, на большие расстояния от калийных месторождений. Кроме того, подземные воды, питающие соляные источники, могут двигаться вблизи калийных пород, не соприкасаясь с ними, выщелачивая лишь залежи каменной соли. В последнем случае количество растворенного калия не будет превышать фонового содержания, характерного для рассолов, химический состав которых формируется путем выщелачивания толщ каменной соли.

В Предкарпатье, где известны калиеносные отложения и давно эксплуатируется ряд калийных месторождений, неоднократно имели место случаи, когда поисковые скважины, пробуренные в перспективных районах, выделенных по гидрохимическим показателям и в первую очередь по хлор-бромному коэффициенту, калийных солей не обнаруживали [Донченко, 1963]. Поэтому в настоящее время перспективы калиеносности различных районов Предкарпатья оцениваются по комплексу геофизических и геологических данных с точки зрения интенсивности засолонения пород, мощности соляных залежей и характера фаций.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПОИСКОВОЙ РАЗВЕДКИ НА КАЛИЙНЫЕ СОЛИ И РЕКОМЕНДУЕМАЯ МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Специальные поисковые работы на калийные соли на юге Сибирской платформы были начаты в 1964 г. и продолжаются в настоящее время Красноярским геологическим управлением в западной части Иркутского амфитеатра на Троицко-Михайловском валу в Канско-Тасеевской впадине, и Иркутским геологическим управлением в восточной части амфитеатра, по долинам рек Уды, Илги, Лены, на площади между пос. Заярск и г. Усть-Кут и в районе ст. Кутулик (рис. 7).

На Троицко-Михайловском валу поисковые работы ведутся на семи профилях, пересекающих свод этой структуры в широтном направлении на расстояниях от 15 до 20 *км*.

В керне скв. 22, пройденной на Троицком профиле в 4 *км* к западу от оси структуры в отложениях ангарской свиты в интервалах 1114,5—1115,5; 1115,7—1115,9; 1123,5—1123,6 и 1157,3—1157,4 *м*, наблюдалась редкая вкрапленность красных кристаллов сильвина. Содержание хлористого калия по секционным пробам колебалось от 0,74 до 2,92%. Скв. 24, пробуренная в своде поднятия под залегающими спокойно доломитами булайской свиты, вошла в тектоническую зону, выполненную раздробленными карбонатными породами, а также каменной солью бельской свиты. Соль вторично перекристаллизована. В интервале 600—616 *м* содержание хлористого калия составило 1%, а в одной штуфной пробе, взятой на глубине 633,6 *м*, — 5%.

В восточной части Иркутского амфитеатра в зоне пологих структур Присаянья и в пределах Жигаловского вала основными объектами поисков калийных солей является верхняя часть соленосных отложений усольской свиты, а по Удинскому, Илгинскому, Ленскому профилям и в Заярско-Усть-Кутском районе — верхнеангарская подсвита, сложенная карбонатно-сульфатными и соляными отложениями, а также породами смешанного состава.

В глубокой скважине, заложенной близ р. Лены в районе пос. Коркино в верхнеангарской подсвите, на глубине 399—401 *м* был отобран керн размером около 0,1 *м*, состоящий из доломита, местами пропитанного карналлитом.

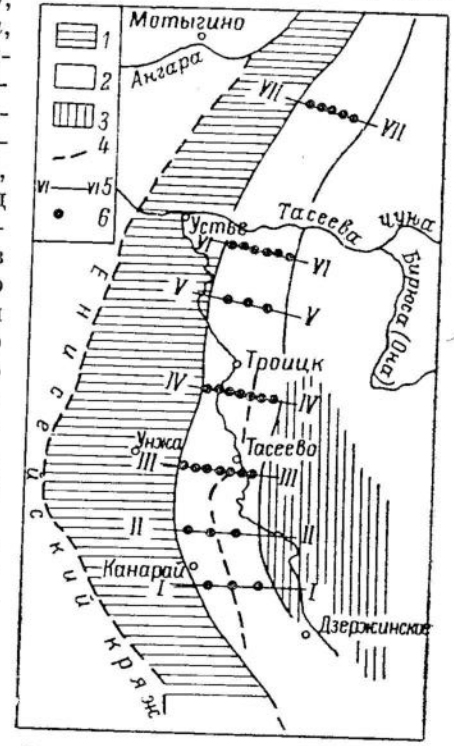


Рис. 7. Схема расположения участков поисковой разведки на калийные соли в пределах Троицко-Михайловского вала.

1 — Предъенисейский прогиб; *2* — Троицко-Михайловский вал; *3* — Чемурайская мульда; *4* — линии дизъюнктивных нарушений; *5* — разведочные линии через поднятия: *I—I* — Канарайское, *II—II* — Караульнинское, *III—III* — Мурминское, *IV—IV* — Троицкое, *V—V*—Средненское, *VI—VI* — Хырсантьевское, *VII—VII* — Тасеевское; *6* — поисковые скважины.

Поисковыми скважинами по Илгинскому и Ленскому профилям в нижней трети разреза верхней соляной пачки верхнеангарской подсвиты вскрыто от 4 до 6 прослоев глинисто-ангидритовых пород с микротрещинами, заполненными прозрачным сильвином и

карналлитом. Реже отмечаются примазки, корочки и линзочки сильвина и карналлита мощностью до 4 *мм* в слоях галита и галопелита, имеющих лишь минералогическое значение.

По данным Управления Востсибнефтегеологии в Киренской опорной скважине в верхней трети усольской свиты в интервале 1800—1900 *м* обнаружена аномалия, которая может быть связана с наличием калийных солей или радоновых вод. Для установления причин, вызвавших эту аномалию, необходимы специальные исследования.

Результаты многочисленных химических анализов показывают, что содержание калия во всех соленосных свитах нижнего кембрия не превышает сотых долей процента. Содержание брома в солях довольно высокое и колеблется от 0,02 до 0,05—0,06%.

В качестве показателя калиеносности галитовых пород М. Г. Валяшко рекомендует пользоваться бром-хлорным коэффициентом $\left(K = \frac{Br\%}{Cl\%} \cdot 1000\right)$.

Значения бром-хлорного коэффициента в пластовых залежах галита ангарской свиты на территории поисковых работ Иркутского геологического управления в 1964 г. и первой половине 1965 г. достигали 0,6—0,7 и 1,0. В Троицко-Михайловском валу бром-хлорный коэффициент в отдельных пластах каменной соли верхней части усольской свиты, вскрытой Тасеевской скважиной, был выше 1,0.

По М. Г. Валяшко и Т. В. Мандрыкиной [1952], М. Г. Валяшко [1962], для галита, выделившегося на разных стадиях концентрирования воды современного океана, значения бром-хлорного коэффициента изменяются в следующих пределах: галитовой от 0,1 до 0,3—0,4, сильвинитовой от 0,3—0,4 до 0,6 и карналлитовой от 0,6 до 1,0. Таким образом, если судить по бром-хлорному коэффициенту, во всех соленосных свитах выделяются завершенные циклы галогенной седиментации, указывающие, что концентрация рассолов в нижнекембрийское время неоднократно доходила до садки сильвина, карналлита и в отдельных местах бишофита. Но этому противоречит отсутствие на больших пространствах каких-либо признаков калийных солей даже в виде достоверных прослойков с редкой вкрапленностью в галите. В Иркутском амфитеатре, занимающем площадь около 370 тыс. $км^2$, в различных местах которого к настоящему времени пробурено более 100 глубоких скважин, слабые проявления калийных солей минералогического характера отмечены только в четырех скважинах, а в бассейне среднего течения р. Лены, в Березовской впадине, прямых признаков калийных солей нигде не наблюдалось. Что касается бром-хлорного коэффициента, то М. Г. Валяшко, Т. В. Мандрыкина [1952] и Н. М. Страхов (1965)* переоценивают его значение как поискового признака на калийные соли.

* Рецензия на автореферат диссертации В. С. Огиенко «Геохимия брома в галогенных породах Иркутского амфитеатра», 1965 г.

Бром-хлорный коэффициент пока что безошибочно указывает на наличие калийных солей лишь на разведанных и эксплуатирующихся месторождениях, где изучены минералогический состав и условия залегания солей. К этому надо добавить, что на известных калийных месторождениях в случае несоответствия бром-хлорных коэффициентов с нормальными теоретическими значениями для солей, выделившихся из морской воды, не представляет больших затруднений подбор подходящей гипотезы для объяснения причин этих отклонений.

М. Г. Валяшко и Т. В. Мандрыкина [1952] установили, что на Верхнекамском месторождении количество брома в залежах калийных солей значительно меньше его нормального теоретического содержания. Естественно, что бром-хлорный коэффициент не соответствует расчетным величинам, характеризующим концентрацию солей в рапе при садке сильвина и карналлита. Для иллюстрации в табл. 5 приведены заимствованные из работы М. Г. Валяшко [1962] нормальные величины бром-хлорных коэффициентов для галитовых пород и фактические величины их значений по Верхнекамскому месторождению и для сравнения — по району Верра в юго-западной части ГДР.

ТАБЛИЦА 5

Значения $\frac{Br \cdot 10^3}{Cl}$	Нормальное значение бром-хлорного коэффициента	Соликамское месторождение	Верра (ГДР)
Минимальное . . .	0,09	0,13	0,008
Максимальное . . .	0,45	0,22	0,54
Среднее	—	0,17	0,25

Содержание брома с солях ниже нормального М. Г. Валяшко и Т. В. Мандрыкина объясняют тем, что Верхнекамское месторождение является переотложенным; с этим нельзя согласиться.

На рис. 8 [Валяшко, 1962] показана область нормальных значений бром-хлорного коэффициента: *а* — для сильвинитов с различным содержанием галита, ограниченного снизу кривой значений бром-хлорного коэффициента для начала садки сильвина, а сверху кривой для конца его садки, *б* — для карналлитовых пород.

На обоих рисунках преобладающая часть точек, соответствующих значениям бром-хлорных коэффициентов, располагается ниже кривых, определяющих начало садки сильвина в Соликамске, Индере, Гаурдаке, Озинках и Нью-Мексико и начало садки карналлита в Соликамске и Озинках. Такое явление автор объясняет потерей брома вследствие переотложения солей после их образования.

На месторождении Озинки вскрыты пласты полигалита, сильвинита, карналлита и мощная толща бишофита, что указывает на завершенный цикл седиментации. Между тем, точки бром-хлорных коэффициентов как для сильвинитов, так и для карналлитовых

пород располагаются под нижними кривыми, характеризующими начало садки сильвинита и галита. Если низкие значения бром-хлорного коэффициента свидетельствуют о перекристаллизации солей, то каким же образом на этом месторождении мог сохраниться карналлит, а тем более бишофит?

Бром-хлорные коэффициенты, значительно превышающие нормальные значения конца садки сильвина, отмечены на месторождениях Верра (ГДР), Стебнике и Калуше, а при садке карналлита —

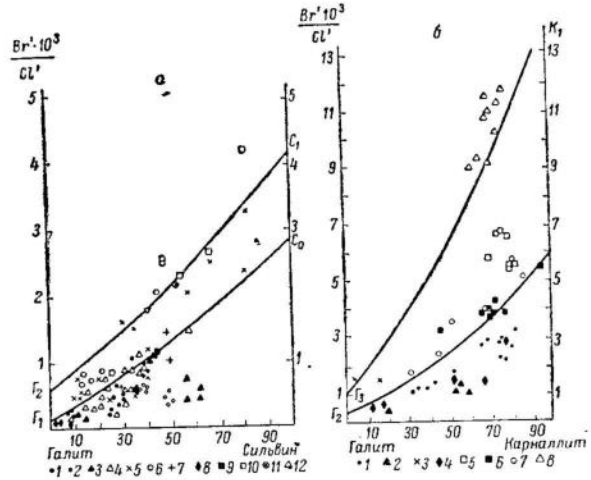


Рис. 8. Бром-хлорный коэффициент для различных пород в зависимости от их состава [Валяшко, 1962].

а — для сильвинита: *1* — Соликамск, красные сильвиниты; *2* — Соликамск, пестрые сильвиниты; *3* — Индер, пестрые сильвиниты; *4* — индер, сильвиниты; *5* — Калуш, *6* — Стебник; *7* — Гаурдак; *8* — Озинки; *9* — Стассфурт; *10* — Верра; *11* — Юта; *12* — Нью-Мексико.

б — для карналлита: *1* — Соликамск; *2* — Индер; *3* — Калуш; *4* — Озинки; *5* — Стассфурт; *6* — Верра; *7* — Юта; *8* — Нью-Мексико.

в Калуше и Индере. В последнем пункте в преобладающем большинстве анализов значения бром-хлорного коэффициента выше нормального.

Автор не затрудняет себя выяснением причин повышенных величин бром-хлорных коэффициентов, намного превышающих нормальные значения, и объявляет их единичными, что, по его мнению, должно служить указанием на постоянство отношения брома и хлора в океанической воде, начиная от кембрия и до наших дней.

Не останавливаясь на вопросе о химическом составе и минерализации океанических вод в различные геологические эпохи, отметим, что в Восточно-Сибирском соленосном бассейне отклонения величин бром-хлорных коэффициентов в сторону превышения над нормальными значениями представляют обычное явление.

Геологоразведочные работы на Верхнекамском месторождении дали много новых материалов и позволили уточнить генезис отдельных горизонтов калийных солей. В настоящее время общепризнано, что красный сильвинит нижнего горизонта в генетическом отношении является первично-осадочной породой, сформировавшейся в результате прямой кристаллизации солей из рапы.

Пестрый сильвинит рассматривается как образование шляпы, обязанной своим происхождением частичному выщелачиванию карналлита надсолевыми водами (А. А. Иванов и М. Л. Воронова, 1963).

В отношении генезиса пестрых сильвинитов еще нет единого мнения. А. Е. Ходьков [1956] считает их происхождение вторичным, связанным с процессами гидрометаморфизма карналлитовых пород. Близкое мнение начал высказывать М. П. Фивег [1958, 1961], полагая, что сильвин некоторых сильвинитов не является первичным и образован за счет карналлита.

П. И. Чирвинский (1943), В. В. Вахрамеева (1954), В. Н. Дубинина [1954] рассматривают пестрый сильвинит как первично-седиментационное образование. А. А. Иванов [1963] приходит к выводу, что по сумме фактических данных пестрые сильвиниты являются первично-осадочными породами, но наряду с этим указывает на наличие ряда спорных положений в определении их генезиса, не вполне оправдывающихся с геологических позиций.

Поскольку на Верхнекамском месторождении значения бром-хлорного коэффициента для карналлитов и сильвинитов как сингенетических, так и предположительно эпигенетических резко занижены, нельзя согласиться с М. Г. Валяшко [1962], что это явление связано только с процессами переотложения. Содержание брома в солях может зависеть и от скорости кристаллизации. В. Г. Мягков [1961], изучавший распределение брома на Верхнекамском месторождении, указывает, что его содержание в калийных солях уменьшается к верхней части толщи. Причину такого характера распределения брома автор объясняет различием скорости кристаллизации солей, что обусловило переход в твердую фазу меньшего количества брома в крупнозернистой породе и более высокое его содержание в мелкозернистой.

Вопрос о генезисе различных калийных солей Верхнекамского месторождения в данном случае не является существенным. Главное значение имеет факт пониженного содержания брома в калийных солях, с чем как следствие связаны общие низкие значения бром-хлорного коэффициента.

Значения бром-хлорного коэффициента по анализам керна более 80 скважин, пробуренных в различных местах южной части Сибирской платформы в пределах соленосного бассейна, вскрывших залежи каменной соли в отложениях усольской, бельской и ангарской свит, показывают, что почти все площади, где пройдены эти скважины, перспективны для поисков промышленных месторождений калийных солей.

В. С. Огиенко [1965] в автореферате диссертации «Геохимия брома в галогенных породах Иркутского амфитеатра» указывает,

что в отношении калиеносности особенно перспективны отложения усольской свиты на площадях: «Тыныссской, Нукутской, Тыретской, Половинной, Ахинской, Жигаловской, Балыхтинской, Тубинской, Киренской; отложения бельской свиты на площадях: Тыныссской, Тыретской, Заярской, Тубинской и отложения ангарской свиты на площадях: Тубинской, Шелонинской, Мироновской, Тулунской».

По В. С. Огиенко, значение бром-хлорного коэффициента показывает, что концентрация солей в усыхающем бассейне верхнеусольского времени в Иркутском амфитеатре достигла садки карналлита, а в районе Троицко-Михайловского вала на Тыныссском участке — даже бишофита. Укажем, что во всех скважинах, пройденных в амфитеатре к востоку от г. Тайшета и в полосе, примыкающей к р. Лене, между г. г. Усть-Кут и Киренск, в разрезе верхнеусольской подсвиты калийных солей не было обнаружено, кроме редких весьма слабых проявлений, имеющих только минералогический интерес.

В 1967 г. в северной части Троицко-Михайловского вала скв. 88 были вскрыты прослои калийных солей различного минералогического состава. Открытие этих прослоев нельзя приписывать бром-хлорному коэффициенту как поисковому признаку на калийные соли, поскольку он, как было указано выше, даже в пределах одного месторождения может значительно отличаться в большую или меньшую сторону от расчетных теоретических значений, соответствующих садке калийных солей.

Судя по результатам бурения многочисленных скважин в южной части Сибирской платформы и в первую очередь близ пос. Тыреть, бром-хлорный коэффициент не представляет собой показателя перспективных площадей, заслуживающих разведки на калийные соли.

В районе пос. Тыреть, расположенном в 240 *км* к северо-западу от г. Иркутска, значение бром-хлорного коэффициента каменной соли бельской свиты, по В. С. Огиенко, свидетельствует о благоприятных условиях для образования промышленных залежей сильвинитов. Это месторождение в 1960—1962 гг. было детально разведано на каменную соль Управлением «Востсибнефтегеология» 12 скважинами глубиной до 605 *м*. Соляная пачка встречена скв. 3-С в интервале 482,2—604,9 *м*. Скважинами вскрыто 10 пластов каменной соли мощностью от 1,3 до 17,3 *м*, чередующихся с прослоями доломитов, доломито-ангидритов и ангидритов.

Каменная соль прозрачная, полупрозрачная и белая, состоит из разных по величине зерен галита (до 99%) размерами 1—10 *мм*. В незначительном количестве в ней отмечается примесь доломита, ангидрита и аутигенного кварца в виде розетковидных сростков и зерен неправильной формы от 0,4 до 0,8 *мм*. В некоторых шлифах внутри кристаллов галита встречаются единичные зерна сильвина до 0,08 *мм* в диаметре. Под микроскопом видны беспорядочно расположенные пустоты кубической и канальцевой формы, заполненные рассолами и газом, размерами до 0,4 *мм*. В пласте II незначительная часть зерен галита имеет хорошо сохранившиеся черты первично-зональной структуры (лодочки), свидетельствующие о нормальных условиях кристаллизации из рапы. Основная масса соли как в этом пласте, так и в других, особенно в пластах промышленной мощности, перекристаллизована.

Средневзвешенное содержание (в %) хлористого натрия в промышленных пластах (V, VII, VIII) 97,50—98,59, кальция — 0,06—0,35, магния — 0,01—0,09 и нерастворимого остатка — 0,16—0,83. Запасы каменной соли утверждены ГКЗ (тыс. *т*) по категориям А + Б — 206 967, C_1 — 594 009, C_2 — 615 937, а всего 1 416 903.

Вопреки высоким значениям бром-хлорного коэффициента проявлений калийных солей на Тыретском месторождении не обнаружено. Максимальное содержание калия в отдельных пробах каменной соли не превышает сотых долей процента.

Пример Тыретского месторождения, на котором в результате детальной разведки каменной соли была произведена обстоятельная проверка достоверности бром-хлорного коэффициента как показателя калиеносности, очень поучителен. Он убедительно показывает, что даже при высоком значении бром-хлорного коэффициента последний не может служить критерием для обоснования прогноза калиеносности какой-либо конкретной площади в пределах соленосного бассейна.

На остальных перспективных площадях, выделенных В. С. Огиенко [1965], в глубоких скважинах, вскрывших залежи каменной соли в усольской, бельской, и ангарской свитах, также не наблюдалось даже слабых минералогических проявлений калийных солей, хотя высокие величины бром-хлорного коэффициента указывали на возможность обнаружения промышленных месторождений.

Приведенные факты противоречат мнению отдельных исследователей, что бром-хлорный коэффициент является объективным показателем присутствия промышленных месторождений калийных солей в соленосных бассейнах. Поскольку значения бром-хлорного коэффициента могут отличаться от расчетных теоретических величин, соответствующих садке различных калийных солей, его нельзя рассматривать как универсальный поисковый признак, определяющий положение калийных месторождений на юге Сибирской платформы.

Анализ всего комплекса работ, выполненных Красноярским и Иркутским геологическим управлениями, Управлением Востсибнефтегеология и другими, убеждает в том, что использование бром-хлорного коэффициента как поискового признака для выявления месторождений калийных солей в южной части Восточно-Сибирского соленосного бассейна не дало положительных результатов.

Если для обоснования низкого содержания брома на Верхнекамском месторождении М. Г. Валяшко и Т. В. Мандрыкиной [1952] пришлось прибегнуть к гипотезе о переотложении и перекристаллизации солей, кстати сказать, не получившей всеобщего признания, то для Иркутского амфитеатра авторам бром-хлорного коэффициента и их последователям придется искать новую гипотезу, объясняющую причину его повышенных значений в пластовых

залежах галита. Поиски гипотезы будут затруднены тем, что на Тыретском месторождении каменной соли и в других местах соленосного бассейна каменная соль всюду носит следы интенсивной вторичной перекристаллизации, вследствие чего бром-хлорный коэффициент должен иметь более низкие значения.

Множество анализов с повышенным содержанием брома в каменной соли опровергает необоснованное утверждение М. Г. Валяшко [1962], что подобное явление наблюдается редко, а также сделанный им из этого вывод о постоянстве отношения брома к хлору в океанических водах в различные геологические эпохи. Здесь повторяется неудачное допущение В. И. Вернадского [1933], полагавшего, что состав мирового океана в течение геологического времени оставался неизменным в отличие от внутренних морей, связанных лишь в известной степени с океаном, в водах которых изменялись минерализация и соотношения между компонентами химического состава в зависимости от климатических условий и состава вод рек, впадающих в данный бассейн. Предположение о постоянстве состава вод океана не находит подтверждения, а поступление в них больших количеств хлора при вулканических извержениях противоречит этой гипотезе.

По ряду признаков химический состав вод древнего океана отличался от современного. Р. Дэли [Daly, 1907, 1912], основываясь на отсутствии известковых скелетов у морских организмов, доказывает, что воды докембрийского океана были почти лишены извести. А. П. Виноградов [1940, 1947] связывает это явление с высоким содержанием углекислоты в докембрийской атмосфере, снижавшей растворимость $CaCO_3$ и затруднявшей накопление его в морской воде. По заключению В. В. Белоусова [1955], в палеозое и мезозое на месте современных океанов простирались мелководные моря, а глубоководные впадины образовались в кайнозойскую эру. Л. Б. Рухин [1962], рассматривая вопрос о солености вод древних морей, отмечает, что химический состав их не был постоянным.

Широко рекламируя бром-хлорный коэффициент как объективный поисковый признак, его автор допускает ошибку, считая что химический состав океанических вод оставался неизменным за все периоды геологического времени. Очевидно, изменения химического состава вод древних морей послужили наиболее существенной причиной расхождения бром-хлорного коэффициента с фактическими данными.

Непонятно, почему М. Г. Валяшко при оценке значений бром-хлорного коэффициента игнорирует метаморфизацию сгущающейся морской воды в солеродных бассейнах за счет приносимых в них продуктов выветривания и поступления вод суши, тогда как он же метаморфизацию этих рассолов разделяет на прямую и обратную в зависимости от понижения или увеличения содержания SO_4.

Принесенный в солеродный бассейн глинистый материал способствовал появлению в рассолах хлористого кальция в результате катионного обмена. Кроме того, $CaCl_2$ должен был накапливаться

в солеродных бассейнах в ходе реакции Мариньяка в процессе образования доломитов.

За последние пять лет опубликованы работы О. Брайч и А. Г. Герман [Braitsch, Hermann, 1963], в которых отмечается, что в присутствии значительных количеств $CaCl_2$ и $MgCl_2$ отношение брома в кристаллах к его содержанию в солевом составе жидкой фазы ниже теоретического значения. У Би-хао установил, что в рассолах, содержащих $CaCl_2$ до 15%, это отношение составляет 0,024, а при 1% — 0,037.

Отклонение бром-хлорного коэффициента от нормальных теоретических значений для различных стадий концентрирования морской воды, как было отмечено выше, в ряде случаев может зависеть от скорости кристаллизации солей.

Таким образом, изменения химического состава вод древних морей, метаморфизация рассолов и различные скорости кристаллизации солей обусловливают значительные расхождения бром-хлорного коэффициента с нормальными теоретическими значениями, соответствующими стадиям садки различных солей, определенным в процессе концентрирования современной морской воды.

Для обоснованного направления поисковых работ на калийные соли бром-хлорный коэффициент не пригоден. Поэтому ведущим поисковым критерием должен быть комплекс признаков (стратиграфических, фациально-литологических, палеогеографических и палеотектонических), установленных на анализе геологических условий уже известных месторождений калийных солей. Основное внимание должно быть обращено на площади, где пластовые залежи каменной соли имеют наибольшую мощность.

Значительную помощь поискам должны оказать геофизические работы (сейсмика и электроразведка) для выявления благоприятных структур, и наряду со стандартным каротажем и кавернометрией всех глубоких скважин, пробуренных в Иркутском амфитеатре с различными целями, должны производиться гамма-каротаж (ГК), гамма-гамма-каротаж (ГГК) и гамма-нейтронный каротаж (ГНК). Применение этих способов каротажа дает возможность установить наличие калийных солей в скважинах.

Бурение скважин в соленосных толщах должно производиться с полным отбором керна, для чего в качестве промывочной жидкости надо использовать рассол, насыщенный по карналлиту. Для получения стопроцентного выхода керна можно рекомендовать в качестве промывочных растворов солярку, мазут и другие жидкости, не растворяющие калийные соли, предложенные А. В. Николаевым (1965) на совещании в г. Новосибирске по результатам и направлению поисковых работ на калийные соли в Восточной Сибири.

Исходя из возможности разработки вновь открытых калийных месторождений шахтным способом, проектную глубину поисковых скважин приняли 1300 *м* и лишь очень незначительное число их намечено пробурить до глубины 2000 *м*, включая опорные до 3000 *м*. Следует иметь в виду, что в Восточно-Сибирском соленосном

бассейне промышленные месторождения калийных солей могут залегать на глубинах, недоступных для шахтной разработки. В случае обнаружения крупного месторождения на большой глубине по примеру Саскачеванского месторождения в Канаде, в недрах которого на глубине от 800 до 1600 *м* и более сосредоточены огромные запасы карналлитовых пород и сильвинитов, можно рассчитывать на разработку калийных солей путем подземного выщелачивания.

В Советском Союзе методика добычи калийных рассолов еще находится в стадии изучения, но можно с уверенностью сказать, что в ближайшем времени она будет всесторонне разработана.

Для метода подземного выщелачивания глубина залегания соляных залежей не является лимитирующим фактором. Выщелачивание каменной соли в отложениях нижнего кембрия на рассолопромысле у г. Зима в Иркутском амфитеатре намечено производить до 1800 *м*. В США (штат Западная Виргиния), по данным З. Г. Дейч (1960), разработка соляных залежей подземным выщелачиванием вдоль восточного берега р. Огайо ведется с глубины 2070 *м*. Так как глубина выщелачивания зависит только от насосов и создаваемого ими давления, то при появлении новых конструкций насосов (с большей высотой напора) будет возможной разработка солей, залегающих на глубине свыше 2070 *м*.

Опасаться, что пробуренные эксплуатационные рассольные скважины будут заплывать солью вследствие перехода ее в текучее состояние при высоком давлении, не приходится. В этом отношении весьма показательны опыты А. Геллера [Geller, 1924] по изучению текучести соли при различных давлениях и температурах. Используя пресс, допускавший давление до 40 000 *кГ/см*^{2} и температуру до 300° С, этот исследователь определил величины давлений и температуры, при которых различные соли переходят в состояния текучести и плавления. Результаты испытаний показаны в табл. 6.

ТАБЛИЦА 6

Состав солей	Температура и давление (*кГ/см*^{2}), при которых соль переходит в текучее состояние				
	°С				
	25	50	75	100	125
Бесцветная каменная соль	7700	7100	6600	6100	5700
Синяя каменная соль (голубой галит)	7100	6600	6100	5700	5300
Сильвин	5600	5200	4800	4400	4000
Карналлит	2600	1600	1000	650	400
Бишофит	2300	1500	800	500	Плавится

Опыты А. Геллера свидетельствуют о том, что на глубине 2000—2500 *м* соль не переходит в состояние текучести, а следовательно, стволы скважин не должны заплывать солью. При наличии соответствующего оборудования подземное выщелачивание каменной соли и сильвинитов на указанных глубинах будет вполне возможным.

В заключение следует подчеркнуть, что высокая соленасыщенность разреза нижнекембрийских отложений, присутствие в них частых и мощных пластов каменной соли, характер фаций и ряд других признаков подтверждают целесообразность проведения поисковых работ на калийные соли, конечным итогом которых должна явиться конкретная оценка калиеносности южной части Восточно-Сибирского соленосного бассейна.

ЛИТЕРАТУРА

Атласов И. П. Тектоника северо-восточной части Сибирской платформы. Л., Гостоптехиздат, 1960. (Тр. НИИГА, т. 106).

Бархатов Г. В. и др. Нефтегазоносность Восточно-Сибирской платформы. М.—Л., Гостоптехиздат, 1958.

Белоусов В. В. О геологическом строении и развитии океанических впадин. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1955.

Валяшко М. Г. Закономерности формирования месторождений солей. Изд-во МГУ, 1962.

Валяшко М. Г., Корененко О. М. Гидрохимические поисковые признаки калийных месторождений. Гидрохим. мат-лы, т. 18, 1950.

Валяшко М. Г., Мандрыкина Т. В. Бром в соляных отложениях как генетический и поисковый признак. Госхимиздат, 1952. (Тр. ВНИИГ, вып. 23).

Вернадский В. И. История минералов земной коры. Т. II. История природных вод, ч. I, вып. 1—3. ОНТИ, 1933.

Виноградов А. П. О причине отсутствия известковых (из $CaCO_3$) скелетов у докембрийских позвоночных. ДАН СССР, т. 27, № 3, 1940.

Виноградов А. П. Геохимическая история кислорода и фотосинтез. Изв. АН СССР, сер. биол., № 3, 1947.

Гурари Ф. Г. О соленосности юго-востока Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1947.

Донченко К. Б. Закономерности размещения и перспективы поисков месторождений калийных солей в отложениях воротыщенской серии Предкарпатья. Автореф. дисс. Дрогобыч, трест Киевгеология, 1963.

Дубинина В. Н. К минералогии и петрографии Верхнекамского месторождения. Госхимиздат, 1954. (Тр. ВНИИГ, вып. 29).

Зайцев И. К., Басков Е. А. Подземные воды и некоторые полезные ископаемые Сибирской платформы. Л., ОНТИ, 1963. (Мат-лы ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 46).

Иванов А. А. Калийные соли в Ангаро-Ленском соляном бассейне. Зап. ВМО, ч. 79, № 4, 1950.

Иванов А. А. О пестрых сильвинитах Верхнекамского месторождения калийных солей. ОНТИ, 1963. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 99).

Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Ильина Е. В., Любомиров Б. Н., Тычино Я. И. Подземные воды и газы Сибирской платформы. Л., Гостоптехиздат, 1962. (Тр. ВНИГРИ, вып. 189).

Карасев И. П., Карасев О. И. Тектоническое строение Иркутского амфитеатра. В Сб. Геол. строен. и нефтегазон. Иркутск. амфитеатра. М., Гостоптехиздат, 1960.

Карасев И. П., Мазур О. И. Тектоническое строение района верхнего течения р. Лены. Там же, 1960.

Кашкаров О. Д., Фивег М. П. Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып. 22. В кн. Калийные и магнезиальные соли. М.—Л., Гостоптехиздат, 1963.

Кононов А. И. Новые данные по тектонике юго-восточной части Сибирской платформы. В сб. Геол. строен. и нефтегазон. Вост. Сиб. М., Гостоптехиздат, 1959.

Кононов А. И. Генетические типы локальных структур южной части Иркутского амфитеатра. В сб. Геол. строен. и нефтегазон. Иркутск. амфитеатра. М., Гостоптехиздат, 1960.

Косыгин Ю. А. Соляная тектоника платформенных областей. Гостоптехиздат, 1950.

Мягков В. Г. Распределение брома в сильвинитах Верхнекамского месторождения. Геохимия, № 8, 1961.

Огиенко В. С. Геохимия брома в галогенных породах Иркутского амфитеатра. Автореф. дисс. Изд-во МГУ, 1965.

Пиннекер Е. В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. М., Недра, 1966.

Писарчик Я. К. Литология и фации нижне- и среднекембрийских отложений Иркутского амфитеатра (в связи с их нефтегазоносностью и соленосностью). Л., Гостоптехиздат, 1963.

Разумовская Е. Э. Перспектива калиеносности Сибирской платформы. Мат-лы ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 23, 1959. (Мат-лы по геол. и полезн. ископаемым Сиб. платф.).

Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., Гостоптехиздат, 1962.

Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. Изд-во АН СССР, 1951. (Тр. ИГН АН СССР, вып. 124).

Сулимов И. Н. Жигаловская опорная скважина. Гостоптехиздат, 1961.

Тетяев М. М. Проблема Ангаро-Енисея и ее геологическое содержание. Л., ОНТИ, 1935.

Уземблo В. В. Месторождения соли Приленской части Олекминского района Якутской АССР. Пищепромиздат, 1959. (Тр. УкрНИИСоль, вып. 2 (10)).

Уземблo В. В. Геология и гидрогеология Солянского месторождения каменной соли. В сб. Состояние и перспективы развития нар. хоз-ва Якутской АССР. Якутск, 1960.

Уземблo В. В. Влияние залежей каменной соли на зональность подземных вод Восточно-Сибирского соленосного бассейна. Госгортехиздат, 1962. (Тр. УкрНИИСоль, вып. 6 (14)).

Уземблo В. В. Новые данные о вертикальной химической зональности подземных вод Ангаро-Ленского соленосного бассейна. Л., Недра, 1964. (Тр. ВНИИГ, вып. XLVI).

Уземблo В. В. Восточно-Сибирский соленосный бассейн и его значение для соляной промышленности. М., Недра, 1965. (Тр. ВНИИСоль, вып. 9 (17)).

Уземблo В. В., Пашковский Н. Ф., Рухин А. Л. Тыретское месторождение каменной соли и его значение как источника снабжения солью Дальнего Востока и Восточной Сибири. М., Недра, 1965. (Тр. ВНИИСоль, вып. 9 (17)).

Уземблo В. В. Соляные месторождения и солепроявления восточных районов СССР. Л., Недра, 1966. (Тр. ВНИИСоль, вып. 12 (20)).

Фивег М. П. Об условиях формирования верхнекамской соленосной серии. Госхимиздат, 1955. (Тр. ВНИИГ, вып. 30).

Фивег М. П. Закономерности формирования и размещения калийных месторождений соленосных формаций. Законом. размещ. полезн. ископ., т. I. Изд-во АН СССР, 1957.

Фивег М. П. Геологическая обстановка седиментации соленосных серий и их калийных горизонтов. Автореф. дисс., Л., Изд-во АН СССР, 1961.

Ходьков А. Е. О происхождении замещенных зон на Верхнекамском месторождении. Л., Госхимиздат, 1956. (Тр. ВНИИГ, вып. 32).

Хоментовский А. С. Соль центральной части Красноярского края. ОГИЗ, 1935. (Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сиб., вып. 6).

Чумаков И. М. Стратиграфия и тектоника юго-западной части Вилюйской впадины. Изд-во АН СССР, 1959. (Тр. ГИН АН СССР, Тектоника СССР, т. IV).

Шарапов И. С. Солепроявления в юго-восточной части Среднесибирской платформы. ОГИЗ, 1938. (Тр. Вост.-Сиб. геол. треста, вып. 25).

Яншин А. Л. Перспективы открытия месторождений калийных солей на территории Сибири. Геология и геофизика, № 10, 1962.

Яржемский Я. Я. К литологии среднего кембрия Приангарья. ОГИЗ, 1936. (Тр. Вост.-Сиб. геол. треста, вып. XVI).

Яржемский Я. Я. К литологии окрестностей ст. Половина Восточно-Сибирской железной дороги. ОГИЗ, 1938. (Тр. Вост.-Сиб. геол. треста, вып. 25).

Geller A. Über das Verchalten verschiedener Minerals der Salzlager bei hohen und wechselden Temperaturen. Z. f. Krist., Bd 60, 1924.

Daly R. A. The limelles ocean of precambrian time. Amer. Il sci, vol. 23, 4-th ed., 1907.

Daly R. A. Some chemical condition in the precambrian ocean. Cong. Geol. Intern. 11-e sess. Stocholm, 1910, c. r. 1912.

Zola G. Deutsch «Brine Wells and Pipellines» Sodium Choride, Reinhold publ. co., N. Y., 1960.

В. П. НИКОЛИШИН

ГИПСО-ГЛИНИСТАЯ ШЛЯПА ДОМБРОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ

Домбровское месторождение калийных солей расположено в пределах Калушской котловины в 3 *км* от города Калуша.

В геологическом строении района принимают участие породы миоцена и четвертичного возраста. Четвертичные образования представлены покровными суглинками мощностью 2,5—6,2 *м* и подстилающими их карпатскими галечниками мощностью 3—18 *м*. Ниже залегают отложения гипсо-глинистой шляпы, образовавшиеся в результате изменения пород соленосной формации (соленосных глин, соленосных брекчий и калийных пород) под воздействием физико-химических процессов. Мощность «шляпы» колеблется от 0,0 до 21 *м*. Калиеносная толща, включающая линзы и прослои калийных солей, имеет мощность 118—276 *м*. Линзы калийных солей достигают по простиранию 1,5 *км* и по падению 0,95 *км*. Суммарная мощность калийных пород колеблется от 20 до 100 *м*, уменьшаясь по падению в юго-западном направлении. Верхняя часть калийных солей местами до глубины 16 *м* подверглась шенитизации.

Основной водоносный горизонт приурочен к карпатскому галечнику. Дебиты вскрывающих его скважин колебались от 0,28 до 40 $м^3/ч$. Подземные воды имеют гидрокарбонатно-кальциевый, хлоридно-натриевый и реже сульфатно-натриевый химический состав. Минерализация их колеблется от 0,1 до 4,4 *г/л*. Исключением является скв. 7, где минерализация достигает 332 *г/л*.

Второй водоносный горизонт образуют карстовые рассолы, приуроченные к зоне контакта соляного зеркала и гипсо-глинистой шляпы. Производительность горизонта очень мала. Удельные дебиты скважин колеблются от 0,003 до 0,5 *л/мин*. Минерализация их изменяется от 145 до 420 *г/л*.

Вследствие неглубокого залегания калийных солей и неблагоприятных гидрогеологических условий, обусловливающих потери до двух третей запасов солей в целике водозащитной толщи, добычные работы на Домбровском месторождении впервые в мировой практике будут вестись открытым способом.

Для осушения месторождения параллельно его контуру пройдена кольцевая дренажная траншея длиной 5,3 *км*, вскрывшая отложения гипсо-глинистой шляпы на глубину до 4 *м*.

В гипсо-глинистой шляпе на площади распространения калийных солей В. Ф. Захаров выделил три зоны — *а*, *б* и *в*. Породы зоны *а* состоят из пылеватых глин, тяжелых и реже легких, суглинков.

Число пластичности их варьирует от 10 до 20. К зоне *б* приурочены преимущественно тяжелые суглинки и глины, в составе которых встречаются обломки песчаника, гнезда и тонкие прослойки песков мощностью в несколько сантиметров. Содержание мелкообломочного материала и кристаллов гипса колеблется в пределах от 8 до 18%. Зона *в* охватывает нижнюю часть «шляпы» до соляного зеркала. В ней имеются скопления кристаллов легкорастворимых солей и часто наблюдается перемятость пород. Отложения всех трех зон следует считать практически водоупорными за исключением участков распространения понор.

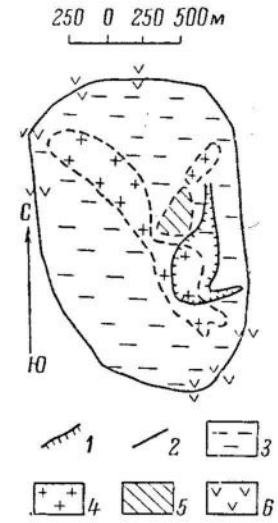


Рис. 1. Схематическая карта Домбровского месторождения калийных солей.

1 — контур опытно-промышленного карьера производительностью 500 000 *т/год*; *2* — кольцевая дренажная траншея; *3* — площадь распространения пород «шляпы» преимущественно на соленосных глинах и соленосных брекчиях; *4* — то же, над калийными солями; *5* — выход межсолевых брекчированных глин (мыдлярки); *6* — скопление гипса в породах «шляпы», вскрытых дренажной траншеей.

В районе опытно-промышленного карьера среди пород «шляпы» преобладают загипсованные глинистые отложения (рис. 1), характеризующиеся интенсивной закарстованностью. Здесь насчитываются 32 древних и свыше 40 современных карстовых форм. Большинство из них представлено понорами диаметром 4,5—5,0 *м* и глубиной 4—6 *м* (рис. 2). Карстовые полости нередко пронизывают всю «шляпу» до соляного зеркала. Их общее направление в большинстве случаев не является вертикальным. Обычно оно соответствует углу падения прослоев калийных солей, залегающих под этими формами ниже соляного зеркала. Заполнителем в понорах и воронках является разнозернистый песок с включением гальки, небольшого количества глинистого материала, кристаллов гипса и сингенита. Реже встречаются карстовые полости, заполненные мелкозернистым песком и глинистым материалом.

Древнекарстовые образования в гипсо-глинистой шляпе возникли путем избирательного растворения и выщелачивания рыхлых скоплений гипса и загипсованных глинистых пород. В образующиеся полости постепенно обрушались залегающие над ними

карпатские галечники и путем суффозии в них накапливался песчано-глинистый материал. Очевидно, появление древнекарстовых образований обусловлено проникновением пресных вод на соляное зеркало по рыхлым прослоям и скоплениям гипса. Эти же полости служили путями разгрузки карстовых вод, что подтверждается появлением красно-бурой окраски окисного железа в толще заполнителя.

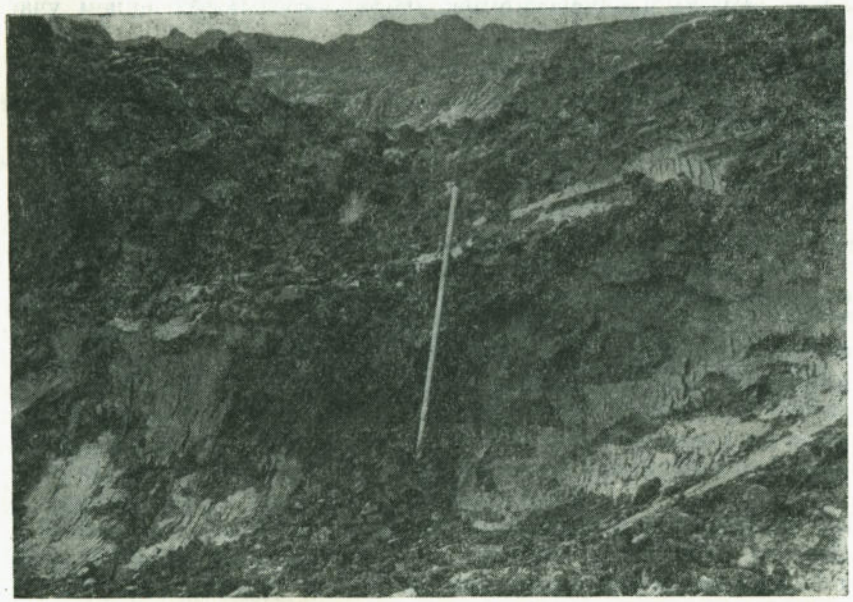


Рис. 2. Северный борт карьера. Разрез древнекарстовой воронки, заполненной карпатским галечником. Площадь распространения калийных солей.

Некоторыми авторами механизм образования древнекарстовых понор трактуется как постепенный рост карстовых полостей от соляного зеркала в направлении кровли «шляпы». Подобное мнение опровергается тем, что пресные воды проникают к соляному зеркалу сверху из горизонта карпатских галечников. Поэтому образование пустот в породах «шляпы» может идти только сверху вниз.

По трассе дренажной траншеи наиболее распространенными образованиями «шляпы» являются слоистые глинистые отложения светло-серого (до пепельно-серого) цвета (рис. 3). Число пластичности колеблется от 10 до 18, что характеризует их как суглинки и глины. Фильтрационные свойства этих отложений не отличаются от пород «шляпы» над калийными солями, но небольшое количество воды они могут пропускать на участках с тонкими прослойками песка. Содержание растворимых веществ в слоистых глинистых отложениях гипсо-глинистой шляпы колеблется в следующих пределах: Mg — 0,00—0,12, Ca — 0,11—7,36, Na — 0,00—1,28, Cl — 0,32—7,59, SO_4 — 0,07—17,87, NaCl — 0,1—2,1.

Местами в дренажной траншее встречаются загипсованные отложения шляпы. Гипс залегает здесь в виде скоплений кристаллов, жеод, тонких прослоев и линз, находящихся среди глинистых отложений. Содержание растворимых в воде солей в этих породах изменяется от 5 до 58%.

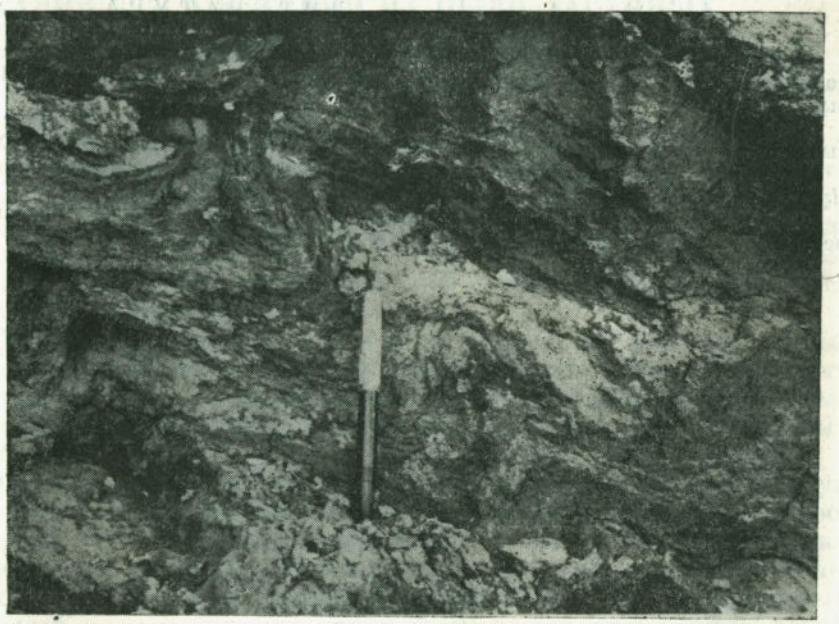


Рис. 3. Восточный борт карьера. Микроскладки пород гипсо-глинистой шляпы, сформировавшейся на соленосной глине.

В северном борту карьера вскрыты межсолевые брекчированные глины (мыдлярка). От пород гипсо-глинистой шляпы они отличаются меньшим количеством водорастворимых солей (до 2%).

ВЫВОДЫ

Состав и строение отложений гипсо-глинистой шляпы находятся в тесной зависимости от пород, из которых они образовались. На соленосных глинах и соленосных брекчиях развиты слоистые глинистые отложения, содержащие небольшое количество легкорастворимых солей. Проявления карста в этих породах носят незначительный характер.

На калийных солях распространены загипсованные глинистые породы, почти не отличающиеся по физико-механическим свойствам

от пород шляпы, развитых на соленосных глинах. На большой площади эти породы закарстованы. Скопления гипса в породах шляпы на Домбровском месторождении являются показателем того, что под ними находятся калийные соли.

Линзы и гнезда гипса в северо-западной, северной и южной частях дренажной траншеи указывают на присутствие в местах их выходов залежей калийных солей.

ЛИТЕРАТУРА

Захаров В. Ф. Гидрогеологические задачи при открытых разработках калийных солей на Домбровском месторождении. Л., Недра, 1964. (Тр. ВНИИГ, вып. XLVI).

Захаров В. Ф., Ходьков А. Е., Ковалева И. Н. Надсолевые рассолы Предкарпатья. Л., Госхимиздат, 1959. (Тр. ВНИИГ, вып. XXXV).

Лобанова В. В. Вопросы петрографии калийных залежей восточного Предкарпатья. Госхимиздат, 1956. (Тр. ВНИИГ, вып. XXXII).

Скворцова К. В. О тектоническом строении Калуш-Голынского месторождения. М., Недра, 1964. (Тр. ВНИИГ, вып. XLV).

Я. Я. ЯРЖЕМСКИЙ, Н. А. САФОНОВ, Э. Р. БРОДКИНА

К ВОПРОСУ О ПОЛУЧЕНИИ БЕСХЛОРНЫХ КАЛИЙНЫХ УДОБРЕНИЙ ИЗ ПЫЛИ ЗАПЕЧНЫХ ЭЛЕКТРОФИЛЬТРОВ ЦЕМЕНТНЫХ ЗАВОДОВ

Для сельского хозяйства нашей страны требуется сейчас и понадобится в ближайшие годы огромное количество различного рода удобрений и, в частности, калийных. Сырьевой базой для получения последних служат природные соляные горные породы в виде сильвинитов, дающие товарную продукцию, известную под названием хлоркалий (около 95—97% KCl с небольшой примесью NaCl и других компонентов).

Помимо сильвинитов имеются и сульфатные соляные горные породы в виде хлоридно-сульфатно-каинитовых, чисто сульфатных лангбейнитовых, полигалитовых и других образований, которые пока в небольшой мере служат поставщиками бесхлорных калийных удобрений.

Однако в связи с тем, что ряд сельскохозяйственных культур (картофель, виноград, табак, лен и др.) особенно нуждается в бесхлорных калийных удобрениях, возникает интерес не только к использованию природных калийных соляных пород, но и к получению бесхлорных калийных удобрений из побочных продуктов различных отраслей промышленности или к возможности привлечения новых видов минерального сырья для получения из него калийных удобрений.

Сначала за рубежом, а в последние годы и в СССР изучается возможность получения бесхлорных калийных удобрений из пыли, улавливаемой электрофильтрами из отходящих газов цементных вращающихся печей.

В исходной алюмосиликатной части цементного сырья в подавляющем большинстве случаев присутствует окись калия. Количество ее 0,4—4,9% (табл. 1).

В процессе обжига цементной сырьевой смеси происходит разложение карбонатного и глинистого компонентов, сопровождающееся возгонкой окиси калия. Степень возгонки калия различна и зависит от минералогической природы сырья, температуры обжига, конструктивных особенностей печи.

В результате возгонки калий поступает в пылегазовую фазу, затем частично конденсируется на футеровке печи и поступающем в печь холодном материале и подвергается вторичной возгонке

ТАБЛИЦА 1

Содержание щелочей в сырьевых материалах некоторых цементных заводов, %

Цементные заводы	Карбонатный компонент			Глинистый компонент			Сырьевая смесь (в пересчете на прокаленное в-во)		
	Na_2O	K_2O	R_2O *	Na_2O	K_2O	R_2O *	Na_2O	K_2O	R_2O *
Акмянский	0,07	0,22	0,29	0,08	2,54	2,62	0,14	1,00	1,14
Алексеевский	0,10	0,34	0,44	0,20	1,26	1,46	0,67	0,89	1,56
Амвросиевский	0,06	0,06	0,12	0,30	0,74	1,04	0,34	0,93	1,27
Ангарский	0,10	0,23	0,33	0,12	0,71	0,83	0,13	0,28	0,41
Араратский	0,08	0,03	0,11	1,21	1,70	2,91	0,76	0,99	1,75
Балаклейский	0,06	0,06	0,12	0,39	1,75	2,14	0,25	0,71	0,96
Бахчисарайский	0,08	0,75	0,83	0,23	1,22	1,45	0,23	1,95	2,18
Беговатский	0,03	0,14	0,17	1,41	2,05	3,46	0,32	1,05	1,37
«Большевик»	0,05	0,13	0,18	0,56	3,12	3,68	0,15	0,94	1,09
Броценский	0,07	0,58	0,65	0,35	4,00	4,35	0,17	1,35	1,52
Брянский	0,14	0,10	0,24	0,26	2,48	2,74	0,29	0,85	1,14
Волковысский	—	—	—	0,43	3,28	3,71	0,24	1,32	1,56
Волховский	—	—	0,51	—	—	2,08	0,82	0,63	1,45
Воскресенский	0,07	0,24	0,31	0,20	2,94	3,14	0,17	1,90	2,07
«Гигант»	0,05	0,52	0,57	0,31	4,71	5,02	—	1,93	1,93
Дюшанбинский	0,04	0,05	0,09	0,87	1,73	2,60	0,23	1,06	1,29
Еманжелинский	—	—	—	—	—	—	—	—	0,68
Здолбуновский	—	—	—	0,14	0,74	0,88	0,20	0,62	0,82
Карагандинский	0,04	0,14	0,18	0,90	0,51	1,41	0,15	0,89	1,04
«Коммунар»	0,16	0,34	0,50	1,20	2,15	3,35	0,31	0,92	1,23
Краматорский	0,07	0,10	0,17	0,28	1,66	1,94	0,13	0,60	0,73
Красноярский	0,09	0,03	0,12	1,23	1,84	3,07	0,34	0,72	1,06
Криворожский	0,01	0,01	0,02	0,25	0,45	0,70	0,12	0,33	0,45
Ленинградский	—	—	0,90	—	—	3,57	0,08	1,93	2,01
Магнитогорский	0,04	0,44	0,48	0,81	1,36	2,17	0,22	0,45	0,67
Николаевский	0,15	0,12	0,27	0,67	3,00	3,67	0,37	1,54	1,91
Нижне-Тагильский	0,07	0,49	0,56	1,14	1,41	2,55	0,65	0,93	1,58
Ново-Кузнецкий	0,11	0,07	0,18	1,33	1,77	3,10	0,91	0,72	1,63
Ново-Троицкий	—	—	—	—	—	—	0,91	0,72	1,63
«Октябрь»	—	—	—	—	—	—	0,49	0,73	1,22
Пикалевский	—	—	0,51	—	—	2,51	1,24	0,66	1,90
Пунане-Кунда	—	—	—	0,15	5,90	6,05	0,09	2,02	2,11
Рижский	0,09	0,63	0,72	0,87	3,62	4,49	—	—	1,78
Руставский	0,16	0,40	0,56	1,37	1,69	3,06	0,43	0,68	1,11
Рыбницкий	0,24	0,04	0,28	0,76	1,73	2,49	0,38	0,61	0,99
Себряковский	0,08	0,16	0,24	1,37	1,94	3,31	0,49	0,78	1,27
Сланцевский	—	—	1,98	—	—	4,67	—	—	3,61
Спасский	0,03	0,12	0,15	1,24	2,20	3,44	0,29	0,69	0,98
Стерлитамакский	0,14	0,06	0,20	1,04	1,72	2,76	0,54	0,63	1,17
Семипалатинский	0,05	0,03	0,08	0,89	2,19	3,08	0,31	0,61	0,92
Чернореченский	0,06	0,03	0,09	0,53	3,28	3,81	0,34	0,88	1,22
Чимкентский	0,05	0,20	0,25	1,49	1,98	3,47	0,59	1,00	1,59
Ульяновский	0,04	0,13	0,17	0,57	2,00	2,57	0,18	0,82	1,00

* $R_2O = Na_2O + K_2O$

в высокотемпературных зонах печи. Основная часть калия конденсируется на частичках пыли, выносимой из печи с отходящими газами и улавливаемой затем электрофильтрами.

Пылеунос из цементных вращающихся печей колеблется от 1,5 до 15% и составляет в среднем примерно 6—8%; при современной мощности цементной промышленности это соответствует 7—8 млн. *т* пыли в год.

Концентрация окиси калия в пыли весьма неодинакова на различных заводах и зависит от количества калия в исходном сырье, вида топлива, типа печи, величины пылеуноса, эффективности работы обеспыливающих устройств. По данным 42 заводов концентрация K_2O в пыли колеблется от 1 до 38% и составляет в среднем 6,5% (табл. 2). Таким образом, из цементных вращающихся печей выносится до 500 000 *т* в год окиси калия.

Вопрос использования уловленной пыли в цементной промышленности еще не получил окончательного решения. В настоящее время существуют два направления практического использования пыли:

1) в сфере производства цемента; этим способом утилизируется сейчас до 85% пыли;

2) вне технологического процесса производства цемента; этим способом утилизируется 15% пыли.

Для цементной промышленности наиболее рационально первое направление, так как оно дает возможность сократить расход сырья, топлива, электроэнергии, повысить производительность печей. Однако этот способ приводит к возникновению внешней циркуляции щелочей, а в конечном итоге — к повышению их содержания в цементе. Для того чтобы цемент отвечал современным техническим требованиям, содержание щелочей в нем не должно превышать 1,2%.

Стремление получить высококачественный бесщелочной цемент вынуждает во многих случаях отказаться от использования пыли в сфере производства цемента. Исследование сырьевых материалов 42 заводов показало, что на 17 из них пыль желательно использовать вне технологического процесса производства цемента.

Существует ряд способов использования пыли вне цементных заводов: в дорожном строительстве, в строительных растворах, в производстве силикатного кирпича. Но все эти способы носят местный характер и не получили широкого распространения в реальных условиях работы заводов.

Присутствие в пыли окиси калия, а также кальция определяет возможность использования ее в качестве калийного или комбинированного известково-калийного удобрения в сельском хозяйстве.

Калий может присутствовать в пыли в виде различных соединений. Эти соединения можно подразделить на две группы: водорастворимые — сульфаты, сульфиты, карбонаты, бикарбонаты и хлориды; воднонерастворимые — силикаты и алюмосиликаты (табл. 3).

ТАБЛИЦА 2

Состав пыли, улавливаемой запечными электрофильтрами цементных заводов СССР

Цементные заводы	Содержание окислов, %									
	П. п. п.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	SO_3	Na_2O	K_2O	R_2O
Акмянский	24,20	14,85	4,71	3,00	39,60	2,15	6,43	0,27	4,79	5,06
Алексеевский	29,30	11,09	2,20	1,70	41,25	0,58	5,10	0,38	8,40	8,78
Амвросиевский	18,32	—	—	—	—	—	16,51	2,50	16,96	19,46
Ангарский	27,03	12,82	3,28	2,88	48,60	3,80	1,30	0,60	0,24	0,84
Араратский	18,18	13,67	3,86	2,93	52,15	0,78	1,68	1,65	5,10	6,75
Балаклейский	21,89	13,18	3,47	1,97	42,09	1,88	2,16	1,84	11,52	13,36
Бахчисарайский	15,91	9,02	2,69	1,47	29,18	0,54	22.09	0,61	18,49	19,10
Беговатский	20,66	16,23	2,55	2,82	48,53	0,72	2,59	0,66	4,24	4,90
«Большевик»	12,48	—	—	—	—	—	9,26	0,70	3,91	4,61
Броценский	25,85	13,43	3,48	2,13	41,44	2,03	7,04	0,31	4,29	4,60
Брянский	24,73	—	—	—	—	—	7,89	0,41	2,21	2,62
Волковысский	31,53	14,45	4,00	3,50	41,96	1,42	0,55	0,27	2,32	2,59
Волховский	15,22	16,34	3,85	3,58	51,28	1,70	4,14	1,55	2,36	3,91
Воскресенский	—	6,69	1,75	0,92	17,10	1,36	32.72	1,19	38,27	39,46
«Гигант»	18,21	12,03	3,60	2,36	38,04	3,02	12,23	0,31	10,20	10,51
Душанбинский	24,37	—	—	—	—	—	2,18	1,50	9,36	10,86
Еманжелинский	23,60	14,30	3,98	3,58	48,50	0,91	4,15	0,10	0,88	0,98
Здолбуновский	23,72	11,84	3,06	2,17	45,13	0,38	8,59	0,60	4,53	5,13
Карагандинский	21,63	—	—	—	—	—	3,37	—	—	2,06
«Коммунар»	16,42	19,23	4,00	2,52	53,57	0,65	1,70	0,45	1,66	2,11
Краматорский	33,76	—	—	—	—	—	4,15	0,32	3,27	3,59
Красноярский	26,01	15,15	4,62	3,14	45,13	1,61	2,50	0,24	1,60	1,84
Криворожский	17,92	16,25	2,55	1,18	52,86	2,46	5,58	0,32	0,88	1,20
Ленинградский	19,34	13,68	3,79	1,77	41,58	1,56	3,10	0,47	14,63	15,10
Магнитогорский	25,45	15,36	4,91	2,97	46,45	1,22	2,15	—	—	1,49
Николаевский	21,31	13,90	4,15	2,27	38,95	1,23	9,10	0,80	8,00	8,80
Нижне-Тагильский	22,60	14,00	4,33	2,77	50,28	0,65	2,81	0,70	1,86	2,56
Ново-Троицкий	26,72	15,00	4,60	3,00	41,78	1,30	2,07	0,83	4,70	5,53
«Октябрь»	32,36	—	—	—	—	—	3,86	2,32	4,08	6,40
Пикалевский	20,40	14,80	3,57	2,92	48,05	0,95	4,22	3,16	1,93	5,09
Рыбницкий	19,36	—	—	—	—	—	9.48	0,68	1,70	2,38
Себряковский	25,15	12,65	2,49	2,15	42,25	0,30	6,20	1,63	7,18	8,81

Количество тех или иных соединений в пыли зависит от ряда факторов. Так, в случае наличия в сырьевых материалах соединений серы калий присутствует в пыли в виде сульфата и в незначительном количестве в виде карбоната.

Соотношение водорастворимых и нерастворимых соединений калия в пыли определяется видом топлива и величиной пылеуноса. В первом случае это вызвано тем, что при использовании зольного топлива в зоне максимальных температур, а следовательно, и возгонки калия, присутствует значительное количество частиц золы, на которых и конденсируется калий, вследствии вступая с ними в реакцию с образованием силикатов и алюмосиликатов.

С увеличением пылеуноса из вращающейся печи пыль уносится в основном из зон сушки и частично декарбонизации, где калий, по-видимому, входит в состав исходных неразложившихся алюмосиликатных соединений.

Агрохимическая оценка пыли, улавливаемой на цементных заводах, проводилась рядом институтов и полевых станций. Эти исследования показали, что использование пыли может дать высокий агрохимический эффект, равный или превышающий

ТАБЛИЦА 3

Фазовый состав щелочесодержащей части пыли

Цементные заводы	Состав исходной пыли, %			Содержание щелочных соединений, %							Кол-во водорастворимых соединений калия, %	Кол-во нерастворимых щелочей, %	Примечание
	SO_3	Na_2O	K_2O	K_2CO_3	$KHCO_3$	K_2SO_4	Na_2SO_4	K_2SO_3	KCl	$CaSO_4$			
Бахчисарайский	13,26	1,41	18,24	0,87	1,12	23,49	2,53	4,71	—	—	30,19	1,93	Топливо газ
Воскресенский	16,10	0,93	44,30	8,30	41,62	26,20	1,48	1,58	0,55	—	78,25	1,17	Топливо газ; пылеунос — 1,54 без фосфогипса
То же	31,40	1,14	36,72	—	1,20	58,75	1,74	1,98	0,56	4,08	62,49	1,89	Топливо газ; пылеунос — 1,52 с фосфогипсом
»	12,87	0,33	18,26	1,73	1,25	20,08	—	—	0,81	7,10	23,87	3,14	Топливо газ; пылеунос — 3,10 с фосфогипсом
Рижский	21,14	2,05	28,70	—	0,59	31,65	2,38	—	0,23	—	32,47	11,81	Топливо газ, уголь

эффективность стандартных калийных удобрений, но обязательным условием этого является достаточно высокое содержание воднорастворимого калия.

В связи с этим НИИЦемент разработал временные технические условия, утвержденные Министерством сельского хозяйства СССР, в которых предусмотрено два вида удобрений из пыли: калийно-известковое с содержанием воднорастворимой окиси калия не менее 15% и известково-калийное с содержанием K_2O не менее 10 и CaO не менее 30%.

ВНИИГ разработал технологическую схему производства из пыли гранулированных калийных удобрений. Однако в настоящее время лишь на некоторых заводах (Воскресенский, Бахчисарайский, Амвросиевский) пыль соответствует требованиям технических условий и может быть использована в качестве удобрения.

На ряде заводов в качестве удобрений может быть использована пыль, улавливаемая последними полями горизонтальных электрофильтров. Это объясняется тем, что в процессе обеспыливания отходящих газов в горизонтальных электрофильтрах происходит классификация пыли по гранулометрическому составу. Последние поля улавливают наиболее дисперсную и обогащенную щелочами пыль (табл. 4), поскольку она выносится из высокотемпературных зон печи, где происходит интенсивная возгонка и конденсация щелочей.

Число действующих цементных заводов, способных поставлять сельскому хозяйству кондиционную пыль, может быть расширено

ТАБЛИЦА 4

Состав пыли по полям горизонтальных электрофильтров, %

Цементные заводы	I поле			II поле			III поле			$\frac{R_2O\ III}{R_2O\ I}$
	П. п. п.	SO_3	R_2O	П. п. п.	SO_3	R_2O	П. п. п.	SO_3	R_2O	
Акмянский	23,55	6,50	4,95	24,23	6,45	5,08	24,44	6,20	5,20	1,15
Амвросиевский	15,79	12,06	15,87	18,32	16,51	19,56	18,45	23,57	27,69	1,74
Ангарский	26,60	1,20	1,11	26,63	1,12	1,11	26,79	1,07	1,27	1,12
Араратский	17,45	1,09	5,91	18,16	1,65	6,70	19,55	2,21	7,50	1,3
Балаклейский	31,13	2,46	2,10	29,66	11,15	9,14	29,20	5,18	5,74	2,7
Бахчисарайский	14,77	25,76	15,60	18,41	16,75	13,44	19,45	16,74	23,30	1,5
«Большевик»	27,50	6,13	4,33	26,60	5,43	4,60	26,03	4,49	5,46	1,3
Броценский	24,70	6,18	3,11	25,87	7,03	4,58	26,87	6,57	4,63	1,5
Волховский	13,05	—	3,69	14,35	—	3,86	15,52	—	5,15	1,4
Здолбуновский	19,60	6,31	3,51	23,74	8,59	5,13	24,74	9,07	5,72	1,6
Краматорский	35,66	2,61	2,00	33,76	4,15	3,59	34,11	5,14	4,14	2,1
Красноярский	27,70	3,05	1,86	27,43	2,63	2,08	26,40	2,30	2,37	1,3
Ленинградский	18,31	2,78	14,21	19,37	3,15	15,19	18,99	3,33	14,75	1,0
Николаевский	22,60	7,45	7,33	21,31	9,10	8,80	21,30	9,00	8,92	1,2
Пикалевский	13,64	3,95	4,01	14,98	3,63	4,25	16,99	5,14	5,74	1,4
То же	15,90	3,28	3,21	16,96	3,38	3,39	18,59	5,96	8,26	2,6
Пунане-Кунда	20,26	7,81	8,42	19,05	9,67	9,43	17,24	10,67	12,37	1,5
Рижский	—	14,22	14,58	—	14,10	29,89	—	23,01	37,39	2,6
Стерлитамакский	22,10	9,40	8,59	23,64	13,89	14,54	23,48	16,51	18,01	2,1

применением некоторых технологических приемов. К числу этих приемов относится прежде всего введение в сырьевую смесь добавок хлористого или фтористого кальция. Введение этих добавок активизирует и облегчает процесс обжига цементного клинкера и повышает возгонку калия (рис. 1).

Следующим технологическим приемом, способствующим повышению концентрации калия в пыли, является уменьшение пылеуноса из вращающейся печи. Это связано с тем, что основное количество пыли выносится из зон сушки и частично декарбонизации печи.

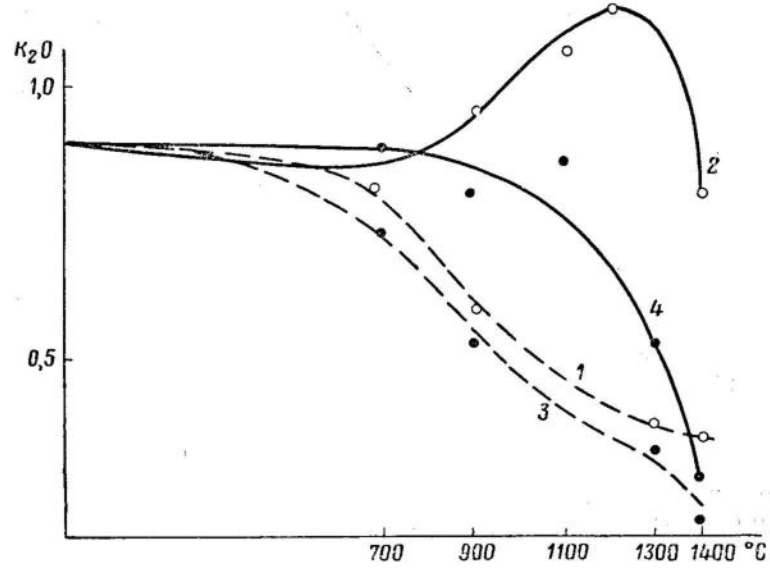


Рис. 1. Влияние добавок солей на возгонку калия из цементной сырьевой смеси (в расчете на прокаленное вещество).

1 — 1,5% $CaCl_2$, *2* — 3% $CaSO_4$, *3* — 1,5% $CaCl_2$+3% $CaSO_4$; *4* — без добавок.

Пыль этих зон отличается незначительным количеством калия и присутствует он в виде воднонерастворимых алюмосиликатных соединений.

В высокотемпературных зонах печи, где происходит интенсивная возгонка калия, пыление незначительно в связи с появлением жидкой фазы и пыль отличается высокой дисперсностью. Здесь калий взаимодействует с присутствующими в газовой фазе окислами углерода и серы с образованием воднорастворимых соединений. Эти соединения и конденсируются затем на частичках пыли. При снижении абсолютной величины пылеуноса из печи происходит уменьшение в основном количества пыли, уносимой из холодного конца печи, поэтому выносимая пыль отличается повышенной концентрацией калия, причем калий входит в состав воднорастворимых соединений.

В опытах на Воскресенском цементном заводе путем уменьшения пылеуноса с 7,8 до 1,5% удалось повысить концентрацию окиси калия в пыли с 7,5 до 36,7% в случае введения в сырьевую смесь фосфогипса и до 44% — без введения фосфогипса, причем в последнем случае пыль на 78% состояла из водорастворимых соединений калия. Результаты опытов представлены на рис. 2.

На мощных цементных заводах с повышенным пылеуносом концентрацию калия в пыли можно повысить путем обжига уловленной со всех печей пыли в отдельной короткой печи.

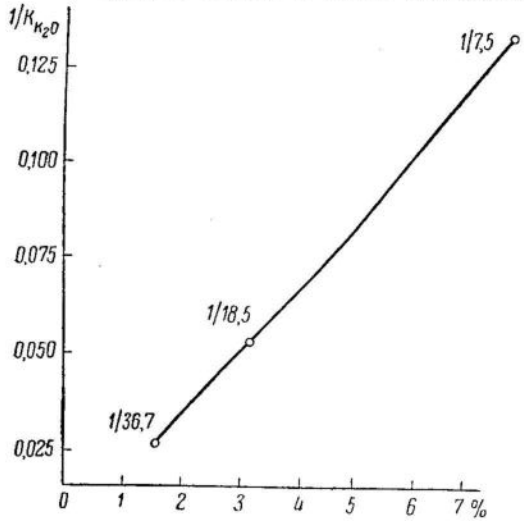


Рис. 2. Зависимость концентрации K_2O в пыли от величины пылеуноса.

Все вышеизложенное относится к заводам, работающим на обычном цементном сырье со сравнительно невысоким содержанием окиси калия. Получение высококалийной пыли на таком сырье свидетельствует о том, что при переработке высококалийных алюмосиликатных пород, не используемых в настоящее время цементной промышленностью, вполне можно будет получать пыль, пригодную для сельского хозяйства.

ТАБЛИЦА 5

Главные калийсодержащие алюмосиликатные минералы

Минералы	Формула	Содержание K_2O, %
Микроклин и ортоклаз	$K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$	16,9
Мусковит и серицит	$K_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot H_2O$	11,8
Биотит	$K_2O \cdot 6(Mg, Fe)O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 2H_2O$	6,2—11,4
Флогопит	$K_2O \cdot 6MgO \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 2H_2O$	11,3
Лепидолит	$(K, Li)_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2 \cdot H_2O$	13,8
Вермикулит	$(Mg, Fe^{..}, Fe^{...}), (Si, Al)_4O_{10} \cdot OH_2 \cdot 4H_2O$	до 5—8
Глауконит	Водный калийсодержащий алюмосиликат железа и магния	4,0—9,5
Гидрослюда	—	3,7—7,4 *
Лейцит	$K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2$	21,5
Нефелин	Na_2O, $Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$, содержит калий	5,0—6,0

* Содержание K_2O приведено по данным Е. А. Яржемской в галопелитовых породах. Вообще же гидрослюды, по данным М. Ф. Викуловой, содержат от 4 до 6,2% K_2O.

Известно, что ряд породообразующих алюмосиликатных минералов содержит от 5 до 21% окиси калия (табл. 5). В связи с этим многие изверженные, метаморфические и осадочные горные породы, в состав которых входят эти минералы, содержат от 3,5 до 9% окиси калия (табл. 6).

Однако по ряду причин высококалийные породы в настоящее время не используются в цементной промышленности. Так, изверженные и метаморфические горные породы отличаются пониженной

ТАБЛИЦА 6

Содержание K_2O в некоторых горных породах, %

Породы	Кол-во анализов	Пределы содержания	Среднее содержание
Изверженные			
Различные граниты. Минимальное содержание — в рибекитовом граните, максимальное — в щелочных. При частичном выветривании иногда в них появляются коллоидные силикаты, которые обусловливают обратную адсорбцию калия, тогда содержание K_2O в породе может возрасти с 4,0 до 7,7%	14	3,8—6,5	4,8
Микроклиновый гранит	1	—	8,9
Авгитово-слюдяные, гиперстеновые, авгитовые, слюдяные сиениты	12	—	4,5
Монцониты	16	2,1—6,0	4,3
Щелочные сиениты (содержание K_2O близко к содержанию Na_2O)	20	4,1—7,0	5,5
Микроклиновые письменные граниты (здесь особенно высоко содержание K_2O при содержании Na_2O 1,2—3,0%)	9	7,1—10,1	9,0
Кварцевые порфиры	15	3,0—9,2	5,7
Трахиты (близко к содержанию Na_2O)	21	3,4—10,5	6,0
Фонолиты трахитоидные	14	3,5—3,68	5,4
Лейцитовые фонолиты	6	6,3—10,5	8,4
Лейцитовые тефриты, лейцитовые базаниты, пемзовый пепел, лейцитовый санидинит	21	2,9—11,6	6,5
Лейцититы	10	3,8—9,0	7,6
Метаморфические			
Гнейсы	16	0,24—6,3	3,6
Гранито-гнейсы, биотитовые гнейсы, слюдяные гнейсы, мусковитовые гнейсы, гранатовые, силлиманитовые гнейсы	34	0,2—6,3	3,6
Гранулиты разные	14	2,5—7,6	5,0
Геллефлинты, лептиты	15	0,1—10,5	3,7
Слюдяные сланцы разные (кроме парагонитовых)	18	2,3—8,8	3,9
Осадочные			
Мергели разные	—	0—4,5	—
Лессы разные и суглинки	—	1,1—2,1	—
Глинистые породы разные	—	0—4,0	—
Глинистые сланцы	18	1,6—6,7	3,7
Кембрийские глины из метрополитена Ленинграда	—	3,1—4,9	—

реакционной способностью и сравнительно низкой степенью возгонки калия. Применение этих пород связано с дополнительным расходом энергии на дробление сырья и усложнением технологии приготовления сырьевой смеси.

Алюмосиликатные породы осадочного происхождения в виде различного рода глинистых образований с повышенным содержанием калия вполне могли бы найти применение в производстве цемента и калийсодержащего продукта, так как именно глинистые и мергелистые породы, но с низким содержанием калия и применяются пока в цементной промышленности.

Однако в связи с тем, что в настоящее время нет достаточно эффективных средств, обеспечивающих получение на таком сырье бесщелочного качественного цемента, эти породы бракуются цементной промышленностью. Для использования таких пород необходимо разрабатывать особую технологию комплексного цементно-калийного производства.

Предварительные исследования показывают, что элементами такой технологии могут стать: введение в сырьевую смесь добавок, способствующих максимальной возгонке калия, применение высококалорийного беззольного топлива, коротких цементнообжигательных вращающихся печей, низкий пылеунос из печей.

Технико-экономические расчеты по получению из пыли гранулированных калийных удобрений, проведенные по данным Воскресенского цементного завода и проектного задания Гипроцемента, показывают, что себестоимость таких удобрений значительно ниже стандартных бесхлорных калийных удобрений, а строительство установок для их производства окупается в 2—3 года.

Резюмируя вышеизложенное, можно констатировать, что существуют два направления получения из пыли запечных электрофильтров гранулированных калийных удобрений:

1) производство гранулированных калийных удобрений на действующих цементных заводах, уже осуществляемое в настоящее время на ряде заводов;

2) комплексное цементно-калийное производство на базе сырья, не используемого в настоящее время цементной промышленностью. На перспективность, техническую возможность и экономическую целесообразность этого направления указывают литературные данные, предварительные лабораторные опыты, практика работы некоторых заводов, но для окончательного решения этого вопроса необходима постановка больших исследовательских работ.

К ВОПРОСУ О СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ПРИВЯЗКЕ ОПОРНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ГОРИЗОНТОВ $П_1$, VII и Ж И ГЛУБИНАХ ЗАЛЕГАНИЯ ПОДСОЛЕВОГО ЛОЖА ПРИКАСПИЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Большинство исследователей Прикаспийской синеклизы — Н. В. Неволин [1965] и другие — отождествляют подошву соленосной толщи с условным сейсмическим горизонтом $П_1$ — первым в пачке отражений, прослеживаемых после мощной зоны отсутствия отраженных волн ниже VI опорного сейсмического горизонта (кровли галогенных отложений). Глубина залегания горизонта $П_1$ изменяется от 2—3 *км* по периферии синеклизы до 10 *км* в наиболее погруженной центральной ее части.

М. С. Арабаджи и др. [1966], исходя из соображений невозможности накопления более чем пятикилометровой толщи солей на всей площади синеклизы (по их расчетам), считают, что горизонт $П_1$ соответствует кровле карбона, а подошва соли, не прослеживаемая на сейсмических профилях, залегает значительно (до 4 *км*) выше.

Приведенные ниже данные сейсморазведки и бурения позволяют по-иному стратифицировать подсолевое ложе синеклизы.

1. В западном Примугоджарье между опорными сейсмическими отражающими горизонтами VI и $П_1$ прослеживается горизонт VII, который при сопоставлении с разрезом скважины Г-1 Жанажол соответствует подошве соли. Ниже залегает относительно мощная (140 *м*) пачка терригенно-сульфатных пород сакмаро-артинского возраста [Арабаджи и др., 1966].

2. На субмеридиональном сейсмическом профиле XV [Блохин и др., 1964], проложенном через Хобдинский региональный максимум силы тяжести, в межкупольной мульде (ПК 4200—4370 *м*) на глубинах 5,6—6,0 *км* (выше горизонта $П_1$ на 1,6—2,1 *км*) уверенно прослеживается преломляющий горизонт с граничной скоростью распространения волн ($v_г$), равной 5400 *м/сек* (см. рисунок). В соседних мульдах этот горизонт не прослежен, что, возможно, обусловлено особенностями литолого-фациального строения осадочной толщи района Хобдинского блока [Банера, 1969б].

В связи с тем, что соленосная толща характеризуется $v_г$ = 4100—4600 *м/сек*, этот горизонт (VII?) может быть стратифицирован как кровля подстилающих соленосную толщу отложений, на которых в мульдах залегают породы надсолевого комплекса, так как в процессе

Сейсмические разрезы по профилям: *а* — XV-КМПВ, *б* — I-МОВ (по П. А. Блохину и др. [1964а]; А. Г. Гинодману [1964] с дополнениями автора — *7б*, *9*, *10*).

1 — отражающие границы; *2* — условный подсолевой сейсмический горизонт $П_1$; *3* — преломляющая граница в осадочной толще (VII?); *4а* — поверхность кристаллического фундамента, *4б* — то же, интерполяция; *5* — границы раздела внутри кристаллической толщи; *6* — зона аномальной записи на Хобдинском участке; *7* — тектонические нарушения: *а* — выделенные, *б* — предполагаемые; *8* — центры дифракции по данным РНП; *9* — соляная толща; *10* — подсолевая толща, залегающая между подошвой соли и горизонтом $П_1$.

галокинеза мобильная каменная соль вытеснилась в соседние соляные структуры.

Глубины залегания преломляющего (VII?) и отражающего ($П_1$) сейсмических горизонтов, а следовательно, и мощность промежуточной толщи определены по данным регионального сейсмопрофилирования приближенно, однако наличие VII? горизонта не вызывает сомнения.

3. В северной части прибортовой зоны синеклизы в районе Уральска прослеживается [Гинодман, 1964] опорный сейсмический горизонт Ж. В сводах структур этот горизонт отождествляется с кровлей галогенной толщи (фактически соответствует горизонту VI), а в межкупольных бессолевых мульдах он, по-видимому, соответствует кровле подсолевого комплекса пород. Подсолевое ложе вблизи бортового склона расположено на 400—500 *м* выше горизонта $П_1$, причем к центру синеклизы разрыв увеличивается (см. рисунок).

4. На сейсмическом разрезе МРНП по широтному профилю 6 через Аралсорскую сверхглубокую скважину СГ-1 [Рябинкин и др., 1964; Банера, 1969б] между соленосной толщей, собранной в соляные структуры, и горизонтом $П_1$, выделяемым неуверенно, прослеживается толща компетентных пород, не участвующих в соляной тектонике. Мощность этой толщи в западной части профиля достигает 0,8—1 *км*. В центральной части профиля (под глубинной соляной структурой Заречный-II) и особенно восточнее — в мульде и под соляным куполом Заречный-I, выделить уверенно кровлю и подошву подсолевой толщи не представляется возможным.

Горизонт $П_1$ и нижележащие воздымаются к востоку. В западной части профиля уверенно прослеживается тектоническое нарушение, по которому, вероятно, поднято западное крыло. Восточнее намечается второе нарушение. Не исключено, что под куполом Заречный-I имеет место еще одно (третье) нарушение, которое из-за отсутствия отражений не выявлено (см. стр. 341, рис. 3).

Характер тектонического строения подсолевых отложений свидетельствует о раздробленности и блоковых подвижках пород кристаллического фундамента, что в сочетании с влиянием петрографических неоднородностей последнего, вероятно, и обусловило природу Аралсорского, а также Хобдинского региональных максимумов силы тяжести.

5. В межкупольных мульдах севернее Индера и южнее Круглого [Банера, 1964, 1969а] между пачкой отражений, характеризующих надсолевой комплекс пород, и горизонтом $П_1$ прослежена зона отсутствия отражений мощностью до 1,2—1,4 *км*, которая, по-видимому, также соответствует промежуточной толще компетентных пород.

ВЫВОДЫ

1. Подошва участвующей в галокинезе соляной толщи, контролируемая опорными сейсмическими горизонтами VII и Ж (в мульдах), залегает выше условного сейсмического горизонта $П_1$ на расстоянии

от 100—200 *м* в восточной и 300—400 *м* в северной частях прибортовой зоны до 1,0—1,4 *км* и более в центральных, более погруженных частях синеклизы.

2. Толща компетентных пород, залегающая между подошвой соли и горизонтом $П_1$, представлена раннепермскими отложениями преимущественно терригенно-сульфатного состава. Горизонт $П_1$, по-видимому, соответствует известнякам верхнего карбона или низов ранней перми, а нижележащие горизонты ($П_2$, $П_3$) — границам раздела в толще карбона.

3. Начальная стадия формирования Прикаспийской синеклизы и образование в пределах ее бассейна повышенной солености, вероятно, относятся к самому началу ранней перми.

ЛИТЕРАТУРА

Арабаджи М. С. и др. К вопросу о мощности гидрохимических образований в Прикаспийской впадине. В сб. Геология Русской платформы, Прикаспия, Оренбуржья. Недра, 1966.

Банера Н. И. Некоторые вопросы соляной тектоники Прикаспийской впадины по геофизическим данным. М., Недра, 1964. (Тр. ВНИИГ, вып. XLV).

Банера Н. И. Объемное распределение соляных масс в центральной части Прикаспийской синеклизы. См. настоящий сборник, 1969а.

Банера Н. И. О локальных и региональных закономерностях ориентировки осей соляных структур междуречья Узени и Эмбы. См. настоящий сборник, 1969б.

Блохин П. А. и др. Результаты геофизических работ в зоне северо-восточного обрамления Прикаспийской впадины. В сб. Бортовая зона Прикаспийской впадины. Саратов, Изд-во «Коммунист», 1964.

Гинодман А. Г. Сейсморазведка по картированию подсолевого ложа в районе г. Уральска. Там же, 1964.

Неволин Н. В. Общие черты глубинного геологического строения Западного Казахстана. Недра, 1965.

Рябинкин Л. А. и др. Результаты глубинной сейсморазведки методом РНП в районе Арал-Сорской сверхглубокой скважины. Нефтегазовая геология и геофизика, № 1, 1964.

Н. И. БАНЕРА

ОБЪЕМНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СОЛЯНЫХ МАСС В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ПРИКАСПИЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Соляные структуры центральной части внутренней зоны Прикаспийской синеклизы (в полосе между Челкаром и Индером) характеризуются многообразием форм и размеров. Сводовые части соляных структур (до 2—3 *км*) в вертикальном поперечном сечении имеют форму купола или усеченного конуса и лишь местами осложнены соляными карнизами. Глубже — до подошвы соли (6,4—7,4 *км*) боковая поверхность соляных штоков залегает почти вертикально (рис. 1).

Результаты гравиметрических исследований и сейсморазведки позволяют установить объемы соляных структур и седиментационную мощность соленосной толщи.

Для выяснения степени насыщенности соляных структур по площади использована составленная автором в 1959 г. по материалам О. А. Шванка (1958 г.) карта отрицательных аномалий остаточного поля силы тяжести (рис. 2).

По характеру распределения отрицательных значений изоаномал на не изученных сейсморазведкой соляных структурах или отдельных их частях определена приближенно гипсометрия сводов соляных штоков. Нулевая изоаномала соответствует примерно конфигурации соляного ядра на отметке среза 2—3 *км* [Банера, 1964].

Из срединных частей большинства межкупольных пространств, которые проявляются локальными максимумами остаточного поля силы тяжести, соленосные отложения в процессе галокинеза вытеснены в окружающие соляные структуры. Во внутренней зоне синеклизы местами обнаружены явно выраженные глубинные соляные структуры [Рябинкин и др., 1964] *, не проявившиеся на упомянутой гравитационной карте.

Насыщенность соляных тел в плане определялась соотношением суммарной площади поперечных сечений (на отметке 2—3 *км*) поднятий-гигантов (Челкара, Центрального и Индера) и обрамляющих их соляных куполов к области, в пределах которой формировались эти структуры (см. рис. 2, *А*, *Б*, *В*). Последняя оконтурена вдоль центров мульд, разделяющих первый и второй пояса структур-сателлитов.

---

* См. рис. 3 на стр. 341 в наст. сборнике.

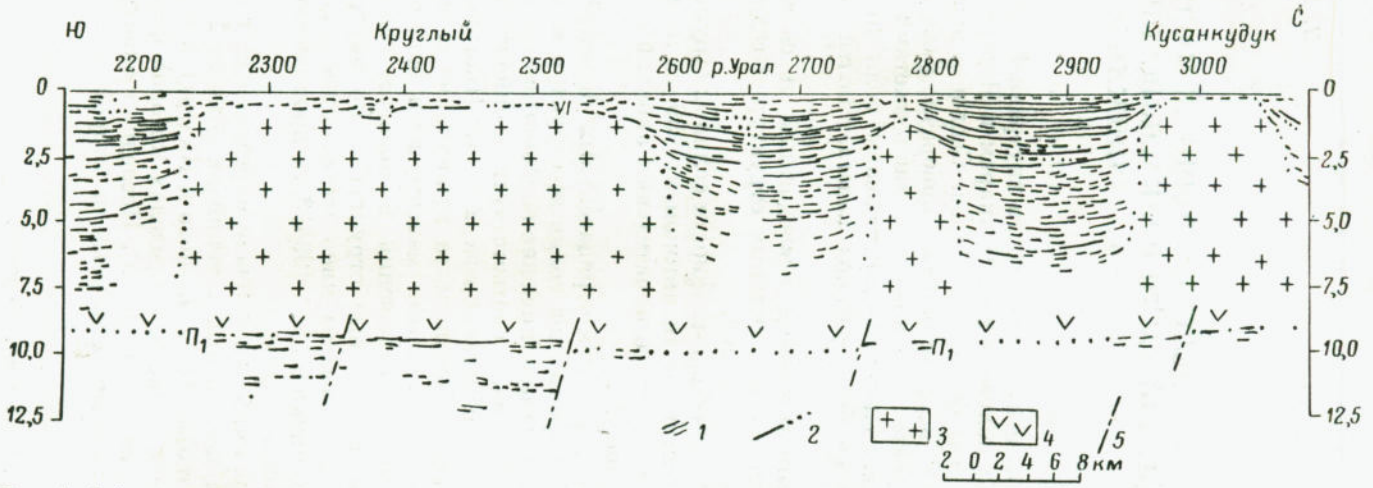


Рис. 1. Сейсмический разрез по профилю IV (по А. Г. Гинодману и др., 1962. Геологическая интерпретация автора).

1 — отражающие границы; *2* — маркирующие горизонты: *VI* — опорный, кровля соли (местами гидрохимических осадков); $П_1$ — условный, подсолевой; *3* — соленосная толща; *4* — толща, залегающая между подошвой соли и горизонтом $П_1$; *5* — тектонические нарушения (предполагаемые).

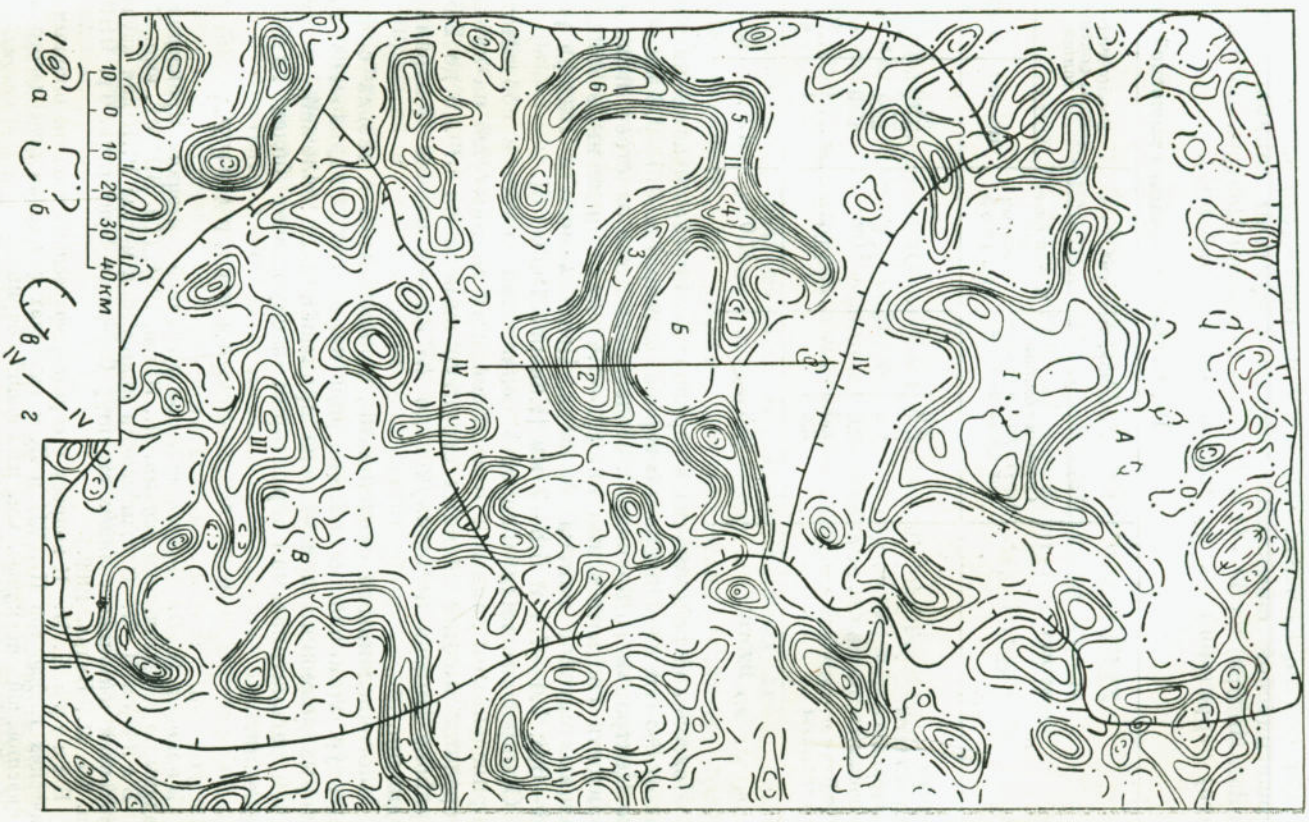


Рис. 2. Распределение соляных структур в центральной части Прикаспийской синеклизы.

а — минимумы остаточного поля силы тяжести (соляные структуры); *б* — соляные поднятия-гиганты: *I* — Челкар, *II* — Центральное (структурные осложнения: *1* — Карабек, *2* — Круглый, *3* — Лебяжинский, *4* — Сахарный, *5* — Шокей, *6* — Саикебай, *7* — Ит-Мурун), *III* — Индер; *в* — площадь формирования поднятия-гиганта и его сателлитов: *А* — Челкара, *Б* — Центрального, *В* — Индера; *г* — сейсмический профиль.

Расчеты показывают, что в центральной части внутренней зоны Прикаспийской синеклизы соляные структуры занимают от 36 (район Индера) до 39—41% (районы поднятий Центрального и Челкара) территории их формирования (см. таблицу).

Геологические запасы соленосной толщи

Поднятия	Площадь, тыс. км²		Геологические запасы соленосной толщи	
	Сечения соляных структур на отметках среза 2—3 км	Формирования соляных структур	тыс. км³	млрд. т
Челкар	3,6	16,8	24,5	51 500
Сателлиты	3,4		21,8	45 800
Центральное	3,8	17,2	28,1	59 000
Сателлиты	2,8		19,9	41 800
Индер	1,3	13,0	9,1	19 100
Сателлиты	3,4		23,1	48 500
Итого:	18,3	47,0	126,5	265 700

Подсолевой сейсмический горизонт $П_1$ прослеживается на глубинах от 8,5 (южнее Индера и севернее Челкара) до 9,5—9,8 *км* (в районе Центрального поднятия). Подсолевое ложе залегает выше этого горизонта соответственно на 1,1—1,4 *км*. Осредненные мощности соляных штоков района Челкара, Центрального и Индера равны 6,4—6,8; 7,1—7,4 и 6,8—7 *км* [Банера, 1969а, б].

Седиментационная мощность соленосной толщи в соответствии с приведенными данными о насыщенности соляных тел на площади и средних высотах соляных структур изменяется от 2,5 до 2,6 *км* в районе Индера и Челкара и до 2,7 *км* — в районе Центрального поднятия.

Многочисленными скважинами, пройденными в сводах соляных структур, установлено наличие ряда калиеносных горизонтов, среди которых возможно присутствие промышленных залежей, в связи с чем рассматриваемая территория заслуживает более глубокого изучения.

ЛИТЕРАТУРА

Банера Н. И. Некоторые вопросы соляной тектоники Прикаспийской впадины по геофизическим данным. М., Недра, 1964. (Тр. ВНИИГ, вып. XLV).

Банера Н. И. О возможности применения метода РНП для изучения внутренней тектоники соляных структур Северного Прикаспия. Тр. ВНИИГ, вып. LI. Л., Недра, 1969.

Банера Н. И. К вопросу о стратиграфической привязке опорных сейсмических горизонтов $П_1$, VII и Ж и глубинах залегания подсолевого ложа Прикаспийской синеклизы. См. настоящий сборник.

Рябинкин Л. А. и др. Результаты глубинной сейсморазведки методом РНП в районе Арал-Сорской сверхглубокой скважины. Нефтегазовая геология и геофизика, ЦНИИТЭНефтегаз, 1964.

Н. И. БАНЕРА

О ЛОКАЛЬНЫХ И РЕГИОНАЛЬНЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ ОРИЕНТИРОВКИ ОСЕЙ СОЛЯНЫХ СТРУКТУР МЕЖДУРЕЧЬЯ УЗЕНИ И ЭМБЫ*

В пределах рассматриваемого региона по северо-западной, северной и юго-восточной периферии Прикаспийской синеклизы соляные антиклинали, связанные соляными перешейками в цепочки (соляные гряды), ориентированы преимущественно вдоль ее бортового склона (рис. 1 и 2).

Ширина зон, охватывающих несколько соляных гряд, составляет 20—25 *км* на северо-западе и севере и 35—60 *км* на юго-востоке синеклизы. По данным сейсморазведки, соляные гряды прибортовой зоны сформировались под воздействием дизъюнктивных и пликативных дислокаций в породах подсолевого комплекса, по которым происходило погружение центральной зоны синеклизы.

Местами прибортовые соляные гряды соединены между собой соляными структурами либо перешейками, ориентированными вкрест простирания бортового уступа синеклизы, что, по нашему мнению, по-видимому, вызвано поперечными нарушениями в подсолевом комплексе отложений (см. рис. 2).

В прилежащей части Предуральского краевого прогиба подсолевые антиклинальные структуры, осложненные соляной тектоникой, группируются в линии субмеридионального направления соответственно простиранию Уральской складчатой системы.

По вопросу ориентировки соляных структур срединной зоны синеклизы высказывались различные взгляды, сущность которых сводится к следующим основным положениям.

1. В отдельных участках синеклизы ориентировка длинных осей ряда структур согласуется с выявленными (данные сейсморазведки и, частично, бурения) структурами второго порядка по подошве неокома (III отражающий сейсмический горизонт) или по изопахитам максимальных мощностей меловых отложений, которые отражают соответствующие структурные элементы в подсолевом ложе синеклизы.

---

* Основные положения статьи изложены автором в докладах на Всесоюзной межвузовской геологической конференции по проблемам развития минерально-сырьевой базы Казахстана (г. Алма-Ата, ноябрь, 1963 г.) и на Первом симпозиуме по условиям образования и особенностям нефтегазоносности соляно-купольных структур (г. Львов, октябрь, 1964 г.).

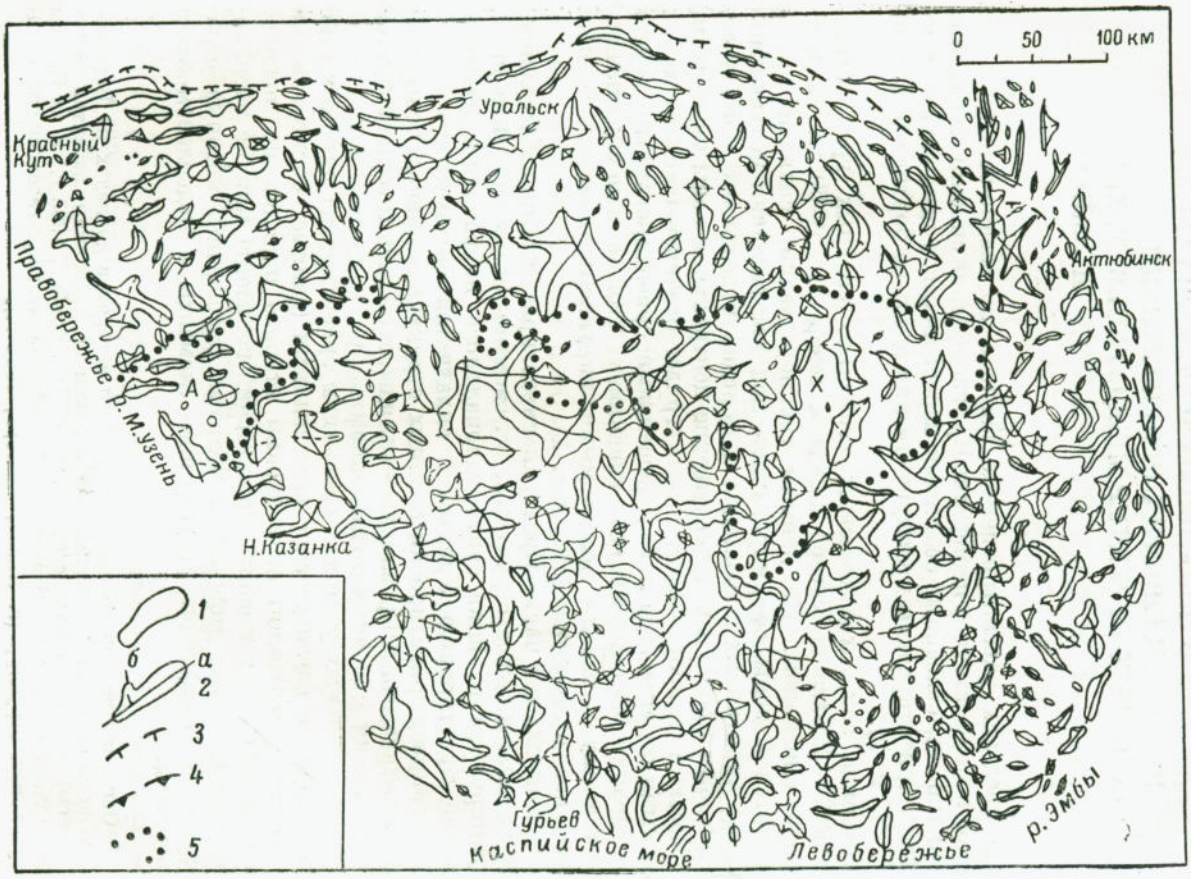


Рис. 1. Ориентировка главных осей соляных структур междуречья Узени и Эмбы.

1 — соляные структуры; *2* — оси соляных структур (*а* — длинные, *б* — короткие); *3* — граница распространения соляных структур Прикаспийской синеклизы; *4* — западная граница переходной зоны от Предуральского краевого прогиба к Прикаспийской синеклизе; *5* — зоны проявления Аларского (*А*) и Хобдинского (*Х*) региональных максимумов силы тяжести.

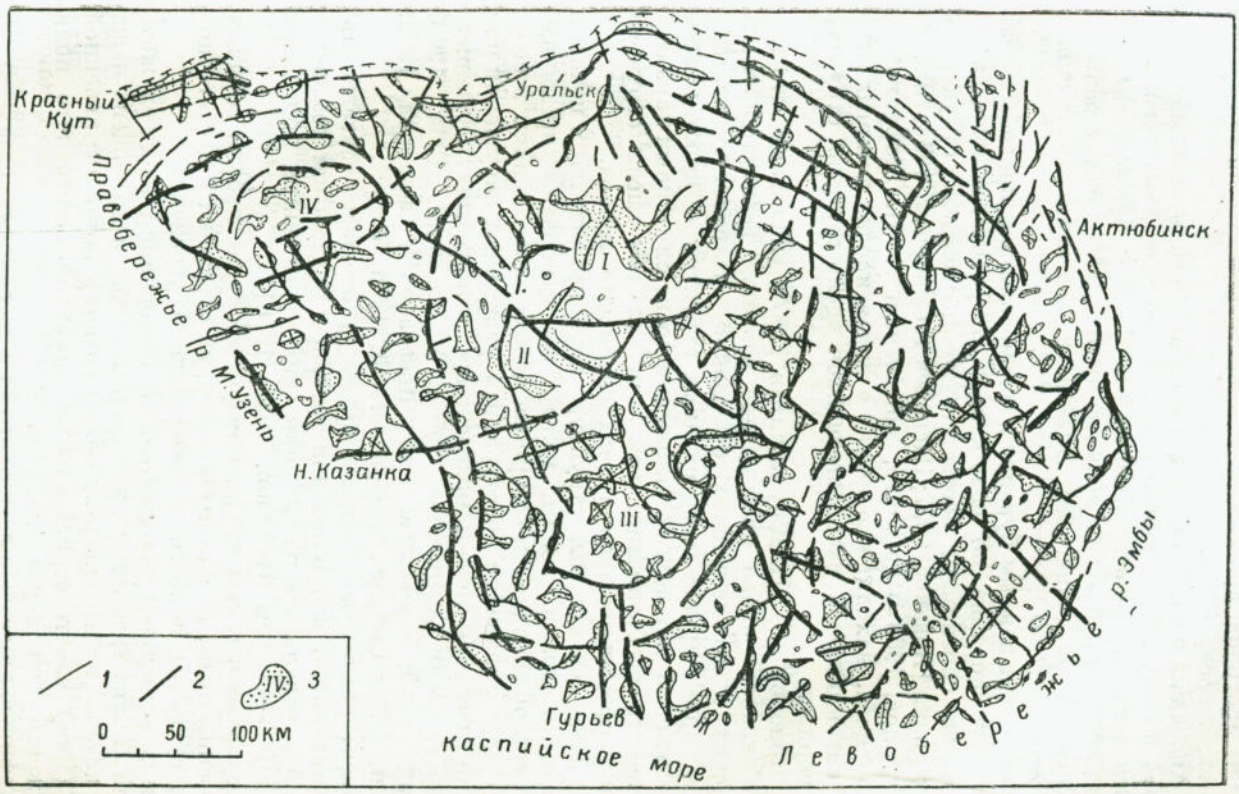


Рис. 2. Ориентировка соляных гряд междуречья Узени и Эмбы.

Соляные гряды: *1* — локальные, *2* — региональные; *3* — *соляные поднятия*: *I* — Челкар, *II* — Центральное, *III* — Индер, *IV* — Богатырев и др. Остальные усл. об. те же, что и на рис. 1.

Эта связь подмечена для Байчунаского [Косыгин и др., 1948], Абжельракушинского [Неволин, 1951] и Гурьевского [Арабаджи и др., 1966] прогибов, а также южной части Зауральского поднятия [Шафранов, Авров, 1963].

М. С. Арабаджи и др. [1966] указывают на очевидную возможность установить в будущем подобное соответствие для Узенского, Байтуганского и других прогибов, тогда как « . . . в пределах Южной Эмбы и в районе Новоузенска соляные купола имеют малые размеры и расположены мозаично, *без малейших признаков линейности*» (курсив наш. — *Н. Б.*).

Выявленные по данным бурения и сейсморазведки прогибы и поднятия второго порядка по мезо-кайнозою, распределяющиеся на всей площади синеклизы, соответствуют подсолевым структурам того же порядка [Казаков, 1957; Васильев и Скворцов, 1964; Шафранов и Скворцов, 1966 и др.], что, по мнению А. П. Шафранова и И. И. Скворцова, находит отражение в ориентировке длинных осей соляных антиклиналей, располагающихся вдоль склонов структур второго порядка.

Ю. С. Кононов и Т. Н. Джумагалиев [1966] указывают, что для Южно-Эмбенского района простирание изопахит верхнетриасовых, среднеюрских и нижнемеловых отложений различно. А поэтому совпадение ориентировок осей соляных структур с простиранием изопахит меловых или других отложений носит случайный характер и геологически необосновано, так как соляные массы структур в основном сформировались в верхнепермский период.

2. Длинные оси соляных структур, группирующихся в цепочки (соляные антиклинали, гряды, валы), ориентированы преимущественно в северо-западном и северо-восточном направлениях в соответствии с преобладающим простиранием разрывных нарушений или флексур в подсолевом ложе и нижележащих отложениях [Руженцев, 1930; Авров, 1950; Харитонов, 1954а, б; Калинин, 1954, 1963; Айзенштадт, 1959; Журавлев, 1960; Шафранов и Скворцов, 1966; Аванисьян, 1966; Соколов и Кричевский, 1966, и др.].

3. Ориентировка осей соляных структур отражает гексагональную закономерность формирования трещин в надсолевом комплексе отложений в результате растяжения этих уплотненных пород при прогибании синеклизы [Гейслер, 1951, 1956].

Эти основные взгляды на закономерности ориентировки соляных структур синеклизы, по нашему мнению, не отражают с достаточной полнотой существа вопроса и нуждаются в уточнении.

Одним из источников дополнительной информации может служить детальный анализ гравитационных данных, чему и посвящена наша статья, в которой приведены результаты интерпретации составленной автором (1959) карты отрицательных аномалий остаточного поля силы тяжести синеклизы (см. рис. 2).

По конфигурации сечения соляного ядра на глубине среза 2—3 *км*, отражающей распределение соляных масс по площади [Банера, 1964, 1969] выделяются структуры округлой, эллиптической, трехугольной и удлиненно-изогнутой форм. Часто встречаются структуры более или менее сложного изометричного строения с наличием ответвленных отрогов неглубокого залегания соли. Местами наблюдаются соляные тела, объединяющие явно выраженные две и более структурные формы, в результате чего образуется сложно построенное поднятие (Центральное и др.). Соединяются структуры между собой соляными перешейками, нередко узкими, гребневидными, местами глубинными, разграничивающими межкупольные мульды. Для отдельных отрогов соляных структур намечается замкнутость, проявляющаяся в отсутствии гребневидной связи с соседними куполами.

Достоверность выделения осей соляных структур предопределяется конфигурацией соляных ядер и характером связи их через соляные перешейки с соседними поднятиями. Для соляных тел эллиптической или протяженной форм длинные и короткие оси выделяются уверенно, тогда как при округлой и треугольной конфигурации структур длинная ось прослеживается лишь с учетом межструктурных соляных перешейков.

Для тел изометричных форм, характеризующихся наличием до трех и более осей, последние нередко ориентированы под различными углами одна к другой, местами радиально изогнуты (Индер, Челкар, Богатырев и др.). Главные оси (нередко более двух) таких структур в большинстве случаев выделяются уверенно, но иногда проследить их возможно лишь с учетом связующих соляных перешейков.

С большей или меньшей степенью уверенности главные оси большинства отдельных соляных структур через соляные перешейки объединяются в цепочки — ундулирующие соляные гряды, непрерывные или прерывистые, более или менее протяженные. Прослеживание этих соляных гряд позволяет выявить локальные и региональные закономерности в ориентировке соляных структур рассматриваемой (большей) части синеклизы — в междуречье Узени и Эмбы.

В большинстве случаев соляные гряды отражают влияние на соляной тектогенез подвижек пород подсолевого комплекса, проявившихся в разрывных смещениях фундамента и в такой же или флексурообразной перестройке плана подсолевого ложа.

Для трассирования этих тектонических нарушений представляется возможным без привлечения результатов других геолого-геофизических методов осуществить предварительную геологическую интерпретацию гравиметрических данных (см. рис. 1 и 2), которая в основных чертах сводится к следующему.

Граница между восточной окраиной синеклизы и южной (Оренбургско-Актюбинской) частью Предуральского краевого прогиба намечается вдоль линии стыкования ориентированных в северо-восточном направлении соляных структур синеклизы и субмеридионально простирающихся антиклиналей прогиба. На крайнем северо-востоке их сочленения (несколько северо-западнее Актюбинска) подобного стыкования разнонаправленных структур не отмечается,

так как антиклинали Предуральского прогиба здесь разворачиваются на юго-запад, что согласуется с северо-восточной ориентировкой соляных структур синеклизы.

Южная оконечность прогиба по этому признаку выявляется неуверенно, так как на юго-восточной окраине синеклизы, так же как и в Предуральском прогибе, прослеживаются кулисообразно выклинивающиеся соляные гряды, ориентированные вдоль бортового склона.

По восточной окраине синеклизы локальные оси структур и соляные гряды ориентированы преимущественно в северо-восточном и северо-западном, а местами—и в субмеридиональном направлениях. Здесь же прослеживаются две дугообразные соляные гряды, обращенные выпуклостью к югу (южнее Актюбинска) и третья — к востоку (западнее Актюбинска). Западным ограничением этой части (восточной зоны) синеклизы служит меридионально вытянутая прерывистая соляная гряда, вероятно, отражающая продолжение к югу разлома в фундаменте, контролирующего западный борт Предуральского прогиба.

По-видимому, в восточной зоне проявилось наложение черт строения синеклизы (преобладающая роль) и тектонически слабо выраженного унаследованного влияния западной части прогиба, в результате чего образовалась переходная зона между этими двумя крупными структурными элементами.

В южном направлении влияние прогиба видимо затухает секционно, ограничиваясь дугообразными нарушениями. Западная дугообразная гряда, ветви которой ориентированы в северо-западном и юго-западном направлениях, вероятно, отражает одну из восточных тектонических ступеней погружения срединной зоны синеклизы.

К западу от меридиональной границы восточной (переходной) зоны в северо-восточной части срединной зоны синеклизы прослеживается до четырех соляных гряд, также ориентированных субмеридионально, из которых две (восточные) прерывистые, а две другие (особенно внешняя) непрерывно-протяженные. Последние, вероятно, отражают ступени в подсолевом ложе, по которым погружалась центральная часть срединной зоны синеклизы.

На северо-востоке срединной зоны, кроме субмеридионального, преобладает северо-западное простирание (особенно в северной части), а также прослеживается северо-восточная, местами субширотная ориентировка осей соляных структур и гряд.

Расположенный в этой и центральной частях срединной зоны синеклизы Хобдинский региональный максимум силы тяжести, которому соответствует положительная магнитная аномалия, обрамляется с востока, юго-востока, юга, юго-запада и запада соответственно ориентированными соляными грядами, тогда как северная (субширотная) его граница не находит отражения в направленности даже отдельных соляных структур, за исключением восточного и западного краевых участков (см. рис. 1 и 2).

Эти данные, дополненные материалами неотектоники [Васильев и др., 1966], свидетельствуют о том, что вдоль северного ограничения максимума в отличие от остальных обрамленных соляными грядами его сторон [Журавлев, 1960] во время формирования соляной тектоники не происходило ощутимых унаследованных подвижек в породах подсолевого комплекса.

Разрывные смещения в подсолевом комплексе отложений, по которым, вероятно, приподняты (до 2,5 *км*) более плотные основные породы базальтового слоя фундамента и, в меньшей степени (до 1 *км*), вышележащие отложения (горизонт $П_1$), прослеживаются на разрезе сейсмического профиля XV [Блохин и др., 1964] (см. рис. на стр. 324). Подъемом и изменением состава пород фундамента в основном и обусловлена природа Хобдинского и Аралсорского региональных максимумов силы тяжести [Калинин, 1963].

Согласно с соляной грядой, обрамляющей Хобдинский максимум с юго-востока и простирающейся на северо-восток в переходную зону, прослеживаются еще три гряды, которые, по-видимому, оконтуривают отрицательную структуру второго порядка, компенсировавшую воздымание Хобдинского блока. С запада эта овальная структура обрамлена двумя подковообразно изогнутыми соляными грядами, причем восточная гряда расположена в южной оконечности Хобдинского максимума.

На юго-востоке срединной зоны синеклизы прослеживаются преимущественно северо-восточная и северо-западная (в различных азимутах), местами субмеридиональная и субширотная ориентировки соляных гряд и локальных соляных структур.

Северо-восточное простирание соляных гряд отражает здесь большей частью нарушения, ориентированные концентрично по отношению к бортовому склону, а северо-западное — поперечные нарушения в подсолевом комплексе отложений.

На юге срединной зоны синеклизы, севернее Каспийского моря — на долготе Гурьева, выделяются две меридионально ориентированные соляные гряды, затухающие несколько южнее Индера. К востоку от них прослеживаются две более короткие соляные гряды того же простирания, причем южное окончание западной гряды в неизученной части акватории Каспийского моря не установлено, а южная ветвь восточной гряды затухает на широте пос. Кулсары. Северные ветви обеих гряд упираются в короткую гряду северо-восточного простирания.

По южной окраине срединной зоны синеклизы помимо субмеридиональной прослеживаются северо-восточная, северо-западная (в различных азимутах) и субширотная ориентировки осей соляных структур и коротких соляных гряд.

Центральная часть срединной зоны синеклизы окаймлена с юга тремя протяженными соляными грядами. Они отделены от восточных гряд двумя подковообразными изогнутыми цепочками структур и расположенным севернее их поперечным нарушением. Средняя гряда южного обрамления по этому нарушению смещена и занимает

центральное положение между двумя грядами восточного обрамления. Внутренняя ветвь южного обрамления прослеживается и севернее подковообразных гряд как отрезок третьей соляной гряды восточного обрамления.

Восточная ветвь внешней гряды южного обрамления теряется среди поперечных гряд, а западная, разворачиваясь в пределах акватории Каспийского моря, переходит в субмеридионально ориентированную соляную гряду. Последняя совместно с соседними соляными грядами, являющимися продолжением гряд южного обрамления, образует западное ограничение центральной части срединной зоны синеклизы.

На широте Индера внешняя и центральная ветви западного обрамления разворачиваются. Внешняя гряда отклоняется к северо-западу и, не достигнув Богатыревского поднятия, сменяется прерывистой грядой северо-восточного простирания, которая затухает в районе Уральска.

Средняя ветвь (прерывистая), отклонившись от внешней, изгибается в северо-восточном направлении и теряется вблизи веерообразно ориентированных складок, осложняющих центр северной периферии срединной зоны синеклизы (восточнее Уральска).

Смыкание внутренних ветвей южного и западного обрамления центральной части синеклизы в отличие от двух других (плавно изогнутых) гряд близко к перпендикулярному, причем имеет место вогнутость этой гряды в сторону Индерского поднятия, что наблюдается также и для короткой промежуточной (между внутренней и средней ветвями) дугообразной гряды. Последняя упирается в эллипсообразную гряду, осложняющую изгиб средней обрамляющей гряды.

Внутренняя гряда либо затухает на северо-западной окраине Центрального поднятия, либо, изгибаясь вдоль южного склона Челкарского поднятия, образует почти замкнутую (окно на северо-востоке?) кольцевую гряду, обрамляющую центр синеклизы.

На северо-западе срединной зоны синеклизы прослеживаются эллипсовидная ориентировка двух цепочек соляных структур, обрамляющих Богатыревское поднятие, а также три короткие соляные гряды северо-западного и две — северо-восточного простирания.

Слабо выраженная ориентированность соляных структур намечается также вдоль обрамления Аралсорского регионального максимума силы тяжести, в пределах которого прослеживаются поперечные нарушения (рис. 3) [Рябинкин и др., 1964] в подсолевом комплексе отложений. Раздробленность последнего тектоническими нарушениями, по-видимому, сказалась на потере корреляции горизонта $П_1$.

На фоне отмеченных региональных закономерностей соляные структуры северо-запада срединной зоны синеклизы ориентированы во всевозможных направлениях. Выделить здесь дополнительно четко выраженную направленность соляных гряд не представляется возможным.

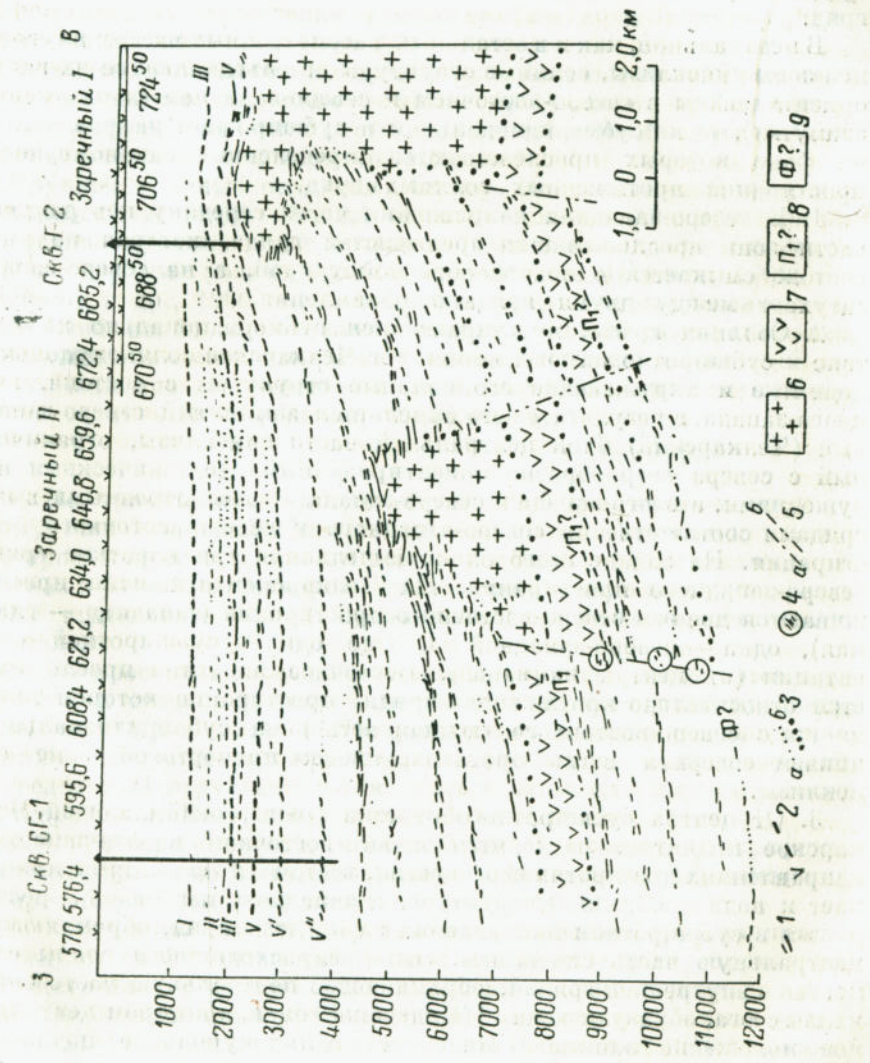


Рис. 3. Сейсмический разрез МРНП в районе скв. 1-СГ (по данным Л. А. Рябинкина и др. [1964], с дополнениями автора — *36, 56—9*).

1 — отражающие площадки; *2* — основные отражающие горизонты; *3* — геологические границы (*а* — интерполяция, *б* — экстраполяция); *4* — узлы дифракции; *5* — нарушения по данным МРНП (*а* — установленные, *б* — предполагаемые); *6* — соляная толща; *7* — «промежуточная» толща, залегающая между подошвой соляной толщи и верхним опорным подсолевым отражающим горизонтом $П_1$; *8* — предполагаемое местоположение горизонта $П_1$; *9* — поверхность фундамента (предположительно).

С северо-востока центральная часть синеклизы также обрамлена двумя соляными грядами, ориентированными согласно прибортовым антиклиналям. Переход от восточных гряд обрамления к северо-восточным носит характер излома, тогда как расстояние между грядами почти не изменяется. Дополнительно в этой части синеклизы прослеживается субмеридиональная и северо-восточная направленность соляных структур и коротких соляных гряд.

Таким образом, центральная часть срединной зоны синеклизы оконтурена по периметру тремя (северная половина) соляными грядами, две из которых на севере смыкаются клинообразно, теряясь среди веерообразно ориентированного пучка коротких соляных гряд.

В центральной, как и в остальных рассмотренных частях внутренней зоны синеклизы, соляные структуры и объединяющие их гряды ориентированы в северо-восточном и северо-западном (в различных азимутах), реже субмеридиональном и субширотном направлениях, на фоне которых прослеживаются определенные закономерности простирания протяженных соляных гряд.

1. В северо-западном направлении через середину центральной части зоны прослеживается прерывистая гряда, которая на юго-востоке смыкается с подковообразной грядой, а на северо-западе затухает между двумя грядами обрамления.

2. Соляная гряда, простирающаяся субмеридионально на востоке и субширотно на юге, обрамляет Челкарское солянокупольное поднятие и окружающие его соляные структуры с востока, юга и юго-запада, в результате чего выделяется замкнутый северо-западный (Челкарский) блок центральной части синеклизы, ограниченный с севера веерообразно ориентированными тектоническими нарушениями, а с юго-запада и северо-запада — рассмотренными выше грядами соответственно северо-западного и северо-восточного простирания. На западе этого блока выделяются три короткие гряды северо-западного простирания. На Челкарском поднятии прослеживаются две оси северо-восточного простирания (западная — главная), одна — северо-западной и еще одна — субширотной ориентации (от центра на запад). Восточнее поднятия прослеживается относительно протяженная гряда, простирание которой изменяется с северо-восточного (южная ветвь) на субмеридиональное, причем северная ветвь протягивается к прибортовой зоне синеклизы.

3. От центра субширотного отрезка гряды, окаймляющей Челкарское поднятие, расходятся в юго-восточном и юго-западном направлениях две протяженные ветви, восточная из которых примыкает к подковообразной структуре, а западная, изгибаясь, простирается в субширотном направлении за пределы гряд, обрамляющих центральную часть синеклизы. Эти две расходящиеся гряды совместно с внутренней грядой, обрамляющей центральную часть синеклизы с юга, образуют южный (Индерский) блок, в котором центральное положение занимает Индерское солянокупольное поднятие.

В пределах Индерского поднятия выделяются одна головная ось субширотного простирания и ряд второстепенных осей, ориентированных от центра к отрогам поднятия. Вдоль восточного склона поднятия прослеживается ветвь субмеридионального простирания, включающая соседние структуры. Севернее прослеживается гряда северо-восточного, а к югу от его центра — короткая гряда субмеридионального простирания, которая стыкуется (несколько отклоняясь) с южнее расположенной грядой дугообразного простирания.

4. Сложно построенное Центральное соляное поднятие, включающее ряд структур (Карабек — Круглый — Лебяжинский — Сахарный — Шокей — Санкебай — Ит-Мурун), (см. рис. 2 на стр. 329), образовалось на пересечении рассмотренных осей соляных гряд центра синеклизы.

В полосе сочленения этих гряд между Челкарским и Индерским блоками имеется несколько более мелких блоков, свидетельствующих о раздробленности и вертикальных перемещениях подсолевого комплекса пород в центре синеклизы.

Крупные соляные поднятия (Челкар, Центральное, Индер) центральной части срединной зоны синеклизы, возникшие в результате интенсивно проявившихся подвижек подсолевого ложа, явились, видимо, первыми узлами соляного тектогенеза [Банера, 1964; Кожевников и др., 1966], включившими в себя значительные объемы солей этой наиболее погруженной части синеклизы, представленной мощной и соленасыщенной галогенной толщей, в которой сосредоточены промышленные скопления калийных солей нескольких этапов седиментации [Банера, 1969].

ВЫВОДЫ

1. По гравитационным данным в семействе соляных структур междуречья Узени и Эмбы прослеживаются соляные гряды различной протяженности и ориентировки, которые в большинстве своем отражают разрывные или флексурообразные смещения структурного плана подсолевого ложа, проявившиеся в соляном тектогенезе синеклизы.

2. По простиранию цепочек соляных структур выделяются прибортовая и срединная зоны синеклизы, восточная граница синеклизы, переходная зона от Предуральского прогиба к синеклизе, а также центральная и краевые части срединной зоны последней. В пределах Центральной части трассируются два крупных блока (Челкарский и Индерский) и ряд более мелких.

3. По северо-западной, северной и юго-восточной периферии синеклизы выделяются концентричные и поперечные (по отношению к бортовому склону) тектонические нарушения.

4. Хобдинский и Аралсорский региональные гравитационные максимумы оконтуриваются (первый кроме северного обрамления) соответственно ориентированными соляными структурами.

5. Отмечается оконтуривание соляными структурами — сателлитами крупных соляных поднятий как в центральной (Челкарского

и Индерского), так и в северо-западной (Богатыревского) частях срединной зоны синеклизы. В остальном соляные структуры срединной зоны синеклизы ориентированы в различных направлениях, с преобладанием северо-западного и северо-восточного.

6. Сопоставление приведенных и новейших данных гравиразведки с результатами сейсморазведки и глубокого бурения позволит конкретизировать наметившиеся дополнительные закономерности в ориентировке длинных осей соляных структур, а вместе с тем получить более полные сведения о тектоническом строении подсолевого комплекса отложений в северном Прикаспии.

ЛИТЕРАТУРА

Аванисьян Г. М. и др. Некоторые закономерности размещения соляных масс в западной части Прикаспийской синеклизы. В сб. Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур. Киев, Наукова думка, 1966.

Авров В. Я. О генезисе солянокупольных структур Урало-Эмбенской области. ДАН СССР, т. 73, № 3, нов. сер., 1950.

Айзенштадт Г. Е.-А. О структурной зональности солянокупольной области Северного Прикаспия. Геология нефти и газа, № 8, 1959.

Арабаджи М. С. и др. Некоторые закономерности распространения и формирования солянокупольных структур в Прикаспийской впадине. В сб. Геология русской платформы, Прикаспия, Оренбуржья. Недра, 1966.

Банера Н. И. Некоторые вопросы соляной тектоники Прикаспийской впадины по геофизическим данным. М., Недра, 1964. (Тр. ВНИИГ, вып. XLV).

Банера Н. И. Объемное распределение соляных масс в центральной части Прикаспийской синеклизы (см. настоящий сборник). 1969.

Блохин П. А. и др. Результаты геофизических работ в зоне северо-восточного обрамления Прикаспийской впадины. В сб. Бортовая зона Прикаспийской впадины. Саратов, 1964.

Васильев Ю. М. и др. К вопросу о тектоническом строении Хобдинской зоны Прикаспийской впадины. В сб. Геология Русской платформы, Прикаспия, Оренбуржья. Недра, 1966.

Васильев Ю. М., Скворцов И. И. Структурная схема мезозойского комплекса Прикаспийской впадины в связи с его нефтегазоносностью. Нефтегазовая геология и геофизика, вып. 4, 1964.

Гейслер А. Н. О некоторых закономерностях образования солянокупольных структур. ДАН СССР, т. 77, № 6, 1951.

Гейслер А. Н. Региональные закономерности и основные этапы образования солянокупольных структур Прикаспийской низменности. В сб. Материалы по геологии европейской части СССР. Госгеолиздат, 1956.

Журавлев В. С. Основные черты глубинной тектоники Прикаспийской синеклизы. Изд-во АН СССР, 1960. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 42).

Казаков М. П. Основные черты тектоники Прикаспийской впадины. Советская геология, № 61, 1957.

Калинин Н. А. К тектонике юго-востока Русской платформы. Нефтяное хозяйство, № 10, 1954.

Калинин Н. А. Основные черты геологического строения и нефтегазоносность западного Казахстана. Гостоптехиздат, 1963.

Кожевников И. И. и др. О методологии изучения и необходимости систематического обобщения результатов региональных исследований солянокупольных областей. В сб. Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур. Киев, Наукова думка, 1966.

Кононов Ю. С., Джумагалиев Т. Н. Особенности формирования и распределения соляных куполов в Прикаспийской впадине в связи с их нефтегазоносностью. Там же, 1966.

Косыгин Ю. А. и др. О некоторых закономерностях расположения соляных куполов Южной Эмбы. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 23, вып. 2, 1948.

Неволин Н. В. Геологическое строение Прикаспийской впадины в свете геофизических данных. Гостоптехиздат, 1951.

Руженцев В. Е. Основы тектоники Урало-Эмбенского района. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 8, вып. 1—2, 1930.

Рябинкин Л. А. и др. Результаты глубинной сейсморазведки методом РНП в районе Арал-Сорской сверхглубокой скважины. Нефтегазовая геология и геофизика, № 1, 1964.

Соколов В. Л., Кричевский Г. Н. Об особенностях солянокупольной тектоники Прикаспийской впадины в связи с разведочными работами на газ и нефть. В сб. Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур, ч. I. Киев, Наукова Думка, 1966.

Харитонов П. Е. О региональных разломах в пределах Эмбенской солянокупольной области. ДАН СССР, т. 95, № 6, 1954а.

Харитонов П. Е. О крупных подсолевых структурах Южноэмбенского района. ДАН СССР, т. 96, № 1, 1954б.

Шафранов А. П., Авров В. П. О закономерности размещения солянокупольных структур в Прикаспийской впадине. Нефтегазовая геология и геофизика, вып. 2, 1963.

Шафранов А. П., Скворцов И. И. О связи структурно-тектонического плана надсолевого (мезозойского) комплекса отложений и характера размещения соляных структур Прикаспийской впадины. В сб. Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур, ч. I, Киев, Наукова думка, 1966.

В. И. РАЕВСКИЙ, Н. С. МЕДВЕДЕВ

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РЕЛЬЕФА КРОВЛИ СОЛЯНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Одной из особенностей Верхнекамского месторождения является обводненность пород, покрывающих соляную залежь. В связи с этим при эксплуатации месторождения оказывается необходимой водозащитная толща над разрабатываемыми пластами. Ее минимальная мощность определяется из условий предотвращения появления в ней деформаций, которые могут привести к появлению водопроводящих трещин.

Анализ горногеологических условий эксплуатации Верхнекамского месторождения показывает, что мощность водозащитной соляной толщи является главным фактором, определяющим промышленную ценность любого участка месторождения. В связи с этим весьма важно определить ее мощность с минимальными погрешностями с учетом геологического строения и тектоники участка.

В настоящее время план изомощностей водозащитной толщи составляется по гипсометрическим планам кровли соляной толщи и кровли разрабатываемого пласта. План поверхности кровли соляной толщи составляется по данным скважин, пробуренных с дневной поверхности. План поверхности кровли разрабатываемого пласта составляется также по данным скважин, пробуренных с дневной поверхности (разведочных), а позднее уточняется по данным подземной разведки и эксплуатации. Такой порядок определения мощности водозащитной толщи регламентирован «Указаниями по охране сооружений от вредного влияния подземных горных выработок Верхнекамского месторождения и по охране калийных рудников от затопления, 1960 г.».

«Указаниями . . . » установлено, что погрешность определения мощности водозащитной толщи не должна превышать ± 20 *м* при выделении участков горных работ на проектируемых новых калийных рудниках и ± 7 *м* — при проектировании очистных работ на действующих калийных рудниках.

С целью уточнения рельефа кровли соляных отложений на Березниковском участке месторождения в 1960 г. было пробурено 12 скважин. Расстояния между этими скважинами не превышают 500—600 *м*. Результаты бурения позволили определить расхождение истинных абсолютных отметок кровли соляных отложений в точках пересечения ее этими скважинами и отметок, определенных

в этих точках по гипсометрическому плану кровли солей, составленному до бурения дополнительных скважин. Наряду с этим было установлено, что рельеф поверхности соляных отложений повторяет в общих чертах рельеф поверхности нижележащих пластов калийных солей.

По-видимому, растворение поверхности соляных отложений подземными водами на большой площади месторождения незначительно. Вместе с тем на Верхнекамском месторождении установлены участки, на которых покровная каменная соль полностью отсутствует. Как правило, такие участки приурочены к вершинам соляных поднятий. Гипсометрически уровень карстования в подавляющем большинстве случаев определяется областью положительных абсолютных отметок. Это дает определенные основания полагать, что тектоническое формирование Верхнекамского месторождения продолжается. К аналогичному выводу пришел В. И. Копнин * на основе изучения особенностей взаимосвязи тектоники и соляного карста в условиях Верхнекамского месторождения. Им отмечается, что «подземное выщелачивание солей и высокое гипсометрическое положение соляного зеркала возможно только в условиях динамического равновесия подтока соляных масс и их растворения». Это значит, что примерно на 95% площади месторождения условия неблагоприятны для значительного выщелачивания покровной каменной соли.

Определенная связь рельефа поверхности соляных отложений и рельефа поверхности нижележащих пластов калийных солей характерна для подавляющей площади месторождения. Установление формы и количественное выражение связи имеет практическое значение при исчислении мощности водозащитной толщи.

Мощность водозащитной толщи должна определяться между равноточными по своему построению поверхностями. Положение поверхности кровли соляных отложений и положение кровли пластов калийных солей должны определяться по одинаковому числу наблюдений, а вертикальные проекции точек наблюдения должны совпадать. Наряду с этим установление связи и ее формы поможет определить объем выщелачивания солей водами контактного горизонта в различных тектонических условиях, дать дополнительные данные для познания механизма формирования тектонических структур месторождения.

Количественно связь двух явлений может быть выражена парным коэффициентом корреляции. Значительно сложнее установить, какова полученная форма ее представления. Общий прием состоит в проверке возможности представления данных в виде линейного уравнения вида $x = ay + b$ и оценке значимости отклонения от линейного закона. В случае необходимости данные могут быть представлены уравнениями высших степеней, но расчетная работа в этом случае весьма трудоемка. Нами форма связи оценивалась по

* В. И. Копнин. Закономерности формирования Верхнекамского месторождения калийных солей. Автореф. дисс. ГИН АН СССР, 1966.

корреляционному отношению. В первом приближении форма связи может быть оценена по нанесенным на график значениям пар наблюдений. Например, нанесение на график отметок кровли пласта В и кровли покровной каменной соли позволяет установить между ними определенную зависимость (по данным 336 разведочных скважин).

Эллипс рассеивания наблюдений показывает, что одному значению абсолютной отметки пласта В могут соответствовать несколько значений положения кровли покровной каменной соли. Крайние значения этих отметок могут отличаться на 70—80 *м* (см. рисунок). Остаточное стандартное отклонение вокруг линии регрессии равно 25 *м*. Следовательно, максимальная величина погрешности определения абсолютных отметок кровли покровной каменной соли по абсолютным отметкам кровли пласта В может быть равной 50 *м*. Такие определения не имеют практической ценности.

Увеличить связь абсолютных отметок поверхностей можно только при изучении факторов, лежащих в основе выявленной корреляции.

На Верхнекамском месторождении соляные отложения и покрывающие их породы собраны в пологие широкие брахиантиклинальные и брахисинклинальные складки, вытянутые в близком к меридиональному направлении. Размеры поднятий по длинной оси изменяются от 4 до 14 *км*, а по короткой оси — от 2,5 до 7,5 *км*. Углы падения крыльев обычно 2—5°, но иногда достигают 10—15°. Наибольшая разница между отметками высших точек поднятий и низших в соседних погружениях по западной окраине месторождения достигает 350 *м*. В восточном направлении эта разница уменьшается и по восточной окраине месторождения не превышает нескольких десятков метров.

Положительные структуры отличаются асимметрией крыльев. Западные крылья круче восточных. Например, западное крыло Соликамской брахиантиклинали имеет флексурный перегиб, в пределах которого углы падения пластов достигают 30°. На площадях поднятий наблюдается увеличение мощности соляных отложений и уменьшение мощности надсоляных. На отдельных участках отсутствует соль переходной толщи и сокращается мощность покровной каменной соли. В мульдах соляные породы толщи залегают почти горизонтально и проявление внутренней соляной тектоники незначительно.

На участках поднятий внутренняя тектоника соляной залежи значительно сложнее тектоники надсоленосных пород. Это обусловлено специфическими свойствами солей: низким удельным весом, компактным сложением и способностью приобретать пластичность при высоких давлениях.

На крыльях брахискладок, которые условно относят к структурам III порядка, развивается сложная мелкая складчатость всех пластов соляных пород.

В свете приведенных данных определенная связь положения кровли соляной толщи и кровли карналлитового пласта *B*, пока-

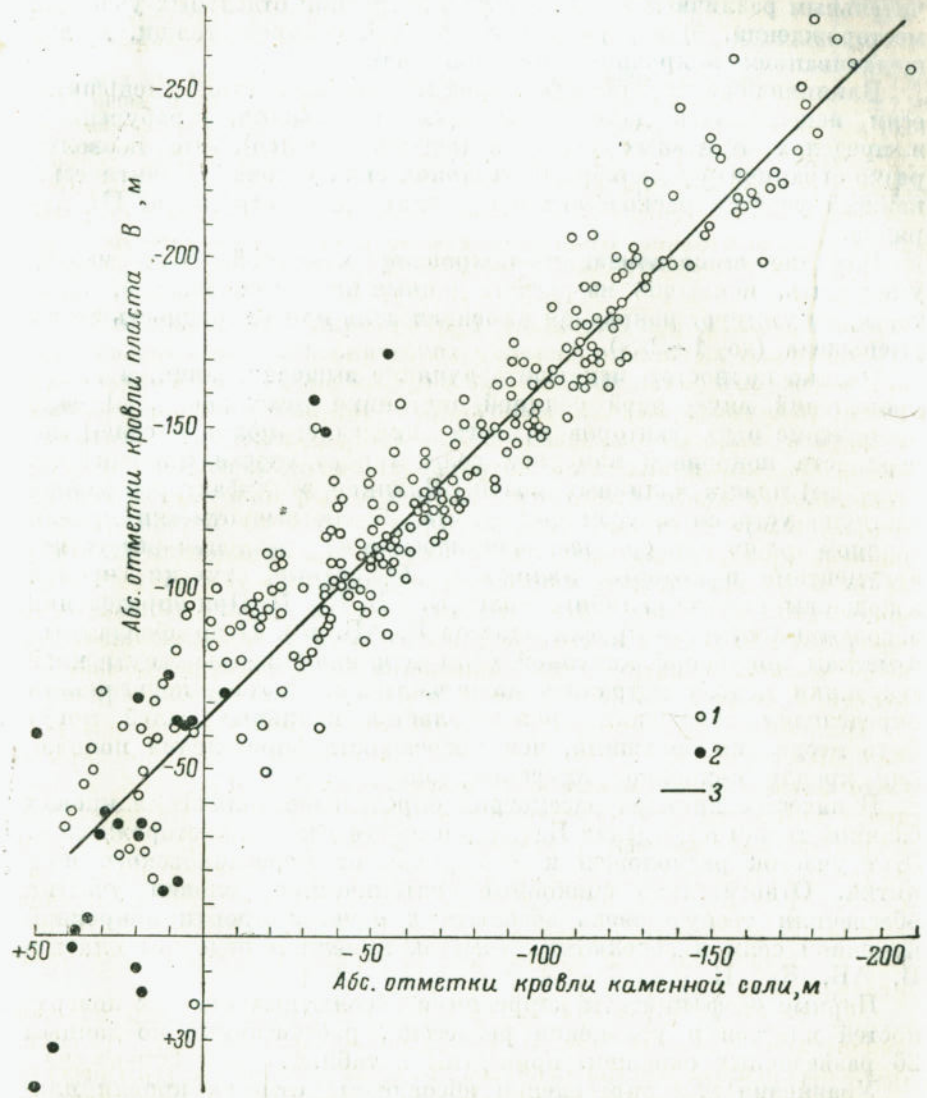


График зависимости абсолютных отметок кровли соляной толщи от абсолютных отметок кровли карналлитового пласта «В».

1 — разведочные скважины; *2* — разведочные скважины, не встретившие покровной каменной соли; *3* — линия регрессии.

занная на рисунке, отображает проявление крупных тектонических движений, приведших к формированию основных брахиструктур.

Рассеяние наблюдений вызвано следующими причинами: а) значительным различием в тектоническом строении отдельных участков месторождения, б) внутренней тектоникой соляной толщи, в) выщелачиванием покровной каменной соли.

Влияние перечисленных факторов можно значительно уменьшить, если использовать данные разведочных скважин, пробуренных в пределах отдельных участков (шахтных полей). Это позволит резко ограничить разнообразие тектонических условий. Практически каждый участок расположен в пределах одной структуры III порядка.

Влияние выщелачивания покровной каменной соли можно уменьшить, исключив из расчета данные по тем скважинам, в которых отсутствует покровная каменная соль или ее мощность резко уменьшена (до 1—2 *м*).

Однако полностью исключить влияние выщелачивания, а также проявлений внутренней соляной тектоники невозможно. Именно проявление этих факторов в итоге определяет полноту связи поверхности покровной каменной соли и поверхности (кровли или подошвы) пласта калийных солей. Влияние этих факторов можно частично устранить, если определять абсолютные отметки кровли соляной толщи как среднеарифметические из уравнений регрессии, аргументами в которых являются абсолютные отметки кровли и подошвы пластов калийных солей В, АБ, Кр. П. При определении абсолютных отметок кровли пластов В, АБ, Кр. П по абсолютным отметкам покровной каменной соли влияние фактора внутренней тектоники нельзя устранить даже частично. Поэтому погрешности определения положения кровли пластов калийных солей могут быть несколько большими, чем погрешности определения положения кровли покровной каменной соли.

В качестве примера рассмотрим определение положения кровли соляной толщи в пределах Балахонцевского участка месторождения. Этот участок расположен к юго-западу от Березниковского поднятия. Относительно спокойные тектонические условия участка обеспечили тесную связь абсолютных отметок кровли покровной каменной соли и абсолютных отметок кровли и подошвы пластов В, АБ, Кр. П.

Парные коэффициенты корреляции абсолютных отметок поверхностей пластов и уравнения регрессии, рассчитанные по данным 26 разведочных скважин, приведены в табл. 1.

Уравнения для определения абсолютных отметок кровли пластов В, АБ, Кр. П по абсолютным отметкам кровли покровной каменной соли и доверительные интервалы по обе стороны от линии регрессии:

Пласт В	Пласт АБ	Пласт Кр. П
$y=(0{,}992x-58{,}890)$ $\pm 7{,}48$ *м*	$y=(1{,}11x-48{,}480)$ $\pm 15{,}92$ *м*	$y=(1{,}091x-60{,}870)$ $\pm 9{,}41$ *м*

ТАБЛИЦА 1

Наименование пластов	Коэфф. корреляции x и y	Уравнение связи x и y	Доверительные пределы x, *м*
Кровля пл. В	0,994	$x=0{,}934y+56{,}650$	± 7,50
Подошва пл. В	0,994	$x=0{,}925y+47{,}650$	± 7,50
Кровля пл. АБ	0,982	$x=0{,}869y+37{,}430$	± 13,57
Подошва пл. АБ	0,993	$x=0{,}900y+48{,}980$	± 8,57
Кровля пл. Кр. П	0,993	$x=0{,}903y+52{,}380$	± 8,57
Подошва пл. Кр. П . . .	0,992	$x=0{,}901y+57{,}380$	± 8,93

Примечание. x—абсолютная отметка кровли покровной каменной соли, *м*; y—абсолютная отметка кровли или подошвы пласта калийных солей, *м*.

Эти данные и данные табл. 1 подтверждают сказанное выше.

Разнообразие тектонических условий отдельных участков Верхнекамского месторождения весьма значительно. Оно может быть визуально выявлено по структурным планам различных поверхностей. Количественно это разнообразие может быть охарактеризовано значениями среднеквадратических отклонений абсолютных отметок, так как распределение абсолютных отметок большинства поверхностей близко к нормальному. Значение среднеквадратических отклонений для кровли и подошвы каменной соли и пластов В, АБ, Кр. П приведены по участкам месторождения в табл. 2.

Данные табл. 2 показывают, что участки, приуроченные к поднятиям или крутым склонам поднятий и мульд (Соликамский, Новосольнкамский, Березниковский), имеют среднее значение среднеквадратических отклонений в пределах 38,70—66,00. В пределах

ТАБЛИЦА 2

Среднеквадратические отклонения абсолютных отметок

Наименование участка	Покр. каменн. соль		Пласт В		Пласт АБ		Пласт Кр. П		Среднее значение
	Кровля	Подошва	Кровля	Подошва	Кровля	Подошва	Кровля	Подошва	
Соликамский:									
Западный	72,37	80,12	63,35	63,78	62,88	63,00	62,52	60,57	66,00
Восточный	46,81	44,98	38,69	37,72	38,55	37,96	31,54	33,57	38,70
Новосольнкамский . .	44,92	45,55	41,39	40,39	41,04	39,46	39,03	41,09	41,48
Березниковский . .	47,97	47,66	45,80	46,08	47,15	47,27	46,32	46,02	46,78
Дурыманский . . .	26,19	29,10	26,74	27,59	27,65	27,69	28,03	28,04	27,62
Балахонцевский . .	35,75	35,74	35,71	38,41	40,39	39,08	39,29	39,33	37,96
Быгельский	18,68	18,75	17,49	17,30	18,01	17,79	17,81	17,61	17,53
Троицкий	17,05	17,04	18,86	19,29	18,91	19,20	19,25	19,08	18,55

участков, тектоническое строение которых менее сложно (Быгельский, Троицкий, Балахонцевский, Дурыманский), значения среднеквадратических отклонений изменяются в пределах 17,93—37,96.

Максимальные погрешности расчетного определения абсолютных отметок кровли покровной каменной соли также заменяются по группам перечисленных участков. Для участков с большими значениями среднеквадратических отклонений погрешности изменяются в пределах 14,60—22,26 *м*, а для участков второй группы — в пределах 6,83—11,12 *м*.

Из известных положений математической статистики следует, что при большей изменчивости какой-либо поверхности требуется большее количество наблюдений для изучения единицы ее площади с той же степенью детальности. При этом необходимое количество наблюдений возрастает пропорционально K, где K — отношение большего стандартного отклонения к меньшему. В этом случае имеется в виду, что пункты наблюдений равномерно расположены на изучаемой поверхности.

Следовательно, невозможно получить равную точность определения абсолютных отметок покровной каменной соли и мощности водозащитной толщи на разных участках месторождения, используя данные разведочного бурения, так как все Верхнекамское месторождение изучается по определенной разведочной сети, параметры которой изменяются только в зависимости от категорий подготавливаемых запасов.

ВЫВОДЫ

1. Изменчивость рельефа покровной каменной соли и изменчивость рельефа кровли пластов В, АБ, Кр. II на большей части площади Верхнекамского месторождения близки между собой.
2. Определение положения кровли покровной каменной соли и кровли пласта, над которым исчисляется мощность водозащитной толщи, должно проводиться по равному количеству наблюдений.
3. Установленная корреляционная связь абсолютных отметок кровли покровной каменной соли с абсолютными отметками кровли и подошвы пластов В, АБ, Кр. II и ее характер позволяют рассчитывать абсолютные отметки этих поверхностей по линейным корреляционным уравнениям.
4. Разнообразие тектонических условий отдельных участков Верхнекамского месторождения и особенно разнообразие проявлений внутренней тектоники соляной толщи и выщелачивающего воздействия подземных вод на рельеф поверхности соляных отложений обусловило необходимость индивидуального расчета параметров разведочной сети на стадии детальной разведки в зависимости от этих факторов.

К. Л. КОКОРЕВА

О ДЕШИФРИРОВАНИИ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ

Дешифрирование — это процесс истолкования геологической сущности фотоизображения путем визуального и инструментального изучения снимков. В процессе дешифрирования должен быть правильно решен вопрос о значении тех или иных геологических контуров или объектов и о взаимосвязи между ними.

Качество дешифрирования фотоснимков зависит как от знания месторождения, так и от умения геолога аналитически подходить к фотоизображению какого-либо участка, что приобретается по мере накопления опыта путем тщательного и кропотливого изучения фотоснимков.

Под дешифрируемостью следует понимать отношение количества геологических объектов, выявляемых на фотоснимке, к общему количеству объектов документируемого участка. Возможность использования фотоснимков при геологической документации зависит от объема геологической информации, которую геолог может получить при обработке снимков.

Объем геологической информации определяется рядом факторов, в том числе масштабом фотоснимков, определяющим степень детальности фотоизображения, освещенностью объекта, спектральной характеристикой той или иной породы, качеством фотоматериалов, условиями фотообработки и т. д.

Одним из важных факторов, влияющих на дешифрируемость пород, является отражательная способность объектов, подлежащих документации. Свойство породы (или минерала) отражать определенную часть падающего на нее света называется отражательной способностью данной породы (минерала). Отражательная способность выражается яркостью объекта. Световая характеристика породы, воспринимаемая нашим зрением, является ее яркостью. Различие в яркости (или в цветах) той или иной породы (минерала) позволяет отличить эти породы друг от друга как в обнажениях, так и на фотоснимках.

Отражательная способность численно характеризуется коэффициентом яркости, который определяется отношением яркости данной отражающей свет поверхности к яркости идеально рассеивающей матовой поверхности при одинаковой освещенности обеих поверхностей. Отраженный от какой-либо поверхности световой луч определенной длины волны вызывает ощущение в зрительном аппарате человека того или иного цвета. Зависимость между длиной

волны и цветом в видимой части спектра можно изобразить следующим образом:

Длина волны, *нм*	Цвет	Величина интервала
400—430	Фиолетовый	30
430—470	Синий	40
470—490	Голубой	20
490—550	Зеленый	60
550—590	Желтый	40
590—640	Оранжевый	50
640—720	Красный	80

За пределами этого диапазона лежат ультрафиолетовая и инфракрасная зоны спектра.

Так как горные породы Верхнекамского месторождения имеют весьма разнообразную окраску, то коэффициенты яркости цветных объектов изменяются в зависимости от длин волн падающего на них света, т. е.

$$r(\lambda) = \frac{B(\lambda)}{B_0},$$

где $r(\lambda)$ — коэффициент яркости; $B(\lambda)$ — яркость определяемой поверхности при определенной длине волны; B_0 — яркость идеального рассеивателя.

Спектральная характеристика пород выражается кривой зависимости $r(\lambda)$, λ в прямоугольной системе координат.

Мы исследовали породы Верхнекамского месторождения по 50 образцам. Для измерения использовался спектрофотометр СФ-10, который дает возможность производить определение спектральной характеристики объектов в диапазоне 400—750 *нм*, т. е. в видимой части спектра. На рис. 1 приведены кривые отражательной способности красного и розового сильвинита (пл. А), сургучно-красного карналлита (пл. К), голубого галита (пл. А) и бурой каменной соли (пл. К). При изучении спектральной характеристики указанных пород особое внимание уделялось зависимости их спектральной яркости от минералогического состава и соотношений минеральных образований. Из приведенных кривых видно, что коэффициенты яркости сильвинита, карналлита и галита изменяются в значительных пределах. Благодаря темно-красной и розовой окраске карналлит и сильвинит интенсивно отражают лучи в длинноволновой части спектра и имеют максимум отражения на участке 610—750 *нм*. Иначе обстоит дело с голубым галитом, отражение которого достигает своей максимальной величины в пределах длин волн 400—465 *нм*: бурая каменная соль пласта К имеет довольно плавный характер, достигая максимального отражения на участке 750 *нм*.

Для дешифрирования снимков большое значение имеет не столько яркость той или иной породы, сколько яркостный контраст между ними.

Возьмем, например, пласт А, который представляет собой чередование прослоев красного и розового сильвинита с голубым и голубовато-серым галитом. Исследования спектральной яркости пород пласта А показали, что коэффициент яркости красного и розового сильвинита значительно выше в зоне оранжевого, красного и инфракрасного излучения, в то время как голубой и голубовато-серый галит достигает максимального коэффициента яркости в фиолетовой и синей частях спектра. Следовательно, если производить фотосъемку на пленку, чувствительную к красным и инфракрасным лучам, или использовать соответствующий светофильтр к обычной

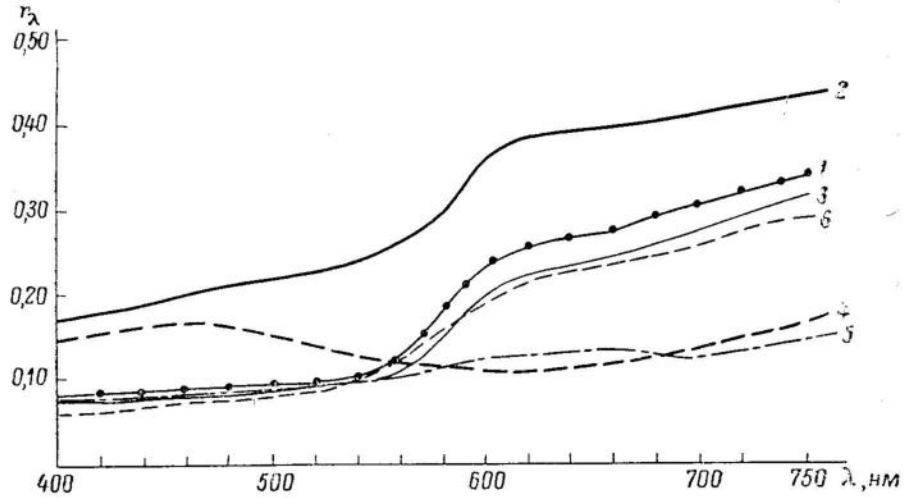


Рис. 1. Кривые спектральной яркости пород рудников I и II БКК

Пласт А: *1* — красный среднезернистый сильвинит, *2* — темно-розовый крупнозернистый сильвинит, *3* — темно-красный мелкозернистый сильвинит, *4* — голубой крупнозернистый галит; *пласт К*: *5* — мелкозернистая бурая каменная соль, *6* — сургучно-красный карналлит.

изопанхроматической пленке, то изображения описываемых пород на фотоснимках будут иметь разный фототон и отчетливо различаться между собой.

Исходя из спектральной яркости пород и кривых пропускания светофильтров для разделения пород и минералов на снимках подобрали серию светофильтров, охватывающих весь диапазон длин волн, воздействующих на фотографическую эмульсию. Предварительная обработка материалов показывает, что при съемке красного сильвинита (пласт А) наиболее целесообразно применять светофильтры, выделяющие коротковолновую часть спектра, типа КС-11, КС-14, ОС-14. Последние придают более интенсивную окраску голубому и синему галиту и значительно осветляют красный сильвин. Совершенно обратную картину представляют светофильтры СС-12, СЗС-8, УФС-3. Они осветляют синий и голубой галит, но окраску красного и розового сильвина делают более темной.

Таким образом, изучение спектральной отражательной способности пород Верхнекамского месторождения имеет большое практическое значение как для подбора фотоматериалов соответствующего качества на строго научной основе, так и для выбора необходимых светофильтров, чтобы изображаемые на снимках породы и минеральные скопления можно было отчетливо отделить друг от друга.

К основным задачам, стоящим перед геологическим дешифрированием калийных солей Верхнекамского месторождения, относятся:

1) выявление и прослеживание на фотоснимках (фотограммах) границ распространения калийных и соляных пластов, слоев и отдельных прослоев различного литологического состава, выделение маркирующих прослоев;

2) прослеживание и анализ стратиграфических взаимоотношений между отдельными пластами, прослоями: установление последовательности залегания, выделение стратиграфических комплексов, мощности отдельных прослойков, конфигурации контактов и т. д.;

3) фиксирование и анализ различного типа тектонических структур и нарушений, наличие микротектоники;

4) выявление участков трещиноватости, определение ширины и элементов залегания трещин, их заполнения;

5) выявление участков замещения, перекристаллизации, карстовых нарушений и их заполнения.

Дешифрирование может производиться визуальным способом, когда породы на снимках отображены достаточно ясно и отчетливо воспринимаются невооруженным глазом. При визуальном способе дешифрирования большую роль играет масштаб снимков. Визуальное дешифрирование дает возможность составить общее представление о геологическом строении заснятого участка. Существует и второй способ дешифрирования — визуально-инструментальное. Такое дешифрирование выполняется с помощью простейших оптических приборов — лупы, зеркально-линзового стереоскопа, облегчающих и уточняющих визуальное дешифрирование. К видимым дешифрировочным признакам, по которым возможно разделение пород на фотоснимке, относятся фототон (или цвет) и фоторисунок.

Цвет горной породы иногда играет роль хорошего признака при дешифрировании. Его выражением на черно-белых фотоснимках обычно является различная степень плотности фототона от белого через разной интенсивности серый до черного.

На снимках (рис. 2) участка стенки восточного откаточного штрека показан участок перекристаллизации красного сильвинита в белый крупнокристаллический сильвин в пласте А. Белый сильвин представлен в виде белых пятен, беспорядочно расположенных среди серой основной массы (красного сильвинита).

Однако изображение одной и той же породы меняется вследствие различных условий обработки снимка. Поэтому не всегда можно руководствоваться фототоном, не имея одновременно «контролирующих признаков».

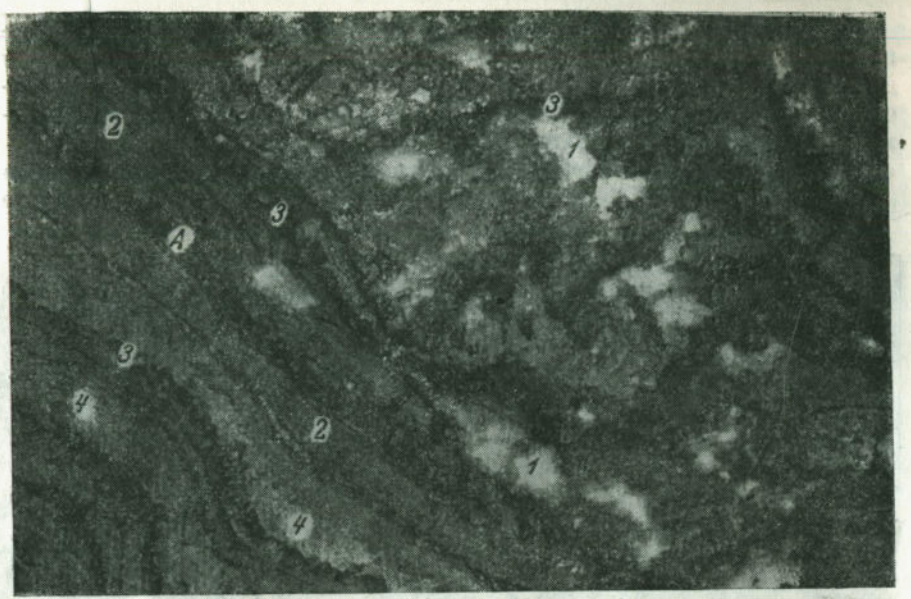


Рис. 2. ІБКК, южная стенка участка 1-го восточного разведочного штрека. Участок перекристаллизации красного сильвинита в белый крупнокристаллический сильвин. М-б 1 : 5

1 — белый сильвин; *2* — красный сильвинит; *3* — глинистый прослой; *4* — каменная соль.

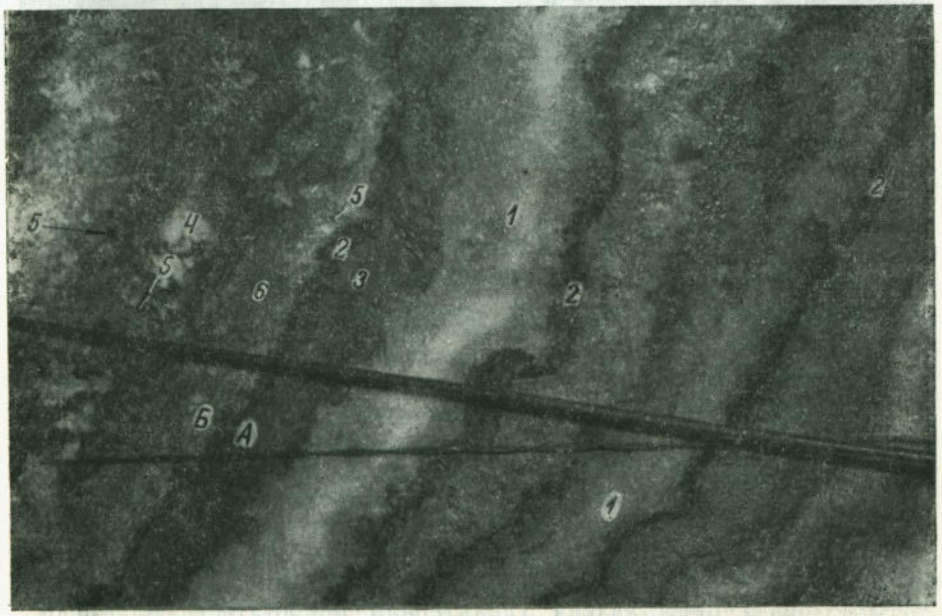


Рис. 3. ІБКК, северная стенка 1-го восточного разведочного штрека, контакт пластов *А* и *Б*. М-б 1 : 5.

Пласт А: *1* — розовый сильвинит, *2* — глинистый прослой, *3* — голубой галит; *пласт Б*: *4* — белый сильвин, *5* — крупные кристаллы синего галита, *6* — пестрый сильвинит.

В качестве второго существенного признака при дешифрировании различных типов горных пород используется характерный для той или иной породы рисунок, отображающий или как бы включающий в себя ряд самостоятельных признаков — текстуру, структуру породы, трещиноватость, излом и т. д.

На фотоснимке участка стенки восточного разведочного штрека (рис. 3) представлен контакт пластов А и Б. В то время как в пласте

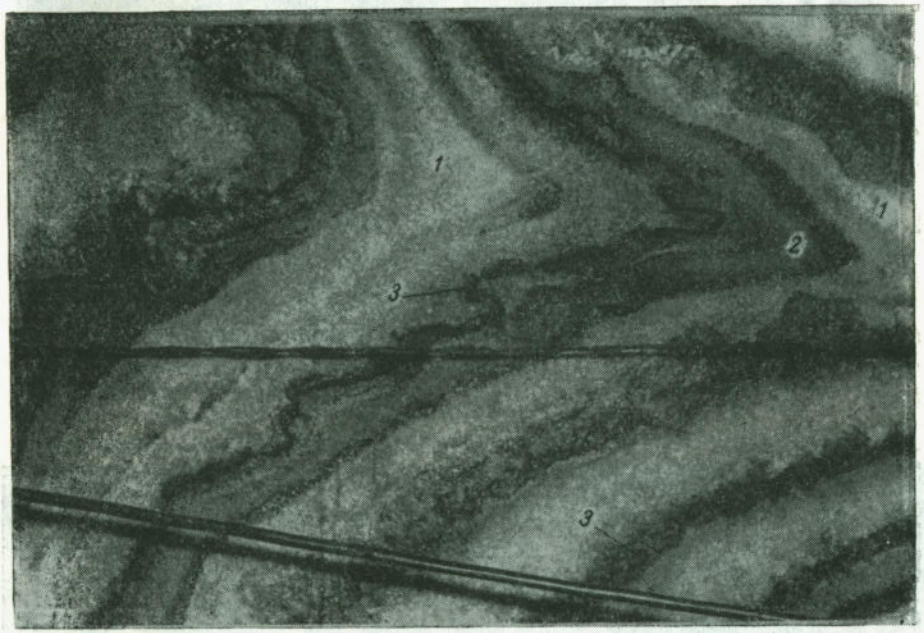


Рис. 4. ІБКК, фрагмент сверной стенки восточного разведочного штрека, пласт А.

1 — розовый сильвинит; *2* — красный сильвинит; *3* — глинистый прослой.

А хорошо прослеживается характерная слоистость, проявляющаяся в чередовании прослоев сильвинита, каменной соли и шнуровидных глинистых прослойков, которые резко выделяются конфигурацией и темным, почти черным тоном, в пласте Б наблюдается крупнозернистая массивная текстура с весьма грубой полосчатостью.

Нередко внутри слоев (пл. А, Кр. II) (рис. 4, 5) можно видеть микроскладчатое строение, изменение конфигурации и мощности мельчайших прослойков. При этом они образуют дисгармоничные складки самой разнообразной причудливой формы.

На рис. 6 представлена характерная полосчатость пласта А. Сильвинит отличается своеобразным рисунком поверхности, напоминающим шероховатую или «шагреневую» поверхность, и резко

выделяется своим светло-серым и серым тоном, в то время как каменная соль имеет как бы расплывчатую или размытую поверхность и темно-серый тон. Тонкие, почти черные полосы — глинистые прослои.

Часто по одному или нескольким видимым дешифрировочным признакам можно судить о явлениях или объектах, к которым этот признак непосредственно не относится. Так, например, на рис. 7 представлена развертка двух стенок и кровли восточного разведочного штрека ІБКК протяженностью 25 *м*.

Участок сложен пластами Кр1—А′, А′, А′—А, А—Б и коржом пласта Б, которые образуют синклинальную складку. Однако по фотограмме мы не можем установить, какая это структура — синклинальная или антиклинальная, — до тех пор, пока не дешифрируем имеющиеся на фотограмме породы и не определим стратиграфическую последовательность пластов. Но чтобы прийти к подобным заключениям, необходимо обладать, кроме того, достаточными сведениями о геологическом строении месторождения.

Дешифрирование фотоснимков можно подразделить на камеральное и полевое. Камеральное дешифрирование производится в лабораторных условиях и выполняется при помощи геологического описания, марок с номерами, которыми отмечаются основные элементы геологического строения и крупномасштабных снимков, отображающих детали геологического строения интересующего участка горной выработки. При камеральном дешифрировании следует пользоваться лупой или зеркально-линзовым стереоскопом.

Полевое дешифрирование выполняется в условиях горных выработок и производится в тех случаях, когда требуется уточнение деталей, дешифрирование которых в камеральных условиях затруднено.

По трудности дешифрирования породы Верхнекамского месторождения можно разделить на три группы:

1) на снимках хорошо различаются все геологические детали как по фототону,

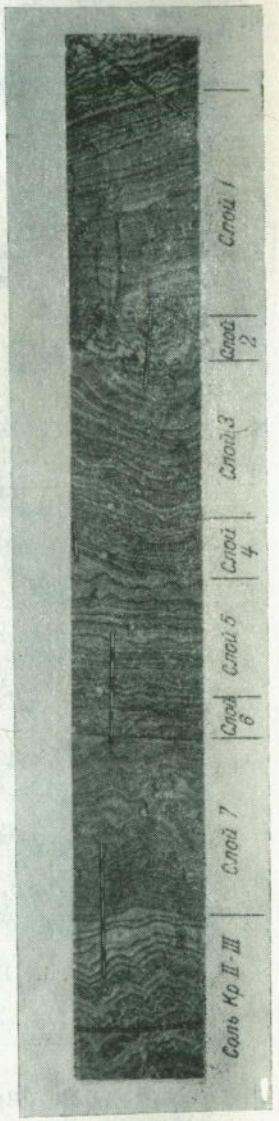


Рис. 5. Сводный вертикальный фоторазрез пласта КрII, составленный по ряду участков на руднике ІБКК. М-б 1 : 50.

так и по фоторисунку. Дешифрирование производится в камеральных условиях;

2) породы на фотоснимках хуже различаются по одному из признаков (фототону или фоторисунку), но значительно лучше по

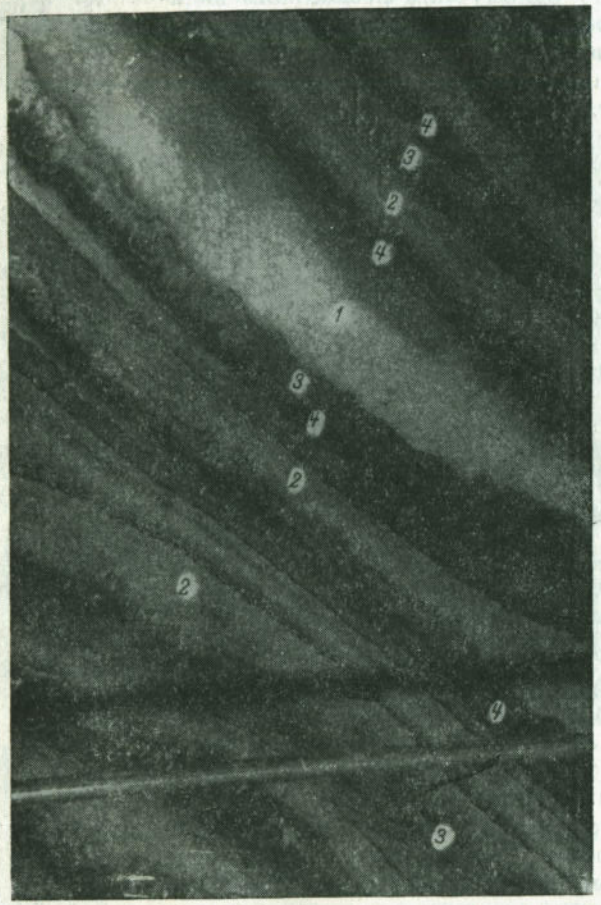


Рис. 6. IБКК. Фрагмент участка 1-го восточного разведочного штрека, пласт *А*.

1 — светло-розовый сильвинит; *2* — красный сильвинит; *3* — каменная соль; *4* — глинистый прослой.

другому. Дешифрирование также производится в камеральных условиях;

3) дешифрирование как по фототону, так и по фоторисунку затруднено. В этом случае при съемке того или иного участка необходимо применять дополнительные приемы (обводку контуров мелом, дополнительную маркировку), а также корректировать фотоснимки в условиях горных выработок (полевое дешифрирование).

Большая часть пород на рудниках I и II БКК относится ко второй группе, причем нередко в одном пласте или слое наблюдается изменение одного и того же признака. Например, темно-синяя окраска галитового прослоя может меняться до светлой, голубовато-серой или светло-серой, а темно-красный сильвин — до бледно-розового. Аналогично можно видеть и изменение мощностей и конфигурации прослоев при постоянной их окраске. В первом случае преобладающим признаком является фоторисунок, а фототон имеет вспомогательное значение, а во втором — основное значение имеет фототон.

Использование крупномасштабных снимков (М 1 : 5, 1 : 7) является необходимым условием дешифрирования. Благодаря съемке крупным планом, а в связи с этим и увеличению равномерности освещения фотографируемого объекта на крупномасштабных снимках не только хорошо видны очертания и строение тончайших прослоев, но и структура отдельных участков, взаимоотношение отдельных минеральных образований (см. рис. 2, 3, 4).

Первые попытки дешифрирования пород Верхнекамского месторождения дали хорошие результаты: на фотограммах отчетливо выделяются текстурные и тектонические особенности соляных пород, хорошо прослеживается ритмичное чередование прослоев пласта А и менее отчетливо грубая слоистость пласта Б; видны также микроскладчатое строение, изменение конфигурации

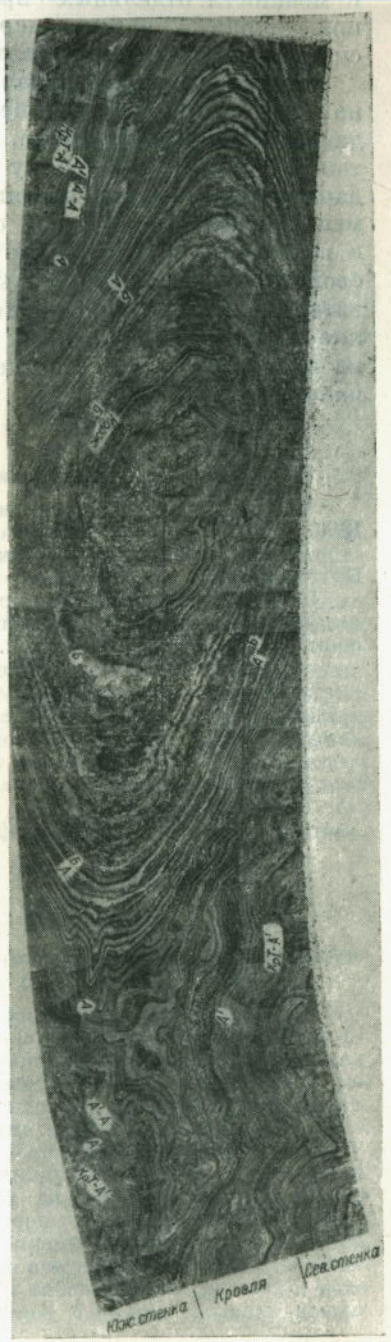


Рис. 7. Развертка двух стенок и кровли участка 1-го восточного разведочного штрека IБКК. На фотограмме представлена синклинальная складка, образованная пластами А′-Кр1, А′, А′—А, А, Б. М-б 1 : 100.

и мощности отдельных прослойков покровной соли и переходной толщи, участки перекристаллизации, участки замещений сильвинита каменной солью и т. д.

Однако диагностика соляных пород по литологическому составу на черно-белых снимках несколько затруднена вследствие преобладания тонов серого цвета, отвечающих как красному сильвиниту, так и голубому и серому галиту. Поэтому значительный эффект дает использование цветных снимков, позволяющих улавливать мельчайшие подробности строения отдельных соляных прослоев и взаимоотношений между ними. Для повышения дешифровочных свойств солей на черно-белых фотоснимках целесообразно использовать специально подобранные светофильтры. Очевидно, применение пары противоположных светофильтров (например, КС-14 и СС-12) на одном и том же участке значительно облегчит дешифрирование калийных солей.

ЛИТЕРАТУРА

Методы дешифрирования лесов по аэроснимкам. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.

Дешифрирование четвертичных отложений русской равнины. М.—Л., Наука, 1966.

Миллер В., Миллер К. Аэрофотогеология. М., Мир, 1964.

Истомин Г. А. Разрешающая способность и дешифрируемость аэроснимков. Тр. ЦНИИГАиК, вып. 107. М., Геодезиздат, 1955.

РЕФЕРАТЫ СТАТЕЙ, ПОМЕЩЕННЫХ В СБОРНИКЕ «МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ГАЛОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ»

Л., Недра, 1969. (Тр. ВНИИГ, вып. 54)

УДК 552:553.63

Петрография соляных отложений Челкарского поднятия. *Лобанова В. В.* Стр. 3—45.

Среди каменной соли находится зона калийно-магниевых отложений, представленная слоями сильвинитов, кизеритовых, карналлитовых и бишофитовых пород, переслаивающихся с каменной солью. Здесь же встречаются ангидритовые, карбонатно-ангидритовые и ангидрито-глинистые породы. Калийно-магниевые комплексы пород формировались в бассейне с сульфатным составом рапы при большой роли в ней магния.

В процессе соленакопления происходили длительные многократно повторявшиеся понижения концентрации рапы. Несомненный интерес представляют ангидритовые конгломераты среди калийно-магниевых солей. При снижениях концентрации рапы отлагались ангидрит-карбонатные породы, причем главная масса карбонатов представлена тонкозернистым магнезитом. Воздействие высокоминерализованных рассолов на ангидрито-карбонатный осадок приводило к перераспределению компонентов. Возникали новообразования сложного состава, такие как основной водный хлорид-сульфат-карбонат кальция и магния. Табл. 2, илл. 39, библ. 11.

УДК 553.63 (571.5).

К условиям формирования галогенных отложений нижнего кембрия Иркутского амфитеатра. *Яржемский Я. Я., Уземблo В. В.* Стр. 46—71.

Авторы подчеркивают специфику накопления галогенных отложений Иркутского амфитеатра, их формирование в условиях чрезвычайно резко выраженной бессульфатности огромного солеродного бассейна. Эта особенность выражена в чередовании на огромной территории слоев каменной соли отчасти с ангидритовыми породами, но главным образом с доломитовыми отложениями, доломитовыми известняками, иногда содержащими даже известняки с фауной трилобитов. Такая перемежаемость слоев каменной соли преимущественно с многочисленными слоями карбонатных пород, доминирующих обычно в разрезах соленосных отложений, является специфичной для Иркутского амфитеатра и в то же время не служит благоприятным фактором для широкого накопления калийных соляных пород. Для обнаружения промышленных месторождений калийных солей нужно стремиться к отысканию среди нижнекембрийской соленосной толщи таких участков, в которых могли накапливаться в связи с наиболее интенсивным прогибанием дна солеродного бассейна мощные толщи

каменной соли (без переслаивания с ангидритовыми и доломитовыми породами), где можно скорее всего ожидать отложения промышленно интересных скоплений калийных солей.

Табл. 2, библ. 25.

УДК 549.623.81 : 553.631.

О находке талька в каменной соли Сереговского месторождения. *Мелкова Н. В.* Стр. 72—79.

В статье приводятся данные о находке талька в каменной соли Сереговского месторождения. Тальк был обнаружен в составе нерастворимых в воде остатков каменной соли. Он образует слюдоподобные комочки белого цвета с перламутровым блеском и отдельные тонкие, бесцветные прозрачные пластинки. Ng около 1,580, Np около 1,549. В тонких пластинках с серыми цветами интерференции видна фигура одноосного отрицательного минерала. Тальк был также обнаружен в составе карбонатно-глинистой породы из каменной соли.

Тальк образовался в результате разложения собственно глинистого вещества. В связи с этим разложением освобождающийся кремнезем способствовал образованию и росту аутигенного кварца. Закисное железо алюмосиликатной части галопелитового вещества, претерпевая окисление, шло на образование гематита. Присутствие ионов магния при наличии кремневой кислоты обусловило появление талька.

Табл. 4, илл. 3, библ. 10.

УДК 552 : 553.632

К петрографии зоны калийно-магниевых солей Верхнепечорского месторождения (по разрезу скв. 1012). *Мелкова Н. В.* Стр. 80—107.

Рассмотрен ряд характерных особенностей образования продуктивной калийно-магниевой толщи, а также некоторые постседиментационные процессы.

Образование и накопление солей Верхнепечорского месторождения происходило в бассейне хлоридного типа. Осаждались хлориды натрия, калия и магния. Из сульфатов отмечен только ангидрит, причем в виде небольшой примеси. Карбонаты, встречающиеся в разрезе калийно-магниевых солей, по своему составу относятся к рядам магниосидерита и анкерита.

Судя по разрезу скв. 1012, повышение концентрации рапы в солеродном бассейне приводило к садке карналлита сразу после галита. Лишь в нижней части зоны калийно-магниевых солей в небольшом количестве встречены сильвиниты. Это свидетельствует об избытке в рапе солеродного бассейна магния по сравнению с калием, что и приводило к образованию из калийных минералов одного лишь карналлита. Впервые наблюдались отчетливые замещения карналлита сильвином и галитом.

Табл. 1, илл. 12, библ. 4.

УДК 552 : 553.632

Материалы к петрографии пермских соляных отложений некоторых районов Волгоградского Поволжья. *Кольцова В. В., Яржемский Я. Я.* Стр. 108—123.

Присутствие сильвинитов, карналлитовых, бишофитовых пород наряду с полигалитом, кизеритом указывает на отложение их в материнском солеродном бассейне сульфатного типа.

Пелитоморфный (микрозернистый) полигалит в тонких (от 0,1 мм и более) прослойках имеет конседиментационное происхождение.

Табл. 1, илл. 10.

УДК 549 : 553.632

О красной окраске минералов соляных пород (сильвина, карналлита и др.) **на примере Верхнекамского месторождения.** *Дубинина В. Н.* Стр. 124—133.

Отмечаются главные минералы (гематит и гетит), являющиеся причиной окраски, и в таблице приводится их точная диагностика в результате тщательно отобранного автором под бинокулярной лупой материала. Приводится вывод о том, что наличие галопелитового вещества стимулирует проявление красной окраски, причем не только в карналлите и в сильвине, но нередко и в галите.

Табл. 1, библ. 13.

УДК 552 : 549.

Результаты минералого-петрографического изучения соленосной части разреза скв. 22 Мурминской партии КГУ. *Ящук Н. К.* Стр. 134—142.

Изложены минералого-петрографические наблюдения автора по разрезу пород скв. 22 в западной части Иркутского амфитеатра. Приводятся новые материалы по разрезу соленосной толщи Канско-Тасеевского региона, где в ее составе большую роль играют терригенные отложения, представленные грубообломочными отложениями типа гравелитов, песчаников, которые почти не имеют распространения в составе нижнекембрийских соленосных пород других весьма обширных площадей Иркутского амфитеатра.

Илл. 1, библ. 4.

УДК 549.73.

Борные минералы галогенных формаций. *Горбов А. Ф.* Стр. 143—173.

В статье обобщаются данные по парагенезисам и условиям образования борных минералов в различных типах галогенных формаций.

Библ. 58.

УДК 546.27 : 550.42.

Изменения изотопного состава бора в природе и их геохимическое значение. *Горбов А. Ф.* Стр. 174—192.

В статье приводится обобщение данных по изотопному составу бора в различных по происхождению природных образованиях. Устанавливаются изменения изотопного состава бора в природных процессах, выясняются закономерности этих изменений и их геохимическое значение. В заключение приводится ряд рекомендаций по направлению дальнейших исследований.

Илл. 1, библ. 28.

УДК 661.65

О бораците сложного состава (типа эриканта — чемберсита) **из Верхнекамского месторождения.** *Дубинина В. Н.* Стр. 193—208.

В статье изложены результаты исследования одного из борных минералов галогенных формаций — бората типа эриканта-чемберсита. В Верхнекамском месторождении он имеет чисто минералогическое значение. Встречается борацит в виде хорошо образованных тетраэдрических кристаллов размером не более 0,25 *мм*. Присутствие кальция (до 0,3%) объясняется механической примесью ангидрита, кристаллы которого очень часто нарастают на грани тетраэдра борацита. Сопоставление результатов исследования этого борацита с литературными показало промежуточное положение его в ряду эрикант — чемберсит.

Табл. 4, илл. 3, библ. 19.

УДК 661.65

Поведение преображенскита при нагревании. *Кондратьева В. В., Островская И. В., Гаврилова Г. С.* Стр. 209—225.

Нагревание кристаллов преображенскита производилось при 400, 550, 650, 700, 800, 900 и 1000° С в течение 30 *мин* при каждой температуре. В этих условиях полное обезвоживание происходит до температуры 650° С; наибольшей скорости этот процесс достигает в интервале 450—550° С. Потеря воды сопровождается сильным эндотермическим эффектом и приводит к переходу в оптически однородное рентгеноаморфное вещество. Промежуточных фаз при этом не обнаруживается.

Табл. 1, илл. 5, библ. 14.

УДК 549.732.21.

Об изоморфизме Mg^{2+} — Fe^{2+} в ссайбелитах. *Бровкин А. А., Некрасов И. Я., Сукнев В. С., Никишова Л. В., Григорьева Т. А.* Стр. 226—249.

На основании электронномикроскопического, рентгенографического изучения и метода ИК-спектроскопии сделаны выводы об особенностях изоморфизма в железисто-магниевых боратах ряда ссайбелит. Авторы пришли к заключению, что для этих минералов характерна моноклинная сингония, что показатели преломления при переходе от ссайбелита к Fe-ссайбелиту возрастают линейно, выяснено изменение размеров элементарной ячейки и приводятся другие наблюдения.

Табл. 6, илл. 8, библ. 13.

УДК 549.73

«Совместное нахождение боратов преображенскита и калиборита». *Протопопов Л. А.* Стр. 250—254.

В статье приводятся данные относительно условий формирования преображенскита и калиборита и их взаимоотношений друг с другом. Описываются примеры образования преображенскита по калиборите. Процессы такого рода имеют место в случае формирования этих минералов в среде существенно магнезиальной, в которой роль калия подавлена. Для среды существенно калийной описаны примеры образования калиборита по преображенскиту. Наблюдения в природе указывают на более широкое развитие процессов замещения калиборитом преображенскита.

Илл. 3.

УДК 549.73

О находке стронциевого бората в кунгурских соленосных отложениях Прикаспия. *Кондратьева В. В., Яржемский Я. Я.* Стр. 255—258.

В доломитовой породе соленосной толщи обнаружены минералогического значения мелкие скопления стронциевого бората, близкого по оптическим свойствам к танеллиту. Однако дебаеграммы этих минералов, несмотря на сходство межплоскостных расстояний, отличаются по интенсивности и не являются полностью идентичными.

Табл. 2, илл. 1, библ. 2.

УДК 553.632 (571.5).

К вопросу о калиеносности Восточно-Сибирского соленосного бассейна и значении гидрохимических показателей как поисковых признаков на калийные соли. *Узембло В. В., Яржемский Я. Я.* Стр. 259—307.

В статье в кратком изложении описываются стратиграфия, тектоника, подземные воды и условия соленонакопления в западной соленосной части Сибирской платформы; дается оценка гидрохимическим показателям и бром-хлорному коэффициенту как поисковым признаком на калийные соли. Определяя надежность бром-хлорного коэффициента, предложенного М. Г. Валяшко в качестве поискового признака, авторы на основе большого фактического материала доказывают, что этот коэффициент для поисков месторождений калийных солей ненадежен. Для уверенного направления поисковой разведки авторы рекомендуют учитывать весь комплекс поисковых признаков, установленных на анализе геологических условий уже известных месторождений.

Табл. 6, илл. 8, библ. 53.

УДК 553.632.

Гипсо-глинистая шляпа Домбровского месторождения калийных солей. *Николишин В. П.* Стр. 308—312.

Состав и строение отложений гипсо-глинистой шляпы находятся в тесной связи с породами соленосной толщи, из которых они образовались. Скопления гипса в породах гипсо-глинистой шляпы на Домбровском месторождении являются указателями того, что под ними находятся калийные соли.

Илл. 3, библ. 4.

УДК 631.811.3 : 666.944.21

К вопросу о получении бесхлорных калийных удобрений из пыли запечных электрофильтров цементных заводов. *Яржемский Я. Я., Сафонов Н. А., Бродкина Э. Р.* Стр. 313—322.

Существуют две возможности получения из пыли запечных электрофильтров гранулированных калийных удобрений: 1) производство гранулированных калийных удобрений на действующих цементных заводах, уже осуществляемое в настоящее время на ряде заводов; 2) комплексное цементно-калийное производство на базе сырья, не используемого в настоящее время цементной промышленностью. На перспективность, техническую возможность и экономическую целесообразность этого направления указывают литературные данные, предварительные лабораторные опыты, практика работы некоторых заводов, но для окончательного решения этого вопроса необходима постановка специальных исследовательских работ.

Табл. 6, илл. 2.

УДК 553.63 : 551.7 : 550.3

К вопросу о стратиграфической привязке опорных сейсмических горизонтов $П_1$, VII и Ж и глубинах залегания подсолевого ложа Прикаспийской синеклизы. *Банера Н. И.* Стр. 323—326.

Начальная стадия формирования Прикаспийской синеклизы и образование в пределах ее бассейна повышенной соленосности относятся, по-видимому, к самому началу перми.

Илл. 1, библ. 8.

УДК 553.63 : 550.3

Объемное распределение соляных масс в центральной части Прикаспийской синеклизы. *Банера Н. И.* Стр. 327—330.

На материалах гравиметрии и сейсморазведки определены формы соляных структур и размеры занимаемых ими площадей, а также седиментационная

мощность соленосной толщи. На основе этих данных установлен объем соляных залежей и определены геологические запасы солей в центральной части Прикаспийской синеклизы.

Табл. 1, илл. 2, библ. 4.

УДК 551.247 : 550.3.

О локальных и региональных закономерностях ориентировки осей соляных структур междуречья Узени и Эмбы. *Банера Н. И.* Стр. 331—343.

По гравитационным данным в семействе соляных структур междуречья Узени и Эмбы прослеживаются соляные гряды различной протяженности и ориентировки, которые в большинстве своем отражают разрывные или флексурообразные смещения структурного плана подсолевого ложа, проявившиеся в соляном тектогенезе синеклизы.

Илл. 3, библ. 26.

УДК 553.632.

Некоторые особенности рельефа кровли соляных отложений Верхнекамского месторождения. *Раевский В. И., Медведев Н. С.* Стр. 344—350.

Изменчивость рельефа покровной каменной соли и изменчивость рельефа кровли пластов В, АБ, Кр. II на большей части площади Верхнекамского месторождения близки между собой.

Определение положения кровли покровной каменной соли и кровли пласта, над которым исчисляется мощность водозащитной толщи, должно проводиться по равному количеству наблюдений.

Разнообразие тектонических условий отдельных участков Верхнекамского месторождения и особенно разнообразие проявлений внутренней тектоники соляной толщи и выщелачивающего воздействия подземных вод на рельеф поверхности соляных отложений обусловило необходимость индивидуального расчета параметров разведочной сети на стадии детальной разведки в зависимости от этих факторов.

Табл. 2, илл. 1, библ. 1.

УДК 553.632.

О дешифрировании калийных солей. *Кокорева К. Л.* Стр. 351—360.

Первые попытки дешифрирования пород Верхнекамского месторождения дали хорошие результаты.

На фотографиях отчетливо выделяются текстурные и тектонические особенности соляных пород. Хорошо прослеживаются ритмичное чередование прослоев пласта А и менее отчетливая грубая слоистость пласта Б. Однако диагностика соляных пород по минералогическому составу на черно-белых снимках несколько затруднена вследствие преобладания тонов серого цвета, соответствующих как красному сильвиниту, так и голубому и серому галиту. Значительно больший эффект дает использование специально подобранных светофильтров и цветных снимков.

Илл. 7, библ. 4.

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

В. В. Лобанова. Петрография соляных отложений Челкарского поднятия 3

Я. Я. Яржемский, В. В. Узембло. К условиям формирования галогенных отложений нижнего кембрия Иркутского амфитеатра 46

Н. В. Мелкова. О находке талька в каменной соли Сереговского месторождения 72

Н. В. Мелкова. К петрографии зоны калийно-магниевых солей Верхнепечорского месторождения (по разрезу скв. 1012) 80

В. В. Кольцова, Я. Я. Яржемский. Материалы к петрографии пермских соляных отложений некоторых районов Волгоградского Поволжья 108

В. Н. Дубинина. О красной окраске минералов соляных пород (сильвина, карналлита и др.) на примере Верхнекамского месторождения 124

Н. К. Ящук. Результаты минералого-петрографического изучения соленосной части разреза скв. 22 Мурминской партии КГУ 134

А. Ф. Горбов. Борные минералы галогенных формаций . . . 143

А. Ф. Горбов. Изменения изотопного состава бора в природе и их геохимическое значение 174

В. Н. Дубинина. О бораците сложного состава (типа эрикаита-чемберсита) из Верхнекамского месторождения 193

В. В. Кондратьева, И. В. Островская, Г. С. Гаврилова. Поведение преображенскита при нагревании 209

А. А. Бровкин, И. Я. Некрасов, В. С. Сукнев, Л. В. Никишова, Т. А. Григорьева. Об изоморфизме Mg^{2+} — Fe^{2+} в ссайбелиитах 226

А. Л. Протопопов. Совместное нахождение боратов преображенскита и калиборита 250

В. В. Кондратьева, Я. Я. Яржемский. О находке стронциевого бората в кунгурских соленосных отложениях Прикаспия 255

В. В. Узембло, Я. Я. Яржемский. К вопросу о калиеносности Восточно-Сибирского соленосного бассейна и значении гидрохимических показателей как поисковых признаков на калийные соли . . 259

В. П. Николишин. Гипсо-глинистая шляпа Домбровского месторождения калийных солей 308

Я. Я. Яржемский, Н. А. Сафонов, Э. Р. Бродкина. К вопросу о получении бесхлорных калийных удобрений из пыли запечных электрофильтров цементных заводов 313

367

Стр.

Н. И. Банера. К вопросу о стратиграфической привязке опорных сейсмических горизонтов $П_1$, VII и Ж и глубинах залегания подсолевого ложа Прикаспийской синеклизы 323

Н. И. Банера. Объемное распределение соляных масс в центральной части Прикаспийской синеклизы 327

Н. И. Банера. О локальных и региональных закономерностях ориентировки осей соляных структур междуречья Узени и Эмбы 331

В. И. Раевский, Н. С. Медведев. Некоторые особенности рельефа кровли соляных отложений Верхнекамского месторождения 344

К. Л. Кокорева. О дешифрировании калийных солей . . . 351

Рефераты 361

Труды ВНИИГ, вып. 54

Минералого-петрографические исследования галогенных отложений

Ведущий редактор **М. Г. Дешалыт**
Технический редактор **Н. П. Старостина**
Корректоры: **Л. К. Быстрова, В. Н. Михалевич.**
Переплет художника **И. А. Гордона**

М-50247. Сдано в набор 21/V 1969 г. Подписано к печати 8/VIII 1969 г.
Формат бумаги $60 \times 90^1/_{16}$. Печ. л. 23.
Усл. л. 23. Уч.-изд. л. 25,68. Изд. № 592.
Тираж 1000 экз. Бумага № 1. Заказ № 513. Индекс 3—4—1—Л.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение. Ленинград, Ф-2, ул. Ломоносова, 22.
Ленинградская типография № 14 «Красный Печатник» Главполиграфпрома
Комитета по печати при Совете Министров СССР. Московский проспект, 91.

Цена 2 р.