

# ГАЛОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ



А. А. ИВАНОВ, М. Л. ВОРОНОВА

# ГАЛОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

*(минеральный состав, типы и условия образования; методы поисков и разведки  
месторождений минеральных солей)*

370



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»  
Москва 1972



Иванов А. А., Вогонова М. Л. Галогенные формации (минеральный состав, типы и условия образования; методы поисков и разведки месторождений минеральных солей). «Недра», 1972 г. 328 с.

Научно обобщен и проанализирован на современном уровне знаний круг вопросов, связанных с познанием условий образования галогенных формаций, особенностей их минералогии и петрографии, пространственного положения и соотношения с вмещающими и окружающими комплексами пород. Разработана генетическая классификация галогенных формаций и месторождений минеральных солей; показаны особенности и закономерности галогенного осадконакопления и размещения галогенных формаций. Освещены фациальные особенности галогенных формаций, существенно определявшиеся глубинами древних солеродных бассейнов, скоростями накопления в них осадков и типами бассейнов морского и континентального генезисов. Показана несостоятельность гипотез об эндогенных условиях соленакпления в древних солеродных бассейнах. Прослежена роль тектоники, гидрогеологии, карста и гипергенных процессов в определении постседиментационных условий существования ископаемых месторождений солей. Рассмотрены поисковые критерии, методика поисков, разведки и промышленной оценки месторождений, освещено промышленное, хозяйственное и бытовое применение и использование природных минеральных солей.

Книга рассчитана на специалистов, занимающихся вопросами изучения соляной геологии, галогенных формаций и месторождений минеральных солей.

Таблиц 32, иллюстраций 102; список литературы — 432 названия.

076

2—9—4

*Иванов Андрей Алексеевич  
Воронова Марианна Львовна*

**Галогенные формации (минеральный состав, типы и условия образования; методы поисков и разведки месторождений минеральных солей).**

Редактор издательства *В. С. Потанов*

Техн. редактор *Л. Д. Агапонова, Н. В. Жидкова*

Корректор *В. И. Ионкина*

---

Сдано в набор 23/XI 1970 г.	Подписано в печать 31/I 1972 г.	Т-02382.	Формат 70×108 <sup>1/16</sup> .	
Печ. л. 21,0 (с вкл.)	Усл. печ. л. 29,4.	Уч.-изд. л. 30,25.	Бумага № 1.	Индекс 3—4—1.
Заказ 870/10869—2	Тираж 2000 экз.		Цена 3 р. 17 коп.	

---

Издательство «Недра», Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19  
Ленинградская картфабрика ВАГТ.  
ВСЕГЕИ

## ПРЕДИСЛОВИЕ

За истекшие 15 лет со времени опубликования монографии «Основы геологии и методика поисков, разведки и оценки месторождений минеральных солей» (Иванов, 1953), в которой были суммированы и проанализированы имевшиеся данные по указанным вопросам, значительно расширены, уточнены и научно оформлены представления о геологии галогенных формаций и связанных с ними месторождений минеральных солей. За эти годы были опубликованы десятки статей, посвященных различным вопросам соляной геологии и характеристике соляных месторождений; издана серия трудов по геологии крупных соленосных бассейнов и провинций и, наконец, вышел из печати ряд монографий, в которых обобщены накопленные знания и опыт изучения галогенных формаций и месторождений минеральных солей как в СССР, так и за рубежом.

По полноте рассмотрения и теоретического анализа условий осадконакопления как в прошлые, так и в современную геологические эпохи исключительное место занимает труд Н. М. Страхова «Основы теории литогенеза», в котором значительная часть третьего тома (1962<sub>1</sub>) посвящена теории и обоснованию закономерностей галогенного осадконакопления.

В 1960 г. была опубликована монография «Галогенные отложения (формации) СССР» (Иванов, Левицкий, 1960), представляющая достаточно полную для того времени сводку об особенностях и закономерностях размещения на площади, в стратиграфическом разрезе и в структурно-фациальных зонах галогенных формаций на территории СССР от начала кембрия до конца неогена и об условиях формирования, вещественном составе и закономерностях размещения месторождений гипса и ангидрита, каменной и калийных солей, сульфатных солей натрия.

За эти же годы в отечественной литературе получили широкое освещение вопросы геохимии природных солей и физико-химических закономерностей развития солеродных бассейнов, условий кристаллизации и образования месторождений минеральных солей. Главнейшие итоги этих исследований изложены в монографии М. Г. Валяшко «Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей» (1962). В этой монографии автор выдвигает и развивает ряд теоретических положений образования современных и ископаемых месторождений минеральных солей.

Геологии соляных месторождений в широком аспекте, условиям их образования, геохимии и другим вопросам посвящены монографии ряда зарубежных исследователей (Лотце, Борхерта, Рихтер-Бернбурга, Бриггса, Слосса, Кюна и др.).

Обширная литература, в той или иной степени относящаяся к теме нашей работы, существенно нам помогла, хотя ряд положений, выдвигаемых другими авторами, вызвал у нас возражения и иное толкование. Все разделы работы написаны нами с возможно более полным использованием новейшей отечественной и зарубежной литературы, а также материалов наших личных исследований.

При подготовке работы авторы стремились к тому, чтобы она могла оказать максимальную помощь тем геологам, которые, приступая к поискам, разведке и изучению ископаемых месторождений минеральных солей, овладели основами учения о геологии галогенных формаций и методикой поисков и разведки соляных месторождений. Насколько удалось авторам выполнить эту задачу, оценят читатели данной монографии.

Глава монографии «Минералы и породы галогенных формаций» написана М. Л. Вороновой, остальные разделы — А. А. Ивановым.

С рукописью монографии ознакомились рецензенты П. М. Татарinov и В. П. Кириков. Авторы приносят им глубокую благодарность за все ценные замечания, поправки и рекомендации, которые полностью учтены и в соответствии с ними в работу внесены уточнения, дополнения и исправления.

## ВВЕДЕНИЕ. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОСНОВНЫХ ПОНЯТИЙ О ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЯХ

Природные минеральные соли составляют самостоятельную, довольно обширную группу полезных ископаемых осадочного происхождения. Соляные минералы и породы, входящие в эту группу, тесно парагенетически связаны между собой условиями образования и нахождения в природе, геологическими условиями месторождений, близкими химическими и физическими свойствами и ролью в промышленно-хозяйственной жизни человека.

Ископаемые соляные месторождения связаны с так называемыми галогенными, или соленосными, формациями и нередко играют главнейшую роль в их сложении.

Галогенные формации — это пространственно развитые геологические образования (тела), возникшие в аридных климатических условиях в бассейнах повышенной и высокой солености и связанные с определенными тектоническими элементами и структурами Земли. Формации сложены комплексами, толщами и свитами галогенных пород, находящимися в тесной парагенетической и пространственной связи (фациальные переходы, чередование, переслаивание) с терригенными или пегнитогенными породами, образовавшимися в таких же близких или иных фациальных условиях (замкнутого бассейна, прибрежно-морских, морских, континентальных). Галогенные отложения образуются на средних и высоких стадиях аридного осолонения бассейна, начиная от преимущественного выпадения в осадок сульфатов кальция (гипса, ангидрита) и кончая кристаллизацией различных солей вплоть до наиболее легкорастворимых хлоридов и сульфатов калия, магния и натрия.

Серию отложений, представленную комплексами галогенных (соляных) и несоляных пород, которые более или менее закономерно чередуются в разрезе и имеют в общем соизмеримые мощности, мы рассматриваем как единую галогенную формацию. Примерами могут служить такие галогенные формации: цехштейновская Северо-Германской впадины, воротыщенская Предкарпатского прогиба, кембрийская юга Сибирской платформы. Некоторые исследователи различают в таких сериях отложений ряд формаций в зависимости от состава пород и характера их чередования в разрезе.

Как отмечалось (Иванов, 1966), такие термины, как «галогенная формация», «галогенные отложения», «галогенные полезные ископаемые», некоторые исследователи не считают удачными и имеющими

право на существование. С этим, однако, нельзя согласиться. Эти термины являются производными от слова «галоген» с греческими корнями «галс» — соль и «генесис» — рождение или происхождение. Следовательно, они вполне соответствуют тем понятиям, которые в них вкладываются в современной геологической литературе. Можно отметить, что еще в 1831 г. русский химик Г. И. Гесс (1952) термин «галоген» заменил словом «солерод», хорошо передающим не только содержание термина, но и определяющийся им процесс.

К термину «галогенные отложения» близки по смыслу такие обозначения, как химические, гидрохимические, хемогенные, а также пегнитогенные отложения или осадки. В рассматриваемом аспекте, однако, эти термины менее определены, так как могут относиться не только к собственно соляным (галогенным) отложениям, но и к карбонатным, кремнистым, алюмосиликатным. Поэтому ими, по нашему мнению, не следует заменять термины с корнем «галоген».

В американской геологической литературе широко употребляются термины «evaporite deposits» или «evaporites». Если первый из них в русской транскрипции можно передать как отложения при испарении или путем испарения, то второй на русский язык дословно непереводим. Поэтому в русском написании «эвапориты» иногда обозначают галогенные отложения любого типа и состава. Необходимости и целесообразности применения этого термина в русской литературе мы не видим.

Термин «галогенная формация» является обобщающим и определяет генетический тип осадочных отложений, но не уточняет их литологию и минеральный состав. Вместе с этим термин «галогенная формация» в большинстве случаев объединяет более или менее сложный парагенезис отложений, различных по составу и фациальному характеру. Поэтому при уточнении литологии могут быть выделены различные формации: соляная, сложенная преимущественно каменной солью; соленосная, представленная более или менее часто чередующимися пачками и слоями каменной соли и аутигенно-терригенных пород; калиеносная с залежами, пластами и проявлениями калийных солей в парагенезисе с каменной солью; галито-мирабилито-глауберитовая; ангидритовая; ангидрито-карбонатная; гипсоносная или терригенно-гипсоносная.

Бассейны (водоемы), в которых происходило накопление галогенных осадков в прошлые геологические эпохи, были разнообразны по происхождению, расположению в ландшафтных и структурно-фациальных зонах, размерам и т. д. Во многих бассейнах на определенной стадии эволюции галогенной седиментации (галогенеза) происходило осаждение растворимых минеральных солей и поэтому к таким бассейнам вполне приложимо название «солеродные». Этот термин необходимо рассматривать как строго относящийся к времени или эпохе галогенеза (солеобразования) и применять его, например, в таком контексте: «солеродный бассейн пермского времени», «миоценовый солеродный бассейн» и т. п., указывая при этом место (географический район) расположения бассейна.

Если речь идет о бассейне как о площади, в пределах которой распространены комплекс тех или иных галогенных отложений и полезных ископаемых и границы которой более или менее установлены, следует говорить о соляном или соленосном, гипсоносном, калиеносном и другом бассейне, подобно тому как эти термины применяются к ряду других видов полезных ископаемых (Иванов, 1966).

В предлагаемой работе рассмотрены не только условия образования галогенных формаций, но и особенности постседиментационного их существования в недрах земли (тектоника, гидрогеология, карст, гипергенез и др.).

Группа	Подгруппа	Индекс (тип)	Генетический тип и характер соленосных отложений (формаций) и накоплений	Географическое (палеогеографическое) положение месторождения или места соленакпления	Структурная позиция	Основные источники питания	Морфология соленосных отложений или накоплений и соляных залежей	Распространение отложений, накоплений, залежей в плане	Мощность отложений, залежей; глубины бассейнов	Основные соляные минералы и комплексы; химический состав воды, рассола, рапы	Условия, необходимые для образования и сохранения месторождений	
Современные месторождения	Прибрежно-морские и морские бассейны	I <sup>a</sup>	Водный солевой раствор со средней минерализацией 3,5%	Океаны, моря, заливы, лагуны и пр.	Впадины платформ и геосинклиналей	Первичная минерализация океанической воды, принос солей водными потоками с суши, подводные вулканические выделения и пр.	Океанические и морские впадины, разнообразные по глубине, площади и происхождению	Общая площадь океанов и морей 361 млн. км <sup>2</sup>	Средняя глубина 3800 м; глубина впадин до 10—11 км; объем воды 1,37 млрд. км <sup>3</sup> ; количество растворенных солей 56 · 10 <sup>15</sup> т	Постоянный солевой состав при средней солености 3,5%; преобладание хлоридов Na и Mg, сульфатов Mg, Ca и K, карбонатов Ca и Mg	Широкое получение солей методом бассейнизации в соответствующих климатических условиях	
		I <sup>b</sup>	Рассолы (рапа); периодическое выпадение солей в осадок (твердую фазу), не сохраняющийся в течение длительного времени	Прибрежно-морские и отшнурованные от моря солеродные бассейны (лагуны, лиманы, сивашы, озера и пр.), искусственные соленоосадочные бассейны	Преимущественно пологие склоны платформенных структур; краевые впадины	Морская вода, воды поверхностного стока, метеорные осадки, подземные воды	Заполненные рассолом (рапой) обычно неглубокие впадины на низменном плоском побережье	Весьма разнообразные площади, от долей и нескольких км <sup>2</sup> до десятков, сотен и тысяч км <sup>2</sup> (Кара-Богаз-Гол — 10 тыс. км <sup>2</sup> ; Сиваш — 2,5 тыс. км <sup>2</sup> )	Глубина от долей до первых метров, реже 10—20 м и более	Соотношение ионов в рапе сходно с питающей морской водой; преимущественно хлориды Na, Mg, сульфаты Na, Mg, Ca; иногда повышенное содержание K, Br	Наличие впадин, отшнурованных или соединенных проливом с морем; периодическое или постоянное водное питание с отрицательным балансом; сухой климат	
		I <sup>b</sup>	Периодическая и постоянная твердая фаза (соляные накопления) на дне водоема: новосадка, старосадка, корневая соль		Соответствует условиям индекса I <sup>b</sup>		Пластовые, пластово-линзовидные, линзовидные залежи с характерной сезонной слоистостью соляных отложений		Соответствует I <sup>b</sup> , но обычно меньше общей площади солеродного бассейна	От долей и нескольких м до 40—50 м	1. Сульфатные залежи: мирабилит, эпсомит, астраханит, тенардит, галит; иногда соли калия и магния. 2. Хлоридные залежи: галит, гипс, иногда соли калия и магния	Постоянная твердая фаза (соляные отложения) на дне водоема; наличие слоев глины и илов, предохраняющих соли от растворения при изменении условий питания и концентрации рапы
		I <sup>г</sup>	Рапа, заполняющая в соляных и соленосных долинах отложениях водоемов пространства между кристаллами солей (межкристаллическая рапа) и пропитывающая илы (иловая рапа)		Соответствует I <sup>b</sup>	Инфильтрация поверхностной рапы, поступление подземных вод, погребенные маточные рассолы, воды окружающих отложений	Подчинена условиям залегания, разрезу и вещественному составу соляных и соленосных отложений	Соответствует площади распространения дольных соленосных отложений или локализуется на отдельных площадях и участках в зависимости от литологии отложений	Количество рапы зависит от мощности рассоловмещающих толщ и пачек пород, а также от степени их пористости или уплотненности	Донные рассолы насыщены в отношении вмещающих солей; нередко отличаются повышенным содержанием калия, брома, бора и др. Концентрация солей обычно выше, чем в поверхностной рапе	Наличие пористых или не вполне литифицированных осадков, удерживающих рапу; отсутствие ее миграции и усиленного испарения; наличие прослоев глины и илов, изолирующих рассолы	
Современные месторождения	Континентальные бассейны	II <sup>a</sup>	Рассолы (рапа); периодическое выпадение солей в осадок (твердую фазу), не сохраняющийся в течение длительного времени	Континентальные солеродные озера, ложбины древнего стока, впадины и другие водоемы степных, полупустынных и пустынных бессточных областей, расположенных на различных гипсометрических уровнях	Преимущественно платформенные, реже складчатые области	Воды поверхностного и подземного стока, минерализованные при выщелачивании химически разложившихся пород, кор выветривания, грунтов и почв, а также размывающие древние соляные и соленосные отложения	Заполнение рассолом (рапой) обычно неглубоких впадин в плоском равнинном рельефе	От долей и нескольких км <sup>2</sup> до десятков, сотен и реже первых тысяч км <sup>2</sup> (последние водоемы обычно солоноватые: оз. Раджпутан — 5,7 тыс. км <sup>2</sup> ; оз. Балхаш — 17,2 тыс. км <sup>2</sup> )	Глубина от долей до нескольких м, реже 20—30 м (исключительная глубина Мертвого моря до 400 м)	Три класса озер по химическому составу рапы: 1) сульфатный — преобладание в рапе сульфатов Na и Mg и наличие хлоридов Na, иногда K; 2) хлоридный — преобладание в рапе хлоридов Na, Mg, Ca, иногда K; 3) карбонатный — преобладание в рапе карбонатов Na, наличие сульфатов и хлоридов Na	Наличие в рельефе бессточных впадин и интенсивный снос в них в растворенной рапе; выщелачивания окружающих отложений; сухой климат, малое количество осадков и интенсивное испарение	
		II <sup>b</sup>	Периодическая и постоянная твердая фаза (соляные накопления) на дне водоема: новосадка, старосадка, корневая соль		Соответствуют условиям индекса II <sup>a</sup>		Пластовые и пластово-линзовидные залежи с характерной сезонной слоистостью соляных отложений	Соответствует II <sup>a</sup> , но обычно меньше общей площади солеродного бассейна	От нескольких сантиметров до нескольких метров (иногда до 25—50 м и более — озера Баскунчак, Индер, Эльтон)	1. Сульфатные залежи: мирабилит, эпсомит, астраханит, тенардит, галит, иногда соли калия и магния. 2. Хлоридные залежи: галит, гипс, иногда соли калия и магния (Цайдамская впадина). 3. Содовые залежи: трона, галит, мирабилит, тенардит и др.	Соответствуют I <sup>b</sup>	
		I <sup>в</sup>	Межкристаллическая рапа; иловая рапа (см. I <sup>г</sup> )		Соответствуют II <sup>a</sup>		В основном соответствуют условиям индекса I <sup>г</sup>					
Ископаемые соленосные формации и месторождения (нижний кембрий — неоген)	Формации морского генезиса	III <sup>a</sup>	Галогенные (соленосные) формации с залежами природных минеральных солей морского генезиса, нередко чередующихся с пачками соленосных карбонатно-глинистых и ангидритовых пород; различные условия залегания и внутренней тектоники	1 — лагуны на наклонной к морю площадке; 2 — длительно существовавшие крупные морские заливы, сообщавшиеся с морем через пролив; 3 — крупные открытые заливы в краевых участках морей; 4 — внутриконтинентальные бассейны морского типа	Подвижные участки структурно-фациальных зон, обладавшие длительным прогибанием: синеклизы, авлакогены, краевые впадины и прогибы платформ; межгорные впадины, внешние и внутренние синклинальные структуры складчатых областей	Морская вода, большей частью подвергшаяся концентрации в промежуточных бассейнах или по пути следования к солеродному бассейну и метаморфизованная в прямом или обратном направлении (понижение или увеличение содержания SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> ); континентальные воды поверхностного стока, метеорные осадки, подземные воды	Пластовые залежи широкого распространения в плане и нередко большой мощности; пластово-линзовидные и линзовидные залежи различной мощности; соляные купола и штоки нередко огромного вертикального распространения; пласты, слои, линзы различного пространственного развития	От десятков и сотен км <sup>2</sup> до многих тысяч км <sup>2</sup> (Верхнекамский бассейн — 8 тыс. км <sup>2</sup> ; Восточно-Туркменский — 20 тыс. км <sup>2</sup> ; Южно-Уральский и Прикаспийский — 800 тыс. км <sup>2</sup> ; Цехштейновский — 40 тыс. км <sup>2</sup> ; Восточно-Сибирский — 2 млн. км <sup>2</sup> )	От нескольких метров до сотен метров (максимум 1500—2000 м). Вертикальная мощность соляных штоков до нескольких километров	Галит, ангидрит, гипс, сильвин, карналит, каинит, шенит, лангбейнит, полигалит, кизерит и др. Состав выпадающих минералов обусловлен, в частности, степенью концентрации растворов: сульфаты кальция выпадают при 13—15% и более; галит — 25—27% и более; калийные и магниевые минералы — 32—35 и до 38—40%	Расположение солеродного бассейна в подвижной конседиментационно-прогибавшейся структуре; устойчивая связь с питающим морским водоемом; аридный климат; относительно спокойная тектоническая обстановка во время формирования соленосных отложений; наличие защитной толщи покровных пород	
		III <sup>b</sup>	Соленосные формации с залежами природных минеральных солей континентального генезиса, чередующихся с более мощными толщами карбонатно-терригенных соленосных и гипсоносных пород; условия залегания усложнены соляно-тектоническими нарушениями	Солеродные бессточные озерные бассейны, расположенные на различных гипсометрических уровнях среди равнинных водосборов	Межгорные впадины преимущественно молодых складчатых систем, испытавшие длительное прогибание	Воды поверхностного и подземного стока, минерализованные за счет выщелачивания солей из химически разложившихся пород области стока	Пластово-линзовидные залежи чаще ограниченного развития в плане, но большей мощности	От нескольких сотен км <sup>2</sup> до 5—6 и даже 10—12 тыс. км <sup>2</sup> . Пласты солей протягиваются на многие десятки метров	Мощности терригенно-соленосных формаций от десятков метров до 500—600 м (в редких случаях до 1000 м). Мощности пластов солей обычно небольшие (до 2—3 м), мощности пачек каменной соли до 50—60 м	Глауберит, тенардит, мирабилит, астраханит, ангидрит, гипс, галит, содовые минералы и др.	Наличие бессточной прогибавшейся впадины; минерализованными водами поверхностного и подземного стока; выпадение сульфатов и хлоридов Na, Mg, Ca, а также содовых минералов в твердую фазу; наличие защитной толщи покровных пород	
		III <sup>в</sup>	Соляные источники; подземные рассолы выщелачивания соляных залежей и соленосных пород; захороненные глинистые седиментационные (маточные) рассолы солеродного бассейна, связанные с соленосными формациями типа III <sup>a</sup> и, возможно, III <sup>b</sup>	Связаны с соленосными формациями типа III <sup>a</sup> , реже III <sup>b</sup>	Соответствует главным образом III <sup>a</sup> , реже III <sup>b</sup>	Питание рассолов выщелачивания за счет инфильтрации поверхностных и подземных вод надсоленосных отложений, подтока вод боковой циркуляции; частично эти же источники могут пополнять запасы седиментационных рассолов	Условия залегания рассолов выщелачивания в основном подчинены морфологии поверхности соленосной толщи; распределение и залегание седиментационных рассолов обусловлено характером и поведением вмещающих их литологических горизонтов; выделяются рассольные горизонты: пластовые и трещинные, очаговые и поровые, жильные и др., напорные и безнапорные	Подчинено коллекторским свойствам вмещающих пород; колеблется от небольших включений и ограниченных линз до площадей во много сотен и тысяч км <sup>2</sup> в соответствии с распространением вмещающих пород соленосных формаций	Зависит в основном от коллекторских особенностей вмещающих пород и колеблется от маломощных линз и слоев до горизонтов в десятки и сотни метров	Рассолы выщелачивания хлоридно-натриевые, с минерализацией 50—300 г/л; рассолы седиментационные хлоридно-магниевые и хлоридно-кальциевые с высоким содержанием K, иногда V и минерализацией 320—500 г/л и более	Для рассолов выщелачивания: наличие путей для инфильтрации воды к поверхности соляной толщи и отсутствие в ее кровле водонепроницаемых пород; для рассолов седиментационных: глубокое захоронение в пористых коллекторах соленосной формации или подстилающих отложений в условиях закрытости структур	

## ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ МИНЕРАЛЬНЫХ СОЛЕЙ

Представленная в работе генетическая классификация галогенных формаций и месторождений минеральных солей (табл. 1) отражает ряд основных положений.

По времени образования соленосные отложения, формации и месторождения минеральных солей разделяются на две большие группы: 1) современные месторождения, образовавшиеся в одну из эпох четвертичного периода вплоть до настоящей; 2) ископаемые галогенные формации и соляные месторождения, образовавшиеся в прошлые геологические периоды (ранний кембрий — неоген) и, как правило, находящиеся в более или менее глубоких недрах Земли.

В зависимости от расположения участков соленакопления (солеродных бассейнов) по отношению к источнику питания в обеих группах выделяются подгруппы отложений, формаций и месторождений морского и континентального генезиса.

Генетические типы соленосных отложений, формаций и месторождений минеральных солей обеих групп выделяются с учетом места, характера и формы соленакопления.

Каждый из выделенных генетических типов охарактеризован в отношении географического, палеогеографического или структурного положения; основных источников питания; морфологии соленосных отложений или соляной залежи; их распространения в плане; мощности залежи или глубины бассейна; основных соляных минералов или химического состава рапы; условий, необходимых для образования и сохранения месторождения.

Кроме отмеченных генетических типов соленосных отложений, формаций и месторождений природные минеральные соли встречаются в рассеянном состоянии; представлены включениями и ограниченными скоплениями, слоями и прослоями в горных породах; образуются при выветривании горных пород, выпадении из источников; формируются как продукты возгона при вулканических эксгаляциях. Однако в подавляющем большинстве случаев подобные образования не встречаются в виде самостоятельных, пространственно развитых геологических тел и не могут рассматриваться как галогенные формации. Весьма ограничена или незначительна и практическая роль таких скоплений минеральных солей. Поэтому отмеченные генетические типы соляных проявлений в работе не рассматриваются.

Как уже отмечалось, данная работа посвящена галогенным формациям и месторождениям минеральных солей прошлых геологических периодов (ископаемым). Современные же месторождения минеральных солей включены в генетическую классификацию для полноты обзора. В дальнейшем им будет уделено внимание лишь в той мере, в какой это будет необходимо для выяснения и иллюстрации явлений прошлого примерами настоящего, ибо «все главные решающие черты физико-химического механизма современного галогенеза без труда отыскиваются в галогенезе древнем» (Страхов, 1962).

## Глава I

### МИНЕРАЛЫ И ПОРОДЫ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Собственно соляные минералы галогенных формаций состоят из небольшого числа наиболее распространенных в земной коре химических элементов. К ним относятся S, Cl, O, редко N; Ca, Mg, Na, K, H, в более редких случаях C. Перечисленные элементы образуют значительное количество различных природных солей-минералов, представленных хлоридами и сульфатами кальция, магния, натрия и калия, карбонатами натрия и кальция. Кроме простых солей широко распространены сложные двойные и тройные соли, а также различные кристаллогидраты. Все это обуславливает большую или меньшую сложность как минерального, так и химического состава соляных пород и месторождений.

Не все соляные минералы играют существенную роль. Лишь в относительно небольшом числе они являются породообразующими, представляя в то же время практический интерес. Многие соляные минералы имеют ограниченное или небольшое распространение и проявляются в виде подчиненных образований или даже аксессуариев. Мы рассмотрим 25 соляных минералов, исключив из рассмотрения редко и весьма редко встречающиеся. Из этой группы минералов только 10—12 можно отнести к числу более или менее широко распространенных, породообразующих. К ним относятся галит, гипс, ангидрит, сильвин, карналлит, каинит, кизерит, лангбейнит, глауберит, мирабилит, тенардит, иногда астраханит и некоторые другие.

В отдельных месторождениях минеральных солей встречаются бораты, иногда образующие значительные скопления промышленного значения. В качестве изоморфной примеси в основных соляных минералах присутствуют бромиды и некоторые другие соединения, содержащие редкие и рассеянные элементы (рубидий, цезий, литий и др.). В приводимой ниже характеристике соляных минералов и пород особое внимание будет отведено тем из них, которые имеют наибольшее геологическое и практическое значение. Мы не будем специально рассматривать борсодержащие минералы, так как это выходит за рамки поставленной задачи. Не рассматриваются нитраты (натриевая и калиевая селитры) ввиду особых условий образования и отсутствия их месторождений на территории СССР.

Перечень основных соляных минералов с характеристикой их главных физических и химических свойств приведен в табл. 2.

**Каменная соль.** Эта порода слагает основную массу ископаемых соляных месторождений, а галит является главным породообразующим

минералом и, как правило, входит в состав всех соляных пород, находясь в парагенезисе с другими соляными минералами. Крупные месторождения каменной соли известны в кембрии Сибирской платформы, Индии, Пакистана и Ирана; в девонских отложениях Белоруссии, Украины, Канады, США; в пермских отложениях Приуралья, Прикаспия, Донбасса, Днепровско-Донецкой впадины, ГДР, ФРГ, Польши, США; в юрских отложениях Предкавказья и советской Средней Азии, в неогеновых отложениях Предкарпатья, Закарпатья, Средней Азии.

При испарении морской воды первым из легкорастворимых минералов в осадок выделяется галит (Валяшко, 1962). Кристаллы галита имеют кубическую и значительно реже октаэдрическую форму.

Зерна галита, слагающие каменную соль, обычно неправильные. Реже встречаются изометрические, столбчатые, шестоватые и волокнистые зерна. На стенках выработок в соляных рудниках иногда наблюдаются волосовидные или «асбестовидные» образования галита, которые М. С. Коробцова (1955) называет «капиллярами роста». Направление роста этих кристаллов обусловлено притоком питающих растворов по внутренним полостям капилляров.

Для галита характерны скелетные кристаллы. Впервые скелетные кристаллы описал Д. И. Менделеев (1869). Образуются они на поверхности рапы и представляют полые пирамидки («лодочки») с квадратными основаниями. Такая форма возникает благодаря усиленному нарастанию вещества вдоль осей  $L_3$ . Срастаясь, пирамидки падают на дно бассейна и продолжают расти в направлении обращенной кверху вершины пирамидки. Процесс зарождения и роста скелетных кристаллов галита детально изучен и освещен во многих работах (Валяшко, 1951, 1952; Дубинина, 1950, 1954; Кореневский, 1954). В приведенных работах утверждается, что в современных солеродных бассейнах «лодочки», образующиеся на поверхности рапы, отличаются от «лодочек», взятых со дна бассейна.

Кристаллизация на поверхности рапы в особенности характерна для галита, так как его растворимость очень мало зависит от температуры. Растворимость же большинства других солей быстро возрастает с повышением температуры. При этом насыщенные более плотные верхние слои рапы опускаются на дно, где и происходит кристаллизация солей.

Большинство исследователей полагает, что в ископаемых соляных отложениях также необходимо отличать остатки скелетных кристаллов — «лодочек», образовавшихся на поверхности рапы, от зональных полногранных кристаллов, выросших в иных условиях, но также дающих в разрезе рисунок — «елочки». По мнению В. А. Вахрамеевой, только форма «лодочки» или «воронки», т. е. полый пирамиды роста, может являться доказательством кристаллизации галита на поверхности рапы при испарении. Из сказанного следует, что зональное строение галита свойственно первичной кристаллизации минерала (рис. 1).

Чистый галит бесцветен и прозрачен. Белый цвет минерала вызывается многочисленными микровключениями пустоток с рапой и пузырьков газа. Серая окраска обусловлена включениями глинистых и алевроитовых частиц, рассеянными микровключениями ангидрита, карбонатов и других минеральных примесей. Органическое вещество придает зернам галита черный и бурый цвет, обычно исчезающий при нагревании. Красная окраска галита вызвана наличием микровключений гематитовых чешуек, гематитовых игл и коллоидальных окислов железа. Синяя окраска у галита встречается часто, но зерна его окрашены обычно не полностью: отмечаются пятна, каемки у периферии зерен и кристаллов на контакте с сильвином или карналлитом, а иногда и зоны, параллельные граням куба. Полностью окрашенное в синий цвет кристаллы галита встречаются чрезвычайно редко (рис. 2).

Основные соляные минералы и их главные физические и химические свойства

№ п/п	Минерал	Формула	Содержание составляющих ионов, %	Сингония	Удельный вес	Твердость	Оптические константы			Дву-преломление	Угол оптических осей	Вкус	Гигроскопичность	Растворимость в воде (до +200°C)
							Np	Nm	Ng					
Хлориды														
1	Галит	NaCl	Na—39,4; Cl—60,6	Кубическая	2,1— 2,2	2	—	1,544	—	—	Изотропный	Соленый	Почти не гигроскопичен	Легко растворим
2	Гидрогалит	NaCl · 2H <sub>2</sub> O	Na—24,09; Cl—37,14; H <sub>2</sub> O—38,77	Моноклинная	1,6	1,5—2	—	1,461	—	0,005	Двуосный	Соленый	Распадается на галит и воду при —10°C	
3	Сильвин	KCl	K—51,7; Cl—48,2	Кубическая	1,97— 1,99	1,5—2	—	1,490	—	—	Изотропный	Жгуче-соленый	Почти не гигроскопичен	Легко растворим
4	Бишофит	MgCl <sub>2</sub> · 6H <sub>2</sub> O	Mg—11,96; Cl—34,87; H <sub>2</sub> O—53,17	Моноклинная	1,59— 1,60	1,5—2	1,494	1,507	1,528	0,034	79°+	Горький, жгучий	Весьма гигроскопичен, расплывается	Очень легко растворим
5	Карналлит	KCl · MgCl <sub>2</sub> · 6H <sub>2</sub> O	K—14,1; Mg—8,7; Cl—38,3; H <sub>2</sub> O—38,9	Ромбическая	1,6	1,5— 2,5	1,466	1,475	1,494	0,028	69°+	Горький	Весьма гигроскопичен	Очень легко растворим
6	Тахидрит	CaCl <sub>2</sub> · 2MgCl <sub>2</sub> · 12H <sub>2</sub> O	Ca—7,8; Mg—9,45; Cl—41,15; H <sub>2</sub> O—41,6	Тригональная	1,66	1—2	1,512	—	1,520	0,008	Одноосный	Резко горький	Весьма гигроскопичен, расплывается	Очень легко растворим
7	Хлорокальцит	CaCl <sub>2</sub> · KCl	Ca—21,5; Cl—57,4; K—21,1	Ромбическая	2,2	2,5—3	—	1,520	—	Очень низкое	Двуосный	Жгуче-горький	Весьма гигроскопичен	Очень легко растворим
Хлоридо-сульфаты														
8	Каинит	KCl · MgSO <sub>4</sub> · 3H <sub>2</sub> O	K—15,7; Mg—9,8; Cl—14,2; SO <sub>4</sub> —38,6; H <sub>2</sub> O—21,7	Моноклинная	2,13	2,5—3	1,494	1,505	1,516	0,022	85°—	Солоноватый, слегка горький	Не гигроскопичен	Легко растворим
Сульфаты														
9	Ангидрит	CaSO <sub>4</sub>	Ca—29,4; SO <sub>4</sub> —70,6	Ромбическая	2,8— 3,0	3— 3,5	1,570	1,576	1,614	0,044	42°+	Безвкусный	Не гигроскопичен	Почти не растворим
10	Гипс	CaSO <sub>4</sub> · 2H <sub>2</sub> O	Ca—23,3; SO <sub>4</sub> —55,8; H <sub>2</sub> O—20,9	Моноклинная	2,3	1,5	1,520	1,523	1,530	0,009	58°+	Безвкусный	Не гигроскопичен	Трудно растворим
11	Кизерит	MgSO <sub>4</sub> · H <sub>2</sub> O	Mg—17,6; SO <sub>4</sub> —69,4; H <sub>2</sub> O—13,0	Моноклинная	3— 3,5	2,57	1,520	1,533	1,586	0,066	57°+	Безвкусный	На влажном воздухе покрывается налетом эпсомита	Медленно растворяется
12	Эпсомит	MgSO <sub>4</sub> · 7H <sub>2</sub> O	Mg—9,9; SO <sub>4</sub> —39,0; H <sub>2</sub> O—51,1	Ромбическая	2— 2,5	1,68	1,433	1,455	1,461	0,028	52°—	Едко-горький	В сухом воздухе покрывается легким белым налетом	Очень легко растворим
13	Тенардит	Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	Na—32,4; SO <sub>4</sub> —67,6	Ромбическая	2—3	2,7	1,464	1,477	1,485	0,021	84°+	Слегка солоноватый, горьковатый	Покрывается легким налетом мирабилита	Легко растворим
14	Мирабилит	Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> · 10H <sub>2</sub> O	Na—14,3; SO <sub>4</sub> —29,8; H <sub>2</sub> O—55,9	Моноклинная	1,5—2	1,48	1,393	1,395	1,398	0,005	76°—	Охлаждающий, горько-соленый	В сухом воздухе рассыпается в порошок (тенардит)	Легко растворим

№ п/п	Минерал	Формула	Содержание составляющих ионов, %	Сингония	Удельный вес	Твердость	Оптические константы			Дву-преломление	Угол оптических осей	Вкус	Гигроскопичность	Растворимость в воде (до +200°C)
							<i>Np</i>	<i>Nm</i>	<i>Ng</i>					
15	Глауберит	$\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{CaSO}_4$	Ca—14,4; Na—16,5; SO <sub>4</sub> —69,1	Моноклинная	2,5—3	2,8	1,515	1,532	1,536	0,021	7°—	Слабо щелочной	Не гигроскопичен	Растворяется с выделением гипса
16	Вантгоффит	$3\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4$	Mg—4,45; Na—14,95; SO <sub>4</sub> —70,31	Моноклинная	3,5	2,69	1,485	1,488	1,489	0,004	84°—	Очень слабо горький	На влажном воздухе покрывается тонким белым налетом	Довольно легко растворим
17	Лёвент	$\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 2 \cdot 2,5\text{H}_2\text{O}$	Mg—7,91; Na—15,41; SO <sub>4</sub> —62,48; H <sub>2</sub> O—14,66	Тетрагональная	3,5	2,4	1,471	—	1,490	0,019	Одноосный —	Слегка горький	На влажном воздухе становится матовым	Легко растворим
18	Астраханит	$\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Na—13,8; Mg—7,3; SO <sub>4</sub> —57,4; H <sub>2</sub> O—21,5	Моноклинная	3	2,2—2,3	1,483	1,486	1,487	0,004	71°—	Горько-соле-ный	На влажном воздухе покрывается белым налетом	Легко растворим
19	Сингенит (калушит)	$\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot \text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$	K—23,81; Ca—12,20; SO <sub>4</sub> —58,50; H <sub>2</sub> O—5,81	Моноклинная	2,5	2,6	1,500	1,517	1,518	0,018	28°—	Слегка горько-ватый	Не гигроскопичен	Частично растворим

20	Гёргент	$\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot 5\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$	Ca—21,06; K—8,33; SO <sub>4</sub> —62,33; H <sub>2</sub> O—2,24	Моноклинная	3,5	2,75	1,560	1,569	1,584	0,024	79°+	Безвкусный	Не гигроскопичен	В воде не растворим
21	Лангбейнит	$\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot 2\text{MgSO}_4$	K—18,8; Mg—11,7; SO <sub>4</sub> —69,5	Кубическая	3—4	2,8	—	1,535	—	—	Изотропный	Безвкусный	На влажном воздухе покрывается тонким белым налетом	Медленно растворяется
22	Леонит	$\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	K—21,32; Mg—6,63; SO <sub>4</sub> —52,39; H <sub>2</sub> O—19,66	Моноклинная	2,5—2,7	2,2	1,483	1,487	1,490	0,007	86°—	Слабый горько-соле-ный	На влажном воздухе покрывается белым налетом	Легко растворяется
23	Шёнит (пикромерит)	$\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	K—19,4; Mg—6,0; SO <sub>4</sub> —47,7; H <sub>2</sub> O—26,9	Моноклинная	2,6	2,1	1,460	1,462	1,475	0,015	48°+	Горький	На воздухе покрывается порошковатым налетом	Очень легко растворяется
24	Глазерит	$3\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4$	K—35,3; Na—6,9; SO <sub>4</sub> —57,8	Тригональная	3—3,5	2,6—2,7	1,487	—	1,499	0,012	Одноосный +	Слабый горько-соле-ный	Не гигроскопичен	Растворим
25	Полигалит	$\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 2\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	K—12,97; Mg—4,2; Ca—13,19; SO <sub>4</sub> —63,73; H <sub>2</sub> O—5,81	Тригональная	2,5—3	2,7	1,547	1,560	1,567	0,02	62°—	Безвкусный	Не гигроскопичен	Частично растворяется

Происхождение синей окраски галита большинство исследователей объясняет выделением атомарного натрия в результате воздействия радиоактивного калия на решетку хлористого натрия (Doelter, 1909; Чирвинский, 1945; Pržibram, 1927; Пршибрам, 1959; Wieninger, 1951; Винокуров, 1958; Щербина, 1958 и др.). Окраска, вызванная радиоактивным излучением, исчезает при нагревании минерала до 200° С. В зернах галита, окрашенных в синий цвет, наблюдаются плеохроизм и частичная анизотропия. Эти явления отмечены П. Н. Чирвинским (1943), В. Н. Дубининой (1954) и В. А. Вахрамеевой (1954<sub>2</sub>). Характер плеохроизма изменяется от синего и голубоватого до фиолетового.

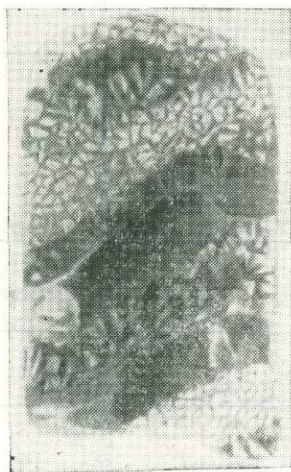


Рис. 1. Скелетно-зональная структура каменной соли. Зарисовка керна (Верхнекамское месторождение)



Рис. 2. Кристалл синего галита среди бесцветной каменной соли. (Верхнекамское месторождение, пласт В—Г)

В. А. Вахрамеева на Верхнекамском месторождении выделила две генетические разновидности синего галита: 1) ранне- и позднедиагенетический синий галит, связанный с пачками калийных солей и возникающий в период их формирования, и 2) вторичный синий галит, встречающийся в парагенезисе с вторичным карналлитом в тектонически нарушенных участках.

Галит обладает стеклянным блеском. Спайность его по (100) совершенная, а по (110) несовершенная. Излом раковистый. Галит хрупкий, но при повышении температуры или давления становится пластичным. Галит слабо гигроскопичен, но на воздухе не расплывается. Легко растворяется в воде (35,7 г в 100 см<sup>3</sup> воды при 20° С). Растворимость увеличивается на 7 г от 0 до 100° С. При повышении давления растворимость возрастает («Минералы», т. II, 1963).

В шлифах в проходящем свете галит бесцветен. При иммерсионном изучении галит отличается от присутствующих в породе изотропных минералов сильвина и лангбейнита в жидкости с показателями преломления 1,535. Галит имеет больший показатель преломления ( $n=1,544$ ), а лангбейнит — меньший ( $n=1,533$ ). Сильвин в этой жидкости заметно выделяется, так как имеет еще более низкий показатель преломления ( $n=1,490$ ). При пользовании методом косого освещения в этой жидкости у лангбейнита заметен дисперсионный эффект. В шлифах лангбейнит отличается от галита и сильвина отсутствием спайности, наличием штриховки, обычно появляющейся при изготовлении шлифа, и сероватым оттенком зерен. Галит отличается от сильвина

большими показателями преломления и прозрачностью зерен (Яржемский, 1966).

В качестве примеси в зернах галита из соляных минералов встречаются включения карналлита, сильвина, каинита, кизерита, лангбейнита, полигалита и др. Почти всегда отмечаются микровключения ангидрита и карбонатов, глинистые и алевритовые частички, зерна и кристаллики кварца. Изредка наблюдаются включения минералов бора и органического вещества. Среди каменной соли Джекказганского месторождения встречаются прожилки волокнистого родусита (рис. 3),

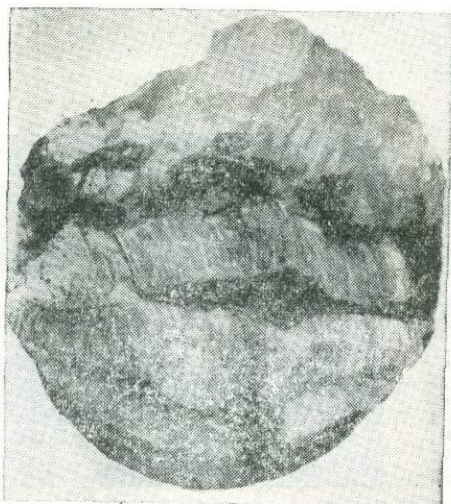


Рис. 3. Прожилки родусита в каменной соли. Нат. величина (Джекказганское месторождение)

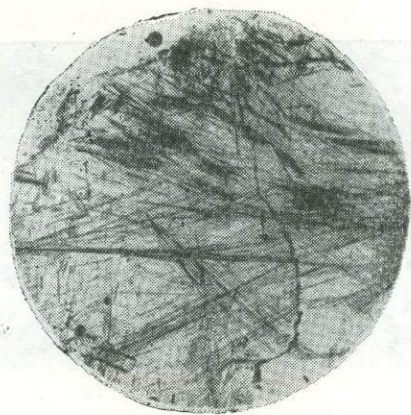


Рис. 4. Включения игольчатых кристаллов пиролюзита в каменной соли. Шлиф, ник. 11,  $\times 25$  (Джекказганское месторождение)

а в зернах галита имеются микровключения родусита и пиролюзита (рис. 4). В зернах галита в сильвините пласта Ридель (ГДР), Йоркшир (Англия), в соляных отложениях Тувы и Восточной Сибири встречены рассеянные зерна риннита (Колосов, Пустыльников, 1967). Помимо примесей твердых веществ галит содержит жидкие и газовые включения, заключенные в пустотах.

Макро- и микроскопическое изучение соляных пород и, в частности, каменной соли показывает, что галит имеет как первичное, так и вторичное происхождение. Первичный галит кристаллизуется непосредственно из рапы солеродного бассейна, вторичный — возникает в период диагенеза и катагенеза. При превращении осадка в породу под влиянием заполняющих поры рассолов и маточных рассолов, заключенных в зернах и кристаллах галита, происходит перекристаллизация каменной соли, возникают волокнистые и вытянутые агрегаты галита. Аналогичная форма зерен характерна для галита, образовавшегося в результате эпигенетических процессов, вызванных тектоникой, влиянием грунтовых вод и другими факторами.

Каменная соль характеризуется весьма простым и достаточно однообразным минеральным составом. Породообразующим минералом является галит, а в качестве примеси обычно присутствуют ангидрит, карбонаты (часто переменного состава), глинистое вещество и алевритовый материал. В составе глинистого вещества принимают участие

гидростлюда (Яржемская, 1954) и магниезальные и железисто-магниезальные гидрохлориты (Писарчик, 1956). Алевритовый материал обычно представлен зернами кварца, полевых шпатов, листочками слюды и хлорита и рядом аксессуарных минералов (гранат, турмалин, рутил, эпидот). В случаях, когда с каменной солью связаны залежи калийных солей, галит ассоциируется с калийными минералами, а иногда и с боратами.

Для каменной соли, как и для всех осадочных пород, характерны первичные и вторичные текстуры. Первичные текстуры отражают условия образования породы, а вторичные возникают после ее отложения в процессе диагенеза, катагенеза и эпигенеза в результате частичного растворения и перекристаллизации. Как правило, в осадочных толщах основная масса каменной соли перекристаллизована.

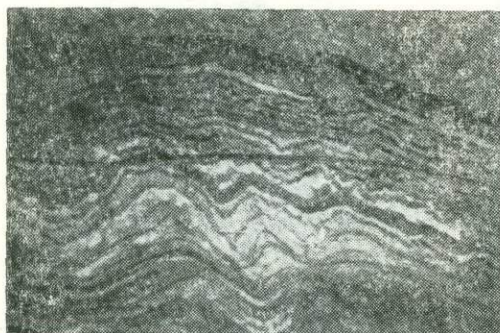


Рис. 5. Слоистое строение пласта каменной соли Кр. I—Кр. II.  
Фото Г. М. Коноваловой (Верхнекамское месторождение)

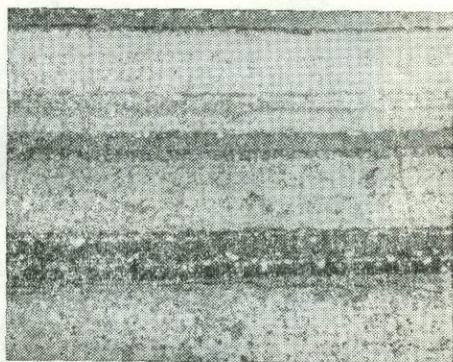


Рис. 6. Сезонная слоистость в каменной соли. Шлиф, ник. II,  $\times 4$  (Верхнепечорское месторождение)

Наиболее распространенными первичными текстурами являются массивная и слоистая. Массивная текстура характеризуется беспорядочным расположением зерен галита. Встречается она наиболее часто среди перекристаллизованных разностей каменной соли (нижнекембрийская каменная соль Сибирской платформы, подстилающая каменная соль Верхнепечорского и Верхнекамского месторождений, зона нижней каменной соли Старобинского месторождения).

Для большинства месторождений каменной соли характерна слоистая текстура, обусловленная перемежаемостью слоев различной структуры, окраски, послойным распределением примесей и наличием слоев и прослоев несоляных пород (рис. 5). Слоистость отражает годовичные и сезонные изменения в процессе садки каменной соли.

Сезонная слоистость каменной соли отчетливо проявляется во многих месторождениях (рис. 6). В толще подстилающей каменной соли Верхнекамского месторождения мощность годовых слоев колеблется от 2 до 10 см. В строении годового слоя при полной годовой садке галита, по данным В. А. Вахрамеевой (1956<sub>2</sub>), принимают участие 4 прослоя:

- 1) соленосная глина мощностью 1—2 мм;
- 2) крупнокристаллический галит зонально-кристаллической структуры с примесью соленосной глины мощностью 0,5—3 см;
- 3) изометричный матово-белый и прозрачный галит зонально-кристаллической структуры, в нижней части с перистыми сростками, промежуточные между которыми выполнены прозрачным галитом, мощностью 0,5—4 см;

4) бесцветный и розоватый галит; прозрачный мелкозернистый, по простиранию часто сменяющийся разновидностью гигантокристаллического прозрачного галита с увеличением мощности от нескольких миллиметров до 5—7 см.

Нередко годовые слои состоят из двух прослоев: соленосной глины и зонально-кристаллического галита. Во многих годовых слоях к прослойкам глины приурочены округлые стяжения и желваки ангидрита. Величина их колеблется от долей миллиметра до 5—7 мм в диаметре.

По поводу времени садки отдельных прослоев годовых слоев существуют различные точки зрения. М. П. Фивег (1948) относит прослой галита с зонально-кристаллической, «перистой» структурой к летней садке, а гигантокристаллический галит связывает с перекристаллизацией гидрогалита, выпадавшего при отрицательных температурах. В. Н. Дубинина (1954) относит прослой гигантокристаллического галита к летней садке в связи с тем, что среди замещающего его по простиранию среднезернистого галита встречаются зерна скелетно-зонального строения. В. А. Вахрамеева (1956<sub>2</sub>) считает аналогичные прослой первичными, но относит их к зимней садке. Отдельные зерна скелетно-зонального строения, по ее мнению, не могут служить доказательством отложения этих прослоев в летнее время.

Первичная слоистость каменной соли нередко нарушена: слои наклонены, изогнуты в складки, а иногда разорваны. Интенсивность складкообразования проявляется различно: чем меньше мощность слоев каменной соли и несоляных пород, тем более интенсивно они сматы (рис. 7).

По нашим наблюдениям, среди изогнутых прослоев каменной соли нередко сохраняется зонально-зернистая структура (1968).

370  
Вторичные текстуры образуются в результате влияния тектонических факторов, процессов перекристаллизации, собирательной кристаллизации и выщелачивания. Брекчиевидная текстура каменной соли обусловлена наличием в ней обрывков сезонных глинисто-ангидритовых прослоев. Она характерна для разновидностей каменной соли, в которых содержится значительное количество «несоляного» материала. Брекчиевидная текстура часто наблюдается в соляных толщах, которые первоначально были сложены часто чередующимися соляными и несоляными породами (глины, аргиллиты, алевролиты, карбонатные породы) и позднее испытали длительное воздействие тектоники (Кемпендзяйское, Ереванское, Предкарпатские, Прикаспийские месторождения).

Петельчатая текстура каменной соли наблюдается обычно близ прослоев и скоплений глинистого ангидрита и соленосных глин. Она обусловлена перекристаллизацией породы, в процессе которой примесь ангидрита, карбонатов и глинистого материала отеснялась в промежутки между зернами галита, образуя каймы петельчатого облика (рис. 8).

Пятнистая текстура обусловлена перераспределением и группировкой минералов-примесей в результате перекристаллизации каменной соли.

Классификация структур соляных пород в отечественной литературе впервые была дана Е. Э. Разумовской (1931). В дальнейшем эта классификация ею дополнялась и перерабатывалась в 1948, 1958 и 1961 гг. (Половинкина и др., 1948; Разумовская, 1958, 1961). Характеристика структур соляных пород Верхнекамского месторождения дана В. Н. Дубининой (1954). В связи с значительной величиной зерен соляных пород В. Н. Дубинина в некоторых случаях вкладывает в них смысл текстурных признаков.



Мы считаем необходимым выделять лишь структурные особенности соляных и соленосных пород. В основу выделения типов структур соляных пород положены размер и форма зерен соляных минералов, их взаимное расположение, наличие минералов-примесей и микровключений.

Ввиду того что величина зерен соляных минералов значительно отличается от величины зерен других осадочных образований (карбонатов, ангидрита и др.), Я. Я. Яржемский (1952) предложил к крупнозернистым разностям относить породы с величиной зерен более 10 мм, к среднезернистым — от 5 до 10 мм и к мелкозернистым — до 5 мм.



Рис. 7. Изогнутые прослои глинистого ангидрита в каменной соли. Шлиф, ник. 11,  $\times 4$  (Верхнепечорское месторождение)

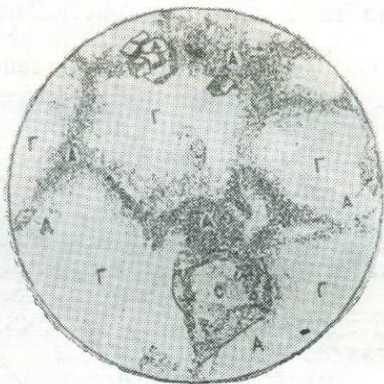


Рис. 8. Петельчатая структура каменной соли — Г. Петли вокруг зерен галита сложены микросреднезернистым ангидритом — А; С — зерна сильвина; Д — доломитовые кристаллы. Шлиф, ник. 11,  $\times 64$ . Зарисовка А. П. Протопопова (Старобинское месторождение)

Структуры соляных пород подразделяются на первичные и вторичные. Первичные — образуются при выпадении минералов из растворов, вторичные — возникают в результате перекристаллизации или замещения пород. В соленосных толщах наблюдаются слои каменной соли с различными структурными особенностями.

Как указывалось, о первичных условиях накопления каменной соли свидетельствует скелетная структура галита. При макроскопическом изучении образцов каменной соли в зернах галита нередко заметны участки молочно-белого цвета — остатки «лодочек» и «воронок». Под микроскопом при больших увеличениях ( $\times 40$ ,  $\times 60$ ) видны скопления микровключений пузырьков газа и пустоток кубической формы, заполненных рапой и расположенных по зонам роста (рис. 9). Величина этих включений колеблется от микрон до сотых и десятых долей миллиметра.

Довольно часто в зернах галита наблюдается неполная зональность: зоны роста отмечаются на двух или трех гранях. Иногда по зонам роста расположены минералы-примеси: ангидрит, карбонаты, пелитовый материал и др. Мощность слоев каменной соли, обладающей зонально-зернистой структурой, колеблется от нескольких миллиметров до нескольких метров.

В результате перекристаллизации, связанной с этапами сингенетического и диагенетического метаморфизма, возникают кристалличе-

ски-зернистые структуры. Наиболее распространенной является разнoзернистая, при которой в одном штуде или даже шлифе наблюдаются зерна различной величины: от долей миллиметра до 10—20 мм в поперечнике. Форма зерен обычно неправильная. Они, как правило, плотно соприкасаются друг с другом по извилистым контурам. В некоторых зернах галита иногда заметны следы зонального строения.

Встречаются отдельные прослои каменной соли с равнозернистой структурой, которая характеризуется изометричной формой зерен и приблизительно равной их величиной (5—7 мм в поперечнике). Порода, обладающая равнозернистой структурой, сцементирована слабо и напоминает соль-гранатку (рис. 10). Микрозернистая структура каменной соли характеризуется величиной зерен от долей миллиметра до 2—3 мм в поперечнике. Форма зерен либо неправильная, либо кубическая. Встречаются зерна зонального строения. Прослои каменной соли подобной структуры довольно широко распространены на Старобинском месторождении (Щербина,

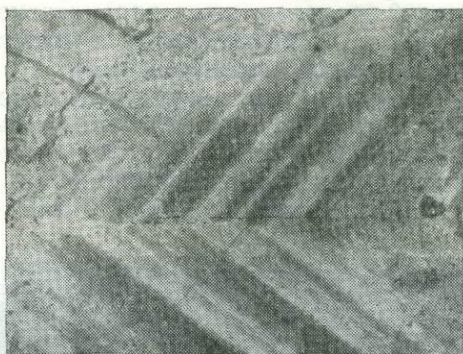


Рис. 9. Зональная структура галита. Шлиф, ник. 11,  $\times 65$  (Старобинское месторождение)

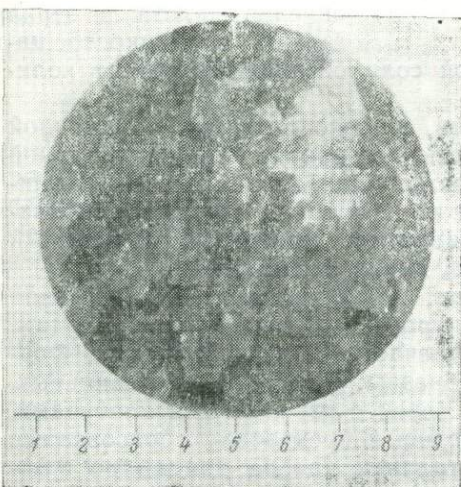


Рис. 10. Равнозернистая структура каменной соли (Тыретское месторождение)

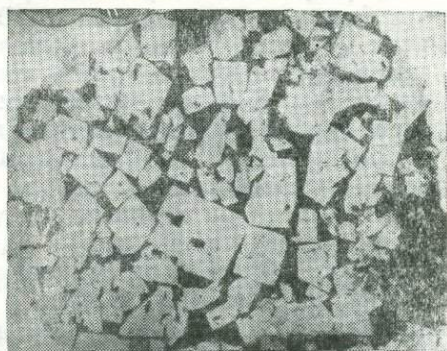


Рис. 11. Идиоморфная структура каменной соли. Шлиф, ник. 11,  $\times 5$  (Джезказганское месторождение)

1961). Встречаются они и среди каменной соли Верхнекамского месторождения и в ряде других месторождений каменной и калийных солей.

Идиоморфная структура обычно наблюдается среди слоев и прослоев каменной соли, содержащих примесь ангидрита, карбонатов и глинистого материала. Она характеризуется идиоморфными зернами галита, прямые контуры которых подчеркиваются скоплением минералов-примесей (рис. 11). Величина галитовых зерен и кристаллов колеблется от долей миллиметра до 10—15 мм в поперечнике. Разновидно-

стью идиоморфной структуры является порфириовидная структура. Она обусловлена наличием отдельных крупных зерен среди мелкозернистой основной массы.

Ориентированная\* структура характеризуется удлинённой формой зерен, расположенных параллельно друг другу вдоль слоистости. Эта структура свидетельствует о пластическом течении соли в результате тектонических воздействий.

Стекловидная структура — типичная структура перекристаллизации. Каменная соль, обладающая стекловидной структурой, водянoproзрачная, свободная от минералов-примесей, границы между зёрнами галита почти неразличимы.

Волокнистая структура каменной соли характерна для прожилков, выполняющих трещины в породе (рис. 12).

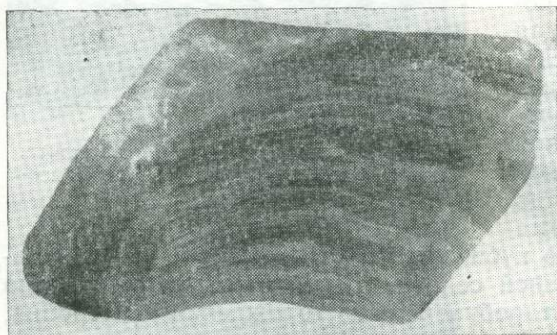


Рис. 12. Волокнистая структура каменной соли (Калужское месторождение)

Цвет каменной соли, как отмечалось, обусловлен окраской зерен галита. Каменная соль обычно светло-серая и белая. Темно-серые разности отмечаются близ прослоев несоляных пород. Красная окраска (различных оттенков) в подавляющем большинстве случаев вторична и вызвана проникновением коллоидальных окислов железа в зёрна галита по микротрещинам.

обычно зависит от количества красящей примеси.

Интенсивность окраски каменной соли обусловлена количеством красящей примеси. В результате вторичных процессов, широко развитых в каменной соли большинства месторождений, кроме перекристаллизации основной массы меняется форма, а иногда и состав минералов-примесей. Возникают новые минералы, отсутствующие на начальном этапе формирования породы. К таким минералам, например, относятся аутигенный кварц, карбонаты переменного состава, пирит, целестин.

По данным В. Д. Гримма (Grimm, 1965), наиболее значительная часть новообразованного кварца приурочена к соленосным породам. Аутигенный кварц довольно часто встречается в каменной соли. Формы проявления кварца весьма разнообразны: скопления неправильных, различно оптически ориентированных зерен с извилистыми контурами, сростки розетковидной формы и отдельные прекрасно образованные кристаллики. Дипирамидальные кристаллики кварца длиной до 0,5—0,8 мм обычно наблюдаются в зёрнах галита вдоль границ глинистых скоплений. В шлифах видно, что кварц врастает в галит. Иногда можно наблюдать зоны роста отдельных кристаллов кварца. Аутигенный кварц всегда прозрачен и почти не содержит включений. Лишь иногда в нем прослеживаются включения зерен карбонатов, ангидрита и глинистых частичек, захваченных во время кристаллизации кремнезема.

Образование кварца в породах соленосной толщи происходит главным образом в постседиментационный период, в стадию раннего диагенеза. Я. Я. Яржемский (1949) на многих соляных месторождениях наблюдал кварц различных этапов эпигенетического образования и почти всюду установил приуроченность его к ангидрито-карбонатно-глинистым скоплениям среди каменной соли.

Ангидрит является наиболее распространенной примесью в каменной соли. Он присутствует в виде отдельных разных по величине зерен

и призматических кристаллов, рассеянных среди галита, и скоплений, расположенных в промежутках между зернами галита. Во многих месторождениях в каменной соли встречаются округлые шаровидные стяжения ангидрита, расположенные либо вдоль слоистости, либо беспорядочно. Величина этих стяжений от долей миллиметра до 7—20 мм в диаметре. Внутренняя структура микро- и тонкозернистая, иногда спутанно-волоконистая. На периферии стяжений часто наблюдаются перекристаллизованные участки с лучистой структурой и отдельные крупные шестоватые кристаллы. Кроме того, отмечаются прослои ангидрита, сложенные подобными стяжениями (рис. 13, 14). Граница между стяжениями заметна ввиду наличия трещин, заполненных гли-

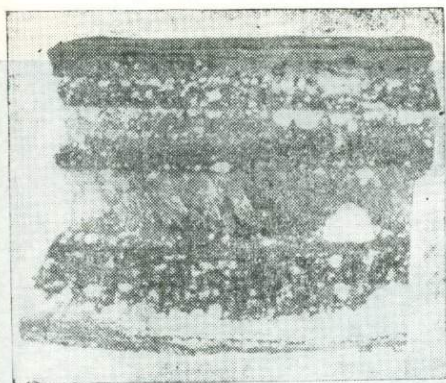


Рис. 13. Стяжения ангидрита (белое) среди каменной соли (Верхнепечорское месторождение)

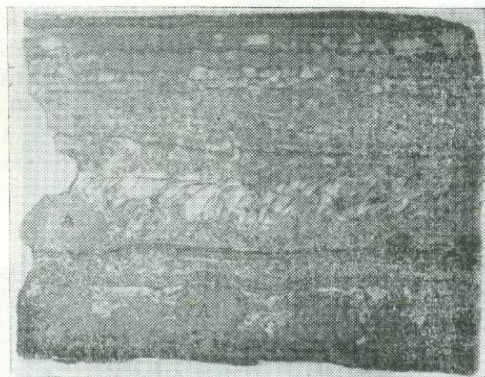


Рис. 14. Каменная соль с прослоями, сложенными округлыми стяжениями микрозернистого ангидрита — А. Шлиф, ник. 11,  $\times 2$  (Верхнепечорское месторождение)

нисто-карбонатным материалом. Подобная структура ангидритовых прослоев возникла, по-видимому, в стадию раннего диагенеза при уплотнении осадка. Наиболее интенсивно перекристаллизованы краевые части ангидритовых скоплений. Близ них в каменной соли находится масса отдельных призматических и короткостолбчатых кристаллов, расположенных в промежутках между зернами галита и внутри зерен. Величина вторичных кристаллов ангидрита колеблется от десятых долей миллиметра до 5—8 мм по длинной оси.

В каменной соли среди ангидритовых скоплений и прослоев неоднократно наблюдался парагенезис ангидрита с пиритом (Вахрамеева, Горкун, 1960; Писарчик, 1963; Иванов, Воронова, 1968). Пирит присутствует в виде отдельных кристаллов иногда октаэдрического облика (рис. 15), а иногда образует псевдоморфозы по кристаллам ангидрита.

В галито-ангидритовых прослоях в каменной соли нередко встречаются изометричные и неправильной формы зерна целестина. Величина их колеблется от долей миллиметра до 1—2 мм в поперечнике. Наличие отдельных зерен целестина и их скоплений в зернах галита у контакта с ангидритовыми участками, их ассоциация с крупными перекристаллизованными зернами карбонатов и аутигенным кварцем позволяют предположить, что целестин образовался либо в процессе диагенеза, выпав из насыщенных стронцием остаточных растворов, либо в результате катагенеза.

Кроме глинисто-ангидритовых и ангидритовых прослоев, обычно содержащих примесь карбонатного материала, в каменной соли встречаются слои и пачки слоев глинисто-карбонатных и карбонатных пород, отображающие более или менее длительные периоды снижения

концентрации рапы солеродного бассейна. Карбонаты в этих прослоях первичные и представлены пелитоморфными и микрозернистыми разностями. Более крупные зерна и хорошо образованные кристаллы карбонатов наблюдаются в каменной соли вдоль границ глинисто-карбонатных прослоев и скоплений (рис. 16). Форма карбонатных зерен неправильная, изометрическая, ромбоэдрическая; в шлифах довольно часто наблюдаются зерна гексагональных и призматических сечений. Размеры их колеблются от долей миллиметра до 1—5 мм в поперечнике (рис. 17).

Иммерсионное исследование и термический анализ показали, что карбонаты имеют переменный состав. Первичные пелитоморфные и

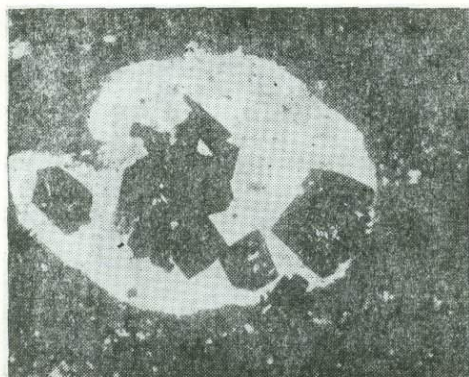


Рис. 15. Идиоморфные кристаллы пирита (черное) среди ангидритовых скоплений (белое). Шлиф, ник. 11,  $\times 40$  (Верхнепечорское месторождение)



Рис. 16. Скопления карбонатных зерен, расположенных вдоль границ глинистых участков в каменной соли. Шлиф, ник. +,  $\times 15$  (Карлюкское месторождение)

микрозернистые разности чаще всего относятся к доломиту, иногда к кальциту, а зерна и кристаллы карбонатов, возникшие в результате перекристаллизации, нередко имеют иной состав и более высокий показатель преломления ( $N_D = 1,690—1,694$ ).

**Гидрогалит.** Этот минерал является сезонным. Образуется он в соляных озерах и источниках при температуре от  $+0,15$  до  $-21,9^\circ\text{C}$ . Выше  $+0,15^\circ\text{C}$  гидрогалит растворяется в своей кристаллизационной воде. При испарении образовавшегося раствора выделяются кубические кристаллы галита. Ниже  $-21,9^\circ\text{C}$  образуется криогалит (эвтектическая смесь гидрогалита и льда). Гидрогалит бесцветен, иногда представлен белыми и розовыми кристаллами. В связи с тем, что гидрогалит в обычных условиях не сохраняется, он изучен слабо. Спайность минерала несовершенная. В шлифах в проходящем свете он бесцветный, погасание косое, двупреломление слабое.

Образование гидрогалита в зимнее время наблюдалось рядом исследователей (Драверт, 1915; Николаевский, 1938). По данным П. Л. Драверта (1915), в Кемпендяйских соляных источниках гидрогалит начинает образовываться в октябре. В рапе отмечаются многочисленные пластинчатые и игольчатые кристаллики, а зимой на дне и краях неглубоких бассейнов осаждаются более крупные прозрачные бесцветные кристаллы и белые друзы гидрогалита (рис. 18). Форма природных кристаллов уплощенная, с шестиугольным очертанием. Выходящие на поверхность кристаллы гидрогалита даже при больших морозах выветриваются — теряют воду («Минералы», т. II, 1963).

В ряде озер Советского Союза (Эльтон, Баскунчак, Чапчачи) гидрогалит существует 1—3 месяца в году. Имеются данные о наличии

залежи гидрогалита на дне оз. Развал в Илецке (Дзенс-Литовский, 1957), но никаких исследований этого минерала не произведено. Факт нахождения гидрогалита на дне этого озера вызывает сомнение, так как А. И. Дзенс-Литовский в одной из ранее опубликованных работ указывает, что на дне оз. Развал «происходит из года в год накопление мирабилитовой корневой залежи» (Дзенс-Литовский, 1936). Отметим, что это указание ни в какой мере не соответствует действительности.

**Сильвинит.** В большой группе калийных минералов сильвин является наиболее распространенным. Крупных мономинеральных скоплений он не образует, а вместе с галитом слагает кристаллически-зернистую галито-сильвиновую и сильвино-галитовую породу—сильвинит, который наиболее широко распространен в калийных бессульфатных месторождениях. В этих месторождениях сильвин встречается в парагенезисе не только с галитом, но и с карналлитом, риннитом, ангидритом, карбонатами и глинистым веществом. Среди месторождений

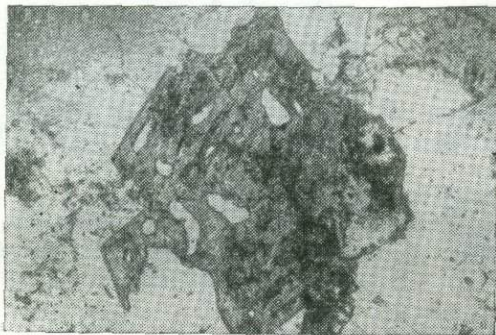


Рис. 17. Крупный кристалл доломита ромбоэдрического облика (темное) в каменной соли (светлое). Шлиф, ник. 11,  $\times 20$  (Усольское месторождение)

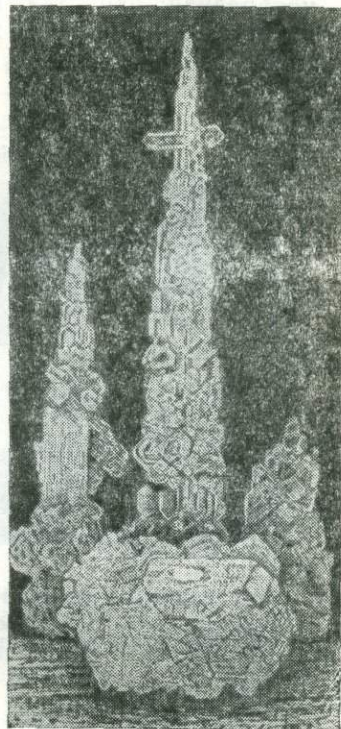


Рис. 18. Друза кристаллов гидрогалита (Кемпен'dяйское месторождение; по П. Л. Дравергу, 1915)

сульфатного типа сильвин ассоциируется с кизеритом, кайнитом, лангбейнитом, леонитом, лёвееитом, полигалитом, эпсомитом, а также и с перечисленными выше минералами. Кроме того, отмечаются парагенезисы сильвина с боратами.

Для сильвина характерны кристаллы кубического и кубооктаэдрического габитуса, реже встречаются октаэдрические, призматические, удлиненные и изогнутые кристаллы (Коробцова, 1955). Скелетные кристаллы сильвина отмечаются значительно реже, чем галита. Впервые они встречены нами среди сильвинитовых прослоев Старобинского месторождения в 1950 г. (рис. 19). В шлифах сильвинита видно, что вместе с зональным галитом присутствуют отчетливо выраженные зональные зерна сильвина. Зональность сильвина, так же как и галита, обусловлена наличием расположенных по зонам роста пустоток кубической формы, заполненных рапой и часто содержащих пузырьки газа.

Скелетно-зональные кристаллы сильвина свидетельствуют о его кристаллизации из поверхностной рапы в процессе испарения.

Чистый сильвин бесцветен, прозрачен. Часто встречаются молочно-белые и матовые разности. Широким распространением пользуется ро-

зовый, сургучно-красный и буро-красный сильвин, реже встречается желтый и серый.

Молочно-белый цвет сильвина обусловлен многочисленными микровключениями бесцветных минералов, в основном галита, а также наличием пузырьков газа. Микровключения галита в сильвине обычно расположены беспорядочно. Лишь в отдельных шлифах отмечается закономерное расположение микровключений галита параллельно граням куба (Яржемский, 1956). Форма галитовых микровключений разнообразная: округлая, каплевидная, призматическая и реже всего кубическая. Величина их колеблется от тысячных до десятых долей миллиметра.

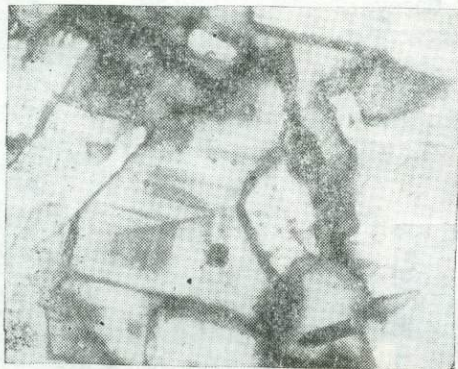


Рис. 19. Зональная структура зерен сильвина. Шлиф, ник. 11,  $\times 15$  (Старобинское месторождение; материалы В. П. Кирикова)

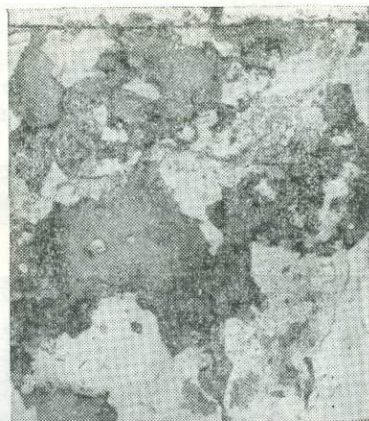


Рис. 20. Неравномерно окрашенные зерна сильвина. Шлиф, ник. 11,  $\times 5$  (Верхнепечорское месторождение)

Как правило, молочно-белые зерна сильвина оконтурены бурыми и сургучно-красными оторочками, которые представляют скопления гематитовых чешуек и гётитовых игл, оттесненных на периферию зерен в результате перекристаллизации сильвина.

Происхождению красной окраски калийных солей посвящены многие исследования. Красная окраска сильвина, так же как и карналлита, вызвана микровключениями окислов и гидроокислов железа. Окрашены зерна сильвина обычно неравномерно: более интенсивно по периферии, где наблюдаются скопления гематитовых чешуек и гётитовых игл (рис. 20). Иногда буро-красная окраска обусловлена втеками окислов железа в коллоидальном состоянии из граничащих с сильвином глинистых скоплений. Равномерное распределение красной окраски в зернах сильвина встречается не часто. Среди верхнекамских сильвинитов целиком окрашенные мелкие зерна сильвина отмечены В. А. Вахрамеевой. Желтые и оранжево-желтые зерна сильвина встречаются реже, чем бурые. При изучении сильвинитов Верхнепечорского месторождения под микроскопом в желтых зернах сильвина при больших увеличениях иногда удавалось обнаружить окрашенные в желтый цвет микровключения галита и минерала с более высоким, чем у галита, показателем преломления. Этот минерал анизотропный, с низким двууплощением. Установить природу этих микровключений не удалось.

По мнению В. А. Вахрамеевой, изучавшей желтые зерна сильвина Верхнекамского месторождения, микровключения в них представлены сульфатом железа.

Наряду с твердыми микровключениями в зернах сильвина отмечается большое количество газовых и жидких включений. Газ в сильвине находится под давлением. На это указывают особенности его выделения при растворении сильвина в воде.

Сильвин гигроскопичен, но на воздухе не расплывается. Легко растворяется в воде. С повышением температуры растворимость сильвина значительно возрастает, в то время как растворимость галита при тех же условиях изменяется мало (табл. 3).

Таблица 3

Растворимость галита и сильвина в воде

Температура, °С	NaCl		KCl	
	Растворимость, г/л	Содержание в растворе, г/100 г	Растворимость, г/л	Содержание в растворе, г/100 г
0	356,5	26,27	283,7	22,10
50	367,2	26,86	430,2	30,08
100	391,8	27,65	562,5	36,00

Сильвин менее хрупок, чем галит. При продолжительном одностороннем давлении он делается пластичным.

В шлифах в проходящем свете сильвин бесцветный, матовый. Очень редко отмечается слабое аномальное двупреломление.

Сильвин в основной массе имеет первичное происхождение. Это доказано при исследовании Верхнекамского и других калийных месторождений Советского Союза.

Г. Г. Уразов (1932), по данным физико-химического анализа, показал возможность первичного образования сильвина. А. А. Иванов (1932) на основании геологических наблюдений пришел к выводу о первичности красных и полосчатых сильвинитов Верхнекамского месторождения. В. А. Вахрамеева (1954), исследуя пестрые сильвиниты этого же месторождения, отнесла их к первичным образованиям. К этому же выводу пришла В. Н. Дубинина (1954). Возможность образования первичного сильвина в процессе испарения морской воды доказана в работах М. Г. Валяшко и Е. Ф. Соловьевой (1953). На первичность сильвина калийных залежей Предкарпатья указывают С. М. Корневский (1954) и В. В. Лобанова (1956).

Сильвин выпадает из рапы в солеродных бассейнах в условиях летней и зимней садки. Скелетные кристаллы сильвина свидетельствуют об его кристаллизации на поверхности рапы в летний период. Мелкозернистая разность сильвина соответствует предположительно осенне-зимней садке.

Наряду с первичным сильвином нередко встречается и вторичный. Он образуется в результате воздействия на карналлитовую породу растворов, не насыщенных хлористым магнием. В некоторых месторождениях имеются значительные скопления вторичного сильвина, так называемая «сильвинитовая шляпа». К «сильвинитовой шляпе», например, относится верхний сильвинит Верхнекамского месторождения (Иванов, Воронова, 1963).

Среди соляных пород отмечаются прожилки сильвинита волокнистого строения (рис. 21). На Старобинском и Предкарпатских месторождениях в соленосной глине встречаются трещины, выполненные зернистым, а также волокнистым сильвинитом, в котором волокна галита и сильвинита тесно перемежаются и часто замещают друг друга. В Гаурдакском месторождении в глинистой каменной соли и в карбо-

натно-глинистых прослоях отмечаются прожилки волокнистого сильвина и карналлита. Минералы кристаллизовались из высококонцентрированных растворов, циркулировавших по трещинам, вероятно, в период формирования соляной толщи.

Сильвиниты весьма разнообразны по характеру окраски, минералогическому составу примесей, структурным и текстурным признакам. Среди сильвинитов наиболее крупного и хорошо изученного Верхнекамского месторождения выделены три типа: красный, полосчатый и пестрый. Эти основные типы сильвинита наблюдаются и среди большинства других калийных месторождений. Наиболее детальная петрографическая характеристика сильвинитов приводится в работах

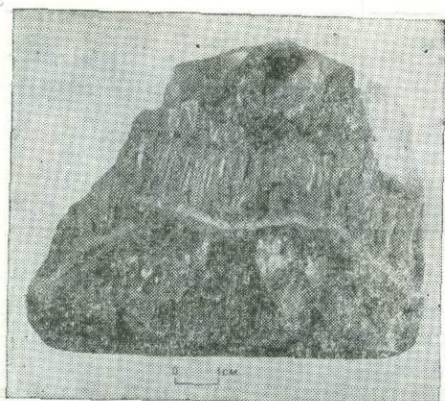


Рис. 21. Волокнистая структура сильвинита (Верхнекамское месторождение)



Рис. 22. Сильвинит красный слоистый (Старобинское месторождение; материалы В. П. Кирикова)

Е. Э. Разумовской (1931), В. Н. Дубининой (1954) и В. А. Вахрамеевой (1954<sub>1</sub>, 1956<sub>2</sub>).

Красный сильвинит характеризуется отчетливо выраженной слоистой текстурой и интенсивной красной и кирпично-красной окраской сильвиновых прослоев (рис. 22). Мощности прослоев сильвинита и каменной соли нередко близки между собой и составляют около 3 см. Примесь ангидрита, карбонатов и глинистого вещества обычно обособлена в тонкие (1—2 мм) прослой. Структура красных сильвинитов разнотекстурированная с преобладанием мелко- и среднетекстурированной структуры. Зерна сильвина часто изометричные, изредка с остатками зонального строения. Иногда встречаются почти мономинеральные прослои сильвинового состава; для них характерно ориентированное расположение зерен сильвина, вытянутых в плоскости слоистости.

Окрашены сильвиновые зерна неравномерно и, как правило, гуще в центре. Галит, входящий в состав сильвинита, чаще бесцветный, буровато-серый, а иногда с мелкими синими пятнами. В светло-розовых сильвинитовых прослоях сильвин почти бесцветный.

Сходные по окраске и текстурным признакам сильвиниты имеют широкое распространение в соленосной толще Старобинского и Жилинского месторождений (Иванов и др., 1961; Лобанова, 1960<sub>2</sub>).

Полосчатый сильвинит характеризуется очень тонкой слоистостью (рис. 23) и яркой окраской прослоев.

В. А. Вахрамеева (1956) при детальном послойном изучении соляных пород Верхнекамского месторождения в пласте полосчатого сильвинита установила сорок годовых слоев, каждый из которых состоит

из резко разделяющихся между собой прослоев соленосной глины мощностью 1—3 мм, каменной соли мощностью 10—30 мм и сильвинита мощностью 10—30 мм. В те годы, когда садка сильвина не происходила, в годовых слоях отмечаются два прослоя: соленосной глины и каменной соли.

Структура полосчатого сильвинита разномасштабная, мелко- и среднезернистая. Размеры зерен сильвина колеблются от 2—4 до 5—7 мм в поперечнике. При равном соотношении количеств сильвина и галита в сильвинитовых прослоях зерна их изометричны, а структура породы мостовидная. В бедных сильвинитовых прослоях зерна сильвина обыч-

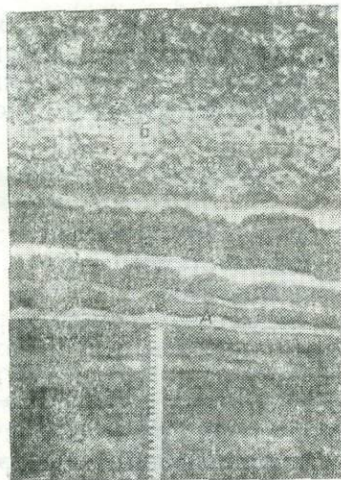


Рис. 23. Зона контакта пестрого сильвинита — Б и полосчатого сильвинита — А (Верхнекамское месторождение)

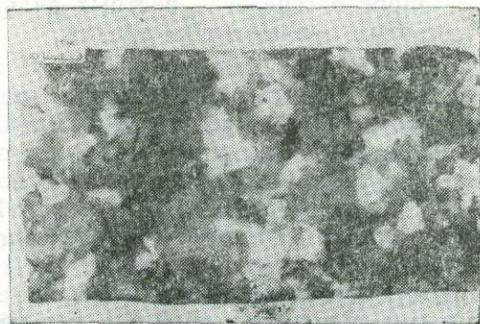


Рис. 24. Пестрый сильвинит (Верхнекамское месторождение)

но ксеноморфны. В некоторых зернах галита отмечаются следы зонального строения. В сильвине остатки зонального строения встречаются значительно реже. Среди полосчатого сильвинита, так же как и среди красного, имеются почти мономинеральные прослои сильвинового состава с ориентированной структурой.

Окраска сильвиновых прослоев в полосчатом сильвините, по данным В. А. Вахрамеевой, неодинакова. В нижней части пласта они темно-красные, в средней — сургучно-красные и розовые, а в верхней — молочно-белые. Галит розовато-серый, бесцветный, часто голубой и синий. В. А. Вахрамеева полагает, что верхняя часть пласта полосчатого сильвинита является переходной между красными и пестрыми типами сильвинита. С красными и полосчатыми сильвинитами Верхнекамского месторождения сходны тонкополосчатые сильвиниты Верхнепечорского и Жиланского месторождений (Иванов, Воронова, 1968; Лобанова, 1960).

Пестрый сильвинит характеризуется пестротой окраски и отсутствием четко выраженной слоистости из-за массивной текстуры породы (рис. 24). Структура породы разномасштабная, преимущественно средне- и крупнозернистая. Величина крупных перекристаллизованных зерен сильвина достигает 2—4 см. Иногда среди крупных сильвиновых кристаллов заметны контуры мелких зерен сильвина. Текстура пестрого сильвинита массивная. В породе чаще преобладает сильвин молочно-белый, крупнозернистый. При наличии примеси ожелезненного глини-

стого вещества зерна сильвина обычно оконтурены сургучно-красными оторочками. Форма сильвиновых зерен неправильная, часто с прямыми очертаниями, так как они находятся среди идиоморфных зерен галита.

Галит либо бесцветный и прозрачный, либо голубой и синий. Он почти полностью перекристаллизован. Лишь в отдельных зернах В. Н. Дубинина (1954) обнаружила следы зонального строения. Количественные соотношения сильвина и галита, слагающих породу, различны даже в пределах одного и того же пласта. Часто в пестром сильвините сильвин несколько преобладает над галитом.

Макро- и микроскопическое изучения пестрых сильвинитов на Федоровско-Стерлибашевском валу, Линевской структуре, Жилянском и Верхнепечорском месторождениях показали, что они в общих чертах сходны с пестрыми сильвинитами Верхнекамского месторождения (Корневский, Воронова, 1966; Иванов, Воронова, 1968). Сходство пестрых сильвинитов проявляется в однообразии их структурных и текстурных признаков и характере окраски. Отличием является состав минералов-примесей и интенсивность окраски породы.

Вопрос о генезисе пестрых сильвинитов окончательно не решен. Существуют разные точки зрения.

1. Пестрый сильвинит является вторичным и образуется из карналлитовой породы в результате динамо- и гидротаморфизма (Разумовская, 1931; Морачевский, 1939, 1940; Ходьков, 1956).

2. Пестрый сильвинит является первично-седиментационным образованием, связанным с карналлитовой породой фациальными переходами (Вахрамеева, 1954; Дубинина, 1954). В пользу этой гипотезы говорят данные петрографических исследований. В пестрых сильвинитах Верхнекамского месторождения В. А. Вахрамеева отмечает сезонную и годовую слоистость, согласные контакты с подстилающими и покрывающими соляными породами, отсутствие пестрых сильвинитов в наиболее дислоцированных участках месторождения и отсутствие остаточных продуктов метаморфизма.

3. При рассмотрении генезиса пестрых сильвинитов Иванов (1963) кроме результатов петрографических исследований учитывает особенности их проявления и закономерности пространственного распределения. По его мнению, пестрый сильвинит образуется метасоматическим путем в стадию раннего диагенеза при воздействии на карналлитовую породу хлорнатриевого рассола, не насыщенного по калию и магнию и поэтому агрессивного по отношению к карналлиту.

По минералогическому составу также выделяется ряд разновидностей сильвинита. В цехштейновых калийных месторождениях широким распространением пользуется твердая соль (хартзальц), сложенная кизеритом, сильвином и галитом. Среди калийного пласта Стассфурта твердая соль находится в виде пятен и линз в карналлитовой породе (Валяшко, Штолле, 1965). В месторождении Верра твердой солью сложена верхняя залежь калийных солей. Структура твердой соли разнозернистая, часто порфириовидная.

Геохимическое изучение калийных солей пласта Стассфурта позволило М. Г. Валяшко и Э. Штолле рассматривать их «как нормальные осадки солеродного бассейна морского происхождения... Процесс отложения солей протекал по метастабильному пути, при этом первоначально кристаллизовалась смесь галита, сильвина и гексагидрита» (1965). Твердая соль образовалась в период раннего диагенеза в результате обезвоживания гексагидрита до кизерита.

В Стебникском месторождении С. В. Ходькова выделила несколько разновидностей сильвинита.

Каинитовый сильвинит представляет желтовато-серую породу с красноватым оттенком. Структура этого сильвинита мелкозернистая,

текстура слоистая. В состав породы кроме породообразующих минералов входят лангбейнит, кизерит, полигалит и глинистое вещество.

Кизеритовый сильвинит имеет также желтовато-серую окраску. Структура мелкозернистая, текстура слоистая. Слоистость обусловлена ритмично чередующимися прослоями кизеритового сильвинита и соленосной глины. Небольшую примесь составляет лангбейнит.

Лангбейнитовый сильвинит — это серая и розоватая порода. Структура его мелкозернистая, текстура тонкослоистая и полосчатая. Примесь составляют полигалит, кизерит, каинит и соленосная глина.

Ангидритовый и полигалитовый сильвиниты характеризуются мелкозернистой структурой и слоистой текстурой.

Детальные исследования предкарпатских сильвинитов, выполненные В. В. Лобановой (1956), показали, что сильвиниты всех типов имеют первичноосадочное происхождение.

В соляных породах и соленосных глинах нередко встречаются гнезда, линзы и мелкие вкрапления, сложенные вторичным сильвином, возникшим либо в результате разложения карналлита и каинита, либо при кристаллизации из остаточных растворов, пропитывавших породы соленосной толщи.

**Карналлитовая порода.** Карналлит в калийных месторождениях является одним из главных калийных минералов и в месторождениях бессульфатного типа по степени распространения занимает второе место после сильвина. Вместе с галитом карналлит слагает кристаллически-зернистую карналлитовую породу, в которой количественные соотношения между карналлитом и галитом значительно колеблется. В бессульфатных калийных месторождениях карналлит ассоциируется с сильвином, ангидритом и карбонатами, а в месторождениях сульфатного типа наблюдаются парагенезисы карналлита с каинитом, кизеритом, шённитом, эпсомитом, лангбейнитом, бишофитом и полигалитом.

Карналлит обычно встречается в виде изометричных, неправильных и псевдогексагональных зерен. Хорошо образованные дипирамидальные, толстотаблитчатые и боченовидные кристаллы встречаются редко; скелетные кристаллы отсутствуют; спайности нет.

Чистый прозрачный и бесцветный карналлит отмечается не часто. Как правило, он окрашен в сургучно-красный, буро-красный и оранжево-красный цвет иногда с характерным золотистым отливом. Реже встречаются темно-вишневые и почти черные разновидности. Еще реже отмечаются лимонно-желтая, зеленоватая и фиолетовая окраски. В большинстве случаев зерна карналлита окрашены неравномерно.

Природу и характер распределения красной окраски в калийных солях и преимущественно в карналлите изучали многие исследователи (Rose, 1856; Precht, 1880; Разумовская, 1927, 1931, 1958; Пуаре, 1930; Безденежных, Морачевский и др., 1939; Вахрамеева и Чирвинский, 1943; Дубинина, 1954; Борщевский, 1964, 1966). Все они связывают эту окраску с многочисленными микровключениями окисных и гидроокисных соединений железа.

Г. Прехт (Precht, 1880) высказал предположение, что железо, первоначально входившее в состав карналлита в виде изоморфной примеси минерала  $\text{FeCl}_2 \cdot \text{KCl} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ , окислилось кислородом кристаллизационной воды, и при этом образовались окись железа и водород. Окисление  $\text{Fe}^{2+}$  и рост гематитовых чешуек происходили в кристаллизационной решетке карналлита, вследствие чего чешуйки ориентированы закономерно. Беспорядочное расположение чешуек Прехт объясняет последующей перекристаллизацией породы.

По заключению Е. Э. Разумовской (1927), наблюдается полная аналогия в характере и природе красной окраски карналлитов Верхнекамского и Стассфуртского месторождений. Ею выделено четыре типа минеральных разновидностей, обуславливающих красную окраску кар-

наллита: 1) гексагональные красно-бурые чешуйки; 2) бурые иглы; 3) красно-бурые хлопьевидные скопления; 4) примесь желтого минерала или газа в виде твердого раствора, обуславливающая равномерную желтую окраску карналлитовых зерен.

В. Н. Дубинина (1954) электронно-микроскопическими исследованиями установила, что бурые хлопьевидные скопления в зернах сильвина и карналлита состоят из тонких прозрачных чешуек гематита около 1  $\mu$  в диаметре и коротких игл, которые распадаются на ряд гематитовых чешуек.

Ю. А. Борщевский (1966<sub>2</sub>), рассматривая красную окраску калийных солей, объясняет причины ее возникновения, сокристаллизацию железа с калийными солями, механизм окисления  $Fe^{2+}$ , а также рост и ориентировку микрокристаллов гематита в зернах и кристаллах сильвина и карналлита. Источником железа, по его мнению, является терригенный материал, который попадает в рапу солеродного бассейна эоловым путем и там разлагается. Растворяющее действие калийной рапы обусловлено высокой ионной силой соляного раствора. В рапе значительно увеличивается содержание растворенного железа. В дальнейшем происходит первичная сокристаллизация  $FeCl_2$  с сильвином и карналлитом. Таким образом,  $FeCl_2$  является сингенетическим образованием, а  $Fe_2O_3$  — эпигенетическим, возникшим в результате радиационно-химического окисления  $FeCl_2$  в кристаллах калийных солей под действием радиоактивного распада  $K^{40}$ .

Особой точки зрения о природе красной окраски верхнекамских калийных солей придерживается Н. К. Чудинов (1967). По его мнению, красящее вещество состоит из неорганических и органических соединений, накопившихся в результате жизнедеятельности низших организмов — бактерий, среди которых преобладают виды, аккумулирующие в составе своих тел Fe, Mn, Si и другие элементы. Причину избирательной окраски солей (приуроченность красной окраски к калийным минералам) Н. К. Чудинов объясняет тем, что организмы, жившие в солеродных бассейнах, размножались в конце летнего сезона и в большом количестве захватывались во время кристаллизации калийных солей. Н. К. Чудинов утверждает, что эти организмы сохранили жизнеспособность и поныне, т. е. в течение более 350 млн. лет, и в соответствующих условиях могут оживать.

Опыты по выделению и оживлению бактерий из ископаемой каменной соли были выполнены в ФРГ и Канаде. По Домбровскому (Dombrowski, 1962), бактерии, выделенные из цехштейновой и среднедевонской каменной соли, также сохранили жизнеспособность.

При изучении в палинологической лаборатории ВСЕГЕИ нерастворимого остатка из карналлитовой породы пласта «В». Верхнекамского месторождения никаких бактерий обнаружено не было. При исследовании нерастворимых остатков калийных солей методами петрографического анализа бактерии также обнаружены не были. Поэтому опыты Н. К. Чудинова и других исследователей не могут служить бесспорным доказательством органического происхождения красной окраски калийных солей.

Темные (буро-красная и коричнево-бурая) окраски наблюдаются в зернах карналлита, оконтуренных ожелезненным глинистым веществом. Под микроскопом видно, что в таких зернах включены многочисленные чешуйки гематита и иглы гётита, расположенные чаще всего беспорядочно. В ярко-красных зернах карналлита включены чешуйки, которые обычно лежат на грани пинакоида и располагаются параллельно какой-либо плоскости карналлитового зерна, вследствие чего зерна карналлита имеют характерный металлический блеск (рис. 25).

В 1961 г. в лаборатории изучения нерудного сырья и в спектральной лаборатории ВСЕГЕИ выполнены химический и спектральный ана-

лизы красящего вещества из карналлитовой породы Верхнекамского месторождения (табл. 4).

По данным этих анализов, красящее вещество состоит в основном из окислов железа, находящегося в значительной части в гидратной форме.

Природа лимонно-желтой окраски карналлита окончательно не выяснена.

В зернах карналлита имеется значительное количество микровключенного газа. Он состоит в основном из азота, водорода и метана и находится под давлением. Образцы карналлитовой породы, извлеченные из выработок на дневную поверхность, нередко растрескиваются.

Из твердых микровключений в зернах карналлита чаще всего встречаются галит, сильвин, ангидрит, карбонаты, кварц и глинистый материал, реже отмечаются полигалит, кизерит, каинит и др. В. А. Вахрамеева (Вахрамеева и Чирвинский, 1943) указывает на наличие в лимонно-желтом карналлите бесцветных кристаллов дугласита ( $2KCl \cdot FeCl_2 \cdot 2H_2O$ ).

Карналлит очень хрупкий и весьма гигроскопичный минерал; он расплывается на влажном воздухе, очень легко растворяется в воде. Характерным признаком, отличающим карналлит от сопутствующих соляных минералов, является скрип, который он издает при сверлении острым металлическим предметом. На это свойство карналлита впервые обратила внимание Е. Э. Разумовская (1927).

В шлифах в проходящем свете карналлит бесцветен. Часто отмечаются полисинтетические двойники параллельные и пересекающиеся.

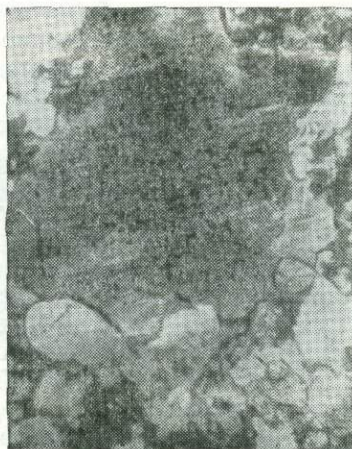


Рис. 25. Микровключения гематитовых чешуек в карналлите (темное поле). Шлиф, ник. 11,  $\times 15$  (Карлюкское месторождение)

Таблица 4

Результаты спектрального и химического анализов красящего вещества из карналлитовой породы

Спектральный анализ				Химический анализ	
Элементы	Содержание, %	Элементы	Содержание, %	Окислы	Содержание, вес. %
Si	Более 10	Cu	0,01—0,03	$SiO_2$	18,74
Al	1—3	Pb	0,001—0,003	$Al_2O_3$	4,32
Mg	1—3	Ag	Менее 0,001	$TiO_2$	0,47
Ca	0,3—1	Zn	$\approx 0,1$	$Fe_2O_3$	52,05
Fe	3—10	Ga	0,001—0,003	FeO	7,24
Mn	0,03—0,1	Sr	Менее 0,03	MnO	1,97
Ni	0,001—0,003	Ba	Менее 0,03	CaO	1,82
Ti	0,1—0,3	Na	Менее 0,1	MgO	1,35
V	0,003—0,01	K	1—3	$K_2O$	2,60
Zr	0,003—0,01	Sc	Менее 0,001	$Na_2O$	0,09
		Rb	0,005	$H_2O$	1,48
				П.п.п.	8,01
				Сумма	100,14

В окрашенных зернах карналлита под микроскопом иногда наблюдаются красные полосы, обусловленные закономерным расположением гематитовых чешуек. Полосы эти слабо плеохроируют. Более густая окраска полос наблюдается в том случае, когда плоскости гематитовых чешуек ориентированы параллельно плоскости колебаний поляризатора.

Карналлитовая порода среди соляных пород образует пласты, слои и прослои различной мощности, линзовидные скопления и гнезда. Мономинеральные разности карналлитовой породы встречаются редко: как правило, она сложена карналлитом и галитом. В состав породы в качестве породообразующего минерала часто входит сильвин. В зависимости от количественного соотношения основных компонентов, слагающих породу, выделяются галито-карналлитовая и карналлитогалитовая разновидности. Если в составе породы в качестве породообразующих минералов присутствуют сильвин, каинит, кизерит и другие минералы, то они тоже входят в название породы (Яржемский, 1964; Корневский, Воронова, 1966).

Чаще всего карналлитовая порода представлена кристаллически-зернистой смесью зерен карналлита, галита и иногда сильвина. Окрашена порода обычно в красный цвет различных оттенков: от темно-красного и сургучно-красного до оранжево-желтого и светло-желтого. Наиболее темноокрашенные разности обогащены ожелезненной соленосной глиной. Светлоокрашенная карналлитовая порода почти не содержит примеси соленосной глины, а под микроскопом зерна карналлита бесцветны.

Структура карналлитовой породы чаще всего разнотельная. Величина зерен колеблется от долей миллиметра до 10—25 мм в поперечнике. Форма карналлитовых зерен обычно неправильная, контуры извилистые. В шлифах видно, что зерна карналлита сгруппированы в мелко- и среднетельные агрегаты, расположенные среди галита. Зерна галита более идиоморфные. Изометричные и овальной формы зерна карналлита встречаются реже.

Разновидностью разнотельной структуры карналлитовой породы является порфиридная, характеризующаяся наличием изометричных зерен галита (около 1—1,5 см в поперечнике) среди основной мелкозернистой массы, сложенной в основном карналлитом. Порфиридная структура наиболее распространена среди карналлитовых пород Карлюкского месторождения (рис. 26).

Среди карналлитовой породы нередко наблюдается ориентированная структура, при которой вытянутые в плоскости слоистые зерна карналлита расположены параллельно друг другу.

Равнотельная и мостовидная структуры карналлитовой породы встречаются не часто и, как правило, отмечаются среди мономинеральных разностей. Границы карналлитовых зерен среди таких участков наиболее отчетливо различаются в скрещенных николях вследствие неодинаковой оптической ориентировки зерен (рис. 27).

Иногда в карналлитовой породе наблюдаются структуры частичного растворения и замещения. В шлифах карналлитовой породы Карлюкского месторождения, в состав которой входит сильвин, нередко можно наблюдать замещение карналлита сильвином и развитие карналлитовых зерен по сильвину.

Волокнистая структура карналлитовой породы характерна для прожилков, выполняющих трещины в породе и в соленосной глине. Трещины, выполненные волокнистым карналлитом, встречаются среди соляных пород и соленосных глин ряда месторождений. По наблюдениям А. А. Иванова, в предкарпатских соленосных глинах мощность жил и прожилков карналлита колеблется от нескольких миллиметров до 15—20 см, причем нередко средняя часть прожилков сложена зер-

нистым карналлитом, а у краев жил сохраняется волокнистая структура. В Старобинском месторождении мощность прожилков волокнистого карналлита не превышает 1,5—2 см.

Текстура карналлитовой породы массивная, слоистая, пятнистая и брекчиевидная, из которых последняя обусловлена влиянием тектоники и процессов выщелачивания и перекристаллизации. Среди участков карналлитовой породы с брекчиевидной текстурой в зернах карналлита наблюдаются следы дробления. Такие зерна обладают сложным двойниковым строением, а в ряде их отмечаются трещины.

Карналлитовая порода, как правило, перекристаллизована. В редких случаях в шлифах видны кубические кристаллики галита со сле-



Рис. 26. Порфировидная структура галито-карналлитовой породы (черное — галит; светло-серое — карналлит). Шлиф, ник. +,  $\times 6$  (Карлюкское месторождение)

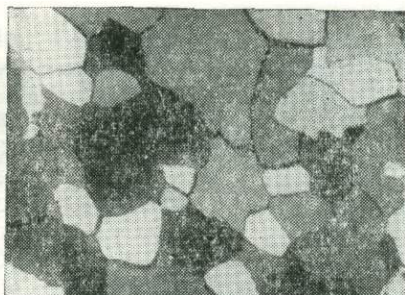


Рис. 27. Мостовидная структура карналлитовой породы. Шлиф, ник. +,  $\times 15$  (Карлюкское месторождение)

дами зонального строения, заключенные в зернах карналлита. Следов зонального строения в зернах карналлита не встречено.

Карналлитовая порода в основной массе имеет первичное пегни-тогенное происхождение.

Состав минеральной примеси в карналлитовой породе различный и зависит от физико-химических условий формирования соляной залежи. В месторождениях хлоридного типа в карналлитовой породе примесь составляют галит, сильвин, ангидрит, карбонаты и глинистый материал. Среди глинистого материала отмечаются скопления зерен аутигенного кварца. Для вторичных карбонатов, часто встречающихся в карналлитовой породе, характерны пластинчатая форма зерен и высокие показатели преломления, отвечающие магнезиту и анкериту (рис. 28). При образовании крупных кристаллов с более высокими показателями преломления в результате перекристаллизации играет роль химический состав растворов, захваченных осадком, и вмещающие породы, содержащие железо и магний (Дубинина, 1954, 1960; Корневский, Воронова, 1966; Иванов, Воронова, 1968).

В месторождениях сульфатного типа кроме перечисленных минералов в составе примеси отмечаются полигалит, кизерит, шенит, каннит. В Стассфуртском пласте цехштейнового месторождения калийных солей среди карналлитовой породы встречаются включения и вкрапления тахгидрита.

При сравнении карналлитовых и карналлитсодержащих пород как сульфатного, так и бессульфатного типов месторождений видно, что наряду с чертами сходства, выражающимися в одинаковом химико-минералогическом составе этих пород, аналогичной природе их окраски, близких структурных и текстурных признаках и одинаковом проявлении процессов перекристаллизации, между ними имеются и различия,

обусловленные количественным соотношением слагающих данные породы компонентов, минералов, составляющих примеси, и распределением последних среди основной массы пород.

Минерал риннеит ( $3\text{KCl} \cdot \text{NaCl} \cdot \text{FeCl}_2$ ) — редкий галоид закисного железа — впервые встречен в каменной соли и сильвинитах цехштейнового калийного месторождения в районе Ганновера, позднее обнаружен в сильвините в Юго-Восточной Туркмении, а также в соляном керне одной из скважин, пробуренных в северной части Троицко-Михайловского вала (Канско-Тасеевская впадина Сибирской платформы). В первом из указанных районов риннеит обнаружен в нижнем пласте сильвинита (верхняя юра) на участке Южный Лялимкан в виде скоп-



Рис. 28. Призматическо-игольчатые кристаллы магнетита в карналлит-сильвините. Шлиф, инк. 11,  $\times 20$  (Карлюкское месторождение)

лений неправильной формы, фиолетовой окраски с размерами до нескольких сантиметров. В соляной толще Троицко-Михайловского вала риннеит проявляется в виде неправильных гнездообразных включений в пачке каменной соли, содержащей прослойки и вкрапленность бедных калийных солей (карналлит, сильвин) и залегающей в верхах Троицкой соленосной толщи, вероятно, среднекембрийского возраста на глубине 223—241 м. В состав образца породы, содержащей хорошо сохранившийся риннеит, входят (в %): риннеит — 73,3; эритросидерит — 0,5; сильвин — 0,9; галит — 25,3 (Колосов, Пустыльников, Жаркова, 1968).

Чистый риннеит бесцветен, зерна его обычно окрашены в желтый, розовый, фиолетовый и бурый цвет. Кристаллы ромбоэдрические, но чаще отмечаются неправильные зерна и их скопления. Спайность по (1120) отчетливая. Излом занозистый или раковистый, блеск шелковистый, сверкающий. В воде риннеит растворяется легко. На воздухе малоустойчив и переходит в агрегаты сильвина, галита и гидроокислов железа. В шлифах в проходящем свете он бесцветен или желтоватый. Риннеит — минерал одноосный, положительный, с низким дву- преломлением ( $N_o = 1,588$ ;  $N_e = 1,589$ ). В сильвините риннеит находится в парагенезисе с карналлитом, кизеритом и ангидритом. Риннеит — вторичный минерал: образуется в результате эпигенетических процессов в восстановительной среде с привносом  $\text{FeCl}_2$  («Минералы», т. II, 1963). А. С. Колосов и др. (1968) также отмечают, что риннеит не является продуктом прямого выделения из рапы бассейна. Более вероятно его образование за счет разложения (с преимущественным выделением  $\text{FeCl}_2$ ) первичного карналлита, содержавшего изоморфное железо.

**Бишофитовая порода.** Распространение этой породы ограниченное. Она образует прослойки, линзы и гнезда среди соляных пород некоторых месторождений калийных солей преимущественно сульфатного типа. Бишофит встречается в парагенезисе с галитом, сильвином, карналлитом, кизеритом, эпсомитом, полигалитом и ангидритом.

Кристаллы бишофита короткопризматические и игольчатые. Зерна изометричные или неправильные с извилистыми контурами. Излом раковистый, спайность отсутствует, блеск стеклянный, иногда тусклый. Чистый бишофит бесцветный и водяно-прозрачный, но встречаются его белые и буро-красные зерна.

В шлифах в проходящем свете бишофит бесцветен. Интерференционная окраска бишофита и карналлита одинакова, поэтому в шлифах они трудноразличимы. В окрашенных зернах бишофита отмечаются многочисленные микровключения чешуек гематита. При изучении озинкского бишофита В. Я. Дорохов (1940) наблюдал под микроскопом замещения гематитовых чешуек лимонитом. Преобладание лимонитовых чешуек обуславливает желтовато-розовую окраску бишофитовых зерен. Отмечаются полисинтетические двойники, легко возникающие при шлифовке и полировке. Относительно двойниковых швов погасание косое. Бишофит весьма гигроскопичен; на воздухе он быстро расплывается, превращаясь в раствор хлористого магния; легко растворяется в воде.

Бишофитовая порода встречена в ряде калийных месторождений Прикаспийской синеклизы (Корневский, Воронова, 1966), в Стассфуртском пласте месторождения калийных солей цехштейна, в месторождении Холле в Конго (Браззавиль). Бишофитовая порода, как правило, мономинеральная.

В Николаевской опорной скв. 2, пробуренной в районе Камышина, вскрыта бишофитовая зона, представленная почти мономинеральной бишофитовой породой, содержащей до 93% бишофита. В качестве примеси присутствуют галит, карналлит, эпсомит и гипс (Яриков и др., 1964).

На Озинкском месторождении в состав бишофитовой породы в качестве порообразующего минерала входит карналлит. В виде примеси присутствуют галит, сильвин, кизерит, эпсомит, ангидрит, иногда полигалит и глинистое вещество. Количество и состав примеси часто обуславливают характер окраски породы и ее структурно-текстурные особенности. Бишофит и карналлит в бишофито-карналлитовой породе образуют тесную кристаллически-зернистую смесь. Минералы, составляющие примесь, находятся либо в промежутках между зернами бишофита и карналлита, либо внутри зерен.

Для бишофитовой породы характерна разнoзернистая структура. Величина зерен колеблется от долей миллиметра до 20—25 мм в поперечнике. Форма зерен обычно неправильная, реже изометричная и призматическая. Текстура породы массивная, пятнистая и слоистая. Последние две разновидности обусловлены неравномерным распределением примеси.

На Челкарском месторождении В. В. Лобанова обнаружила галито-карналлито-бишофитовую породу, характеризующуюся послойным чередованием галита, карналлита и бишофита. Кроме того, на этом месторождении встречается почти мономинеральная бишофитовая порода, в которой содержание бишофита составляет 95—98%. В качестве небольшой примеси присутствуют галит (2—3%), ангидрит (1—2%) и в незначительном количестве отмечены кизерит и карналлит. Порода бесцветная, водяно-прозрачная. Структура ее среднезернистая. Изометричные и неправильной формы зерна бишофита тесно срастаются, образуя зернистую массу. Текстура мономинеральной бишофитовой породы массивная.

Во всех изученных нами месторождениях бишофитовая порода является первичным образованием, возникшим в последнюю (эвтоническую) стадию кристаллизации рапы солеродного бассейна. Об этом свидетельствуют послойное залегание бишофитовой породы, значительная мощность слоев и постепенные переходы в подстилающие и перекрывающие породы (Корневский, Воронова, 1966). Отдельные небольшие скопления и гнезда бишофита среди карналлитовой породы образуются в результате разложения карналлита при диагенетических и эпигенетических изменениях пород соляной толщи.

**Тахгидрит.** Распространение этого минерала редкое. Он встречается в калийных месторождениях цехштейна в виде вкраплений, включений, гнезд и прожилков в галито-карналлитовой зоне рудника Халле, среди каинитовой породы (Lotze, 1938), в соляных отложениях мелового возраста в Конго (Браззавиль) в виде небольших скоплений и блоков. Тахгидрит весьма гигроскопичный минерал. В воде растворяется очень легко. Спайность его совершенная, на плоскостях спайности блеск стеклянный. Хорошо образованных кристаллов не обнаружено, в природных условиях наблюдаются изометричные зерна. Окрашен тахгидрит в желтый и медово-желтый цвет. В некоторых зернах отмечаются беспорядочно расположенные микровключения чешуек гематита. В шлифах в проходящем свете зерна тахгидрита обычно желтого цвета. Чаще всего тахгидрит встречается в парагенезисе с карналлитом, образуя с ним тесную кристаллически-зернистую смесь. Кроме того, он ассоциируется с сильвином, галитом, ангидритом, кизеритом и борацитом. Тахгидрит в большинстве случаев вторичный минерал и образуется в результате воздействия хлоркальциевых растворов на карналлит или хлормagneйных растворов на ангидрит. Экспериментальные данные свидетельствуют о том, что тахгидрит кристаллизуется только при температуре выше 22° С («Минералы», т. II, 1963).

**Хлорокальцит.** Этот минерал встречается совсем редко. Он отмечен в калийном месторождении близ Ганновера (ФРГ), где образует тонкие прослои среди галита. Минерал очень гигроскопичен и на воздухе легко расплывается. Кристаллы его псевдокубического облика, иногда вытянуты или уплощены. В зернах и кристаллах отмечены микровключения чешуек гематита. Спайность совершенная. Хлорокальцит бесцветен, белый, иногда с фиолетовым оттенком; в шлифах в проходящем свете прозрачен; наблюдаются двойники. Изучение минерала затруднено в связи с сильной гигроскопичностью («Минералы», т. II, 1963).

**Каинитовая порода.** Данная порода широко развита среди отложений калийных солей в Предкарпатских месторождениях, слагает «каинитовые шляпы» в ряде месторождений ФРГ и ГДР, образует почти мономинеральную залежь в месторождении Масли в Эфиопии. В минералогических проявлениях и скоплениях каинит довольно широко распространен в пермской галогенной формации Нью-Мексико и Техаса, а также в ряде солянокупольных структур Прикаспийской синеклизы (Индер, Озинки и др.) и встречается в месторождении Узун-Су (Коробцова, 1955; Кореневский, Воронова, 1966; Воронова, 1954; Schaller, Henderson, 1932; Helwerda, Hutchinson, 1968).

Крупных мономинеральных скоплений каинит не образует; в качестве породообразующего минерала он входит в состав смешанных калийно-магниевого сульфатных солей. Наиболее часто каинит находится в парагенезисе с галитом, сильвином, лангбейнитом, полигалитом, карналлитом, шёнитом, эпсомитом, кизеритом и ангидритом, реже — с гипсом, астраханитом, лёвентом и леонитом. Как правило, каинит слагает плотную микрозернистую массу. Кристаллы каинита таблитчатые, призматические и ромбические. Иногда в ромбовидных кристаллах отмечается зональное строение, свидетельствующее о кристаллизации каинита непосредственно из рапы бассейна (Лобанова, 1956).

Бесцветный каинит встречается редко: обычно он окрашен в желтый, зеленовато-желтый, оранжевый и оранжево-красный цвет. Желтая и красная окраски обусловлены включениями окислов железа либо в коллоидальном состоянии, либо в виде чешуек гематита и игл гётита, беспорядочно рассеянных в зернах каинита. Серый цвет обусловлен примесью глинистого материала. Каинит хрупкий, практически не гигроскопичен, но на влажном воздухе легко покрывается налетом шёнита и эпсомита. Спайность каинита ясная, блеск стеклянный.

В шлифах в проходящем свете чистый каинит прозрачен. По величине двупреломления каинит сходен с карналлитом и отличается от последнего более высокими показателями преломления. Из микровключений в каините чаще всего присутствуют галит, полигалит, ангидрит, шённит, эпсомит. Кроме того, отмечаются пустотки с рапой и пузырьки газа.

Наиболее распространена каинитовая порода в Предкарпатских месторождениях. В. В. Лобановой (1956) выделены три разновидности каинитовой породы, различающиеся по составу и количественному соотношению породообразующих минералов. В собственно каинитовой породе каинит составляет 35—60%; галит — 20—40%; полигалит — 3—7% и глинистое вещество — 6—10%. В галито-каинитовой породе содержание каинита колеблется от 20 до 50%. В каинито-галитовой породе преобладает галит — 40—50%; каинит составляет 20—35%, полигалит — 5—10% и глинистый материал — 10—25%.

Эти три типа пород являются основными среди всех остальных разновидностей калийных пород Ново-Гольинского рудника.

Лангбейнито-каинитовая порода имеет более сложный минеральный состав. В нее входят: галит (30—40%), каинит (20—30%), лангбейнит (10—20%), сильвин (5—10%), кизерит (5—10%), глинистый материал (до 20%).

Каинитовая, галито-каинитовая и каинито-галитовая породы сходны по своим текстурным и структурным признакам. Для них характерны тонкослоистая текстура и разномасштабная, преимущественно мелкозернистая, часто ориентированная структура.

Слоистая текстура обусловлена чередованием прослоев с различным количественным соотношением каинита, галита и глинистого материала (рис. 29). Мощность прослоев колеблется от 1—2 до 5—10 см. Брекчированная текстура каинитовой породы обусловлена наличием обломков глинистого алевролита и песчаника, скоплений и желваков полигалита.

Каинитовая порода обычно серовато-желтая, желтая и желтовато-красная. Если галит, входящий в состав породы, частично окрашен в синий цвет, то порода приобретает голубоватый оттенок. В качестве примеси в породе присутствуют полигалит и глинистое вещество. Полигалит микрозернистый и тонкозернистый находится среди зерен галита и в промежутках между ними вместе с глинистым материалом. Сильвин встречается в виде незначительной примеси, главным образом среди галита. Иногда в породе отмечаются единичные зерна кизерита. Каинитовая порода, как правило, перекристаллизована. Лишь в некоторых шлифах В. В. Лобанова наблюдала зональные кристаллы каинита.

Макро- и микроскопическое изучение каинитовой и каинито-галитовой пород позволяет говорить о первично-седиментационном образовании главной массы каинита (Коробцова, 1955; Лобанова, 1956; Яржемский, 1956). Об этом свидетельствуют структурные и текстурные особенности каинитовой породы, зональное строение ромбовидных кристаллов каинита, ее микрозернистая структура и отчетливая слоис-



Рис. 29. Тонкослоистая текстура каинитовой породы (Калушское месторождение)

тость, обусловленная изменением физико-химических равновесий в период образования осадка.

М. Г. Валяшко (1962), признавая наличие в месторождениях первичного каинита, считает, что большая часть его образована в процессе диагенеза из ранее отложившихся сильвина и гексагидрита.

Изучая калийные породы Стебникского месторождения, С. В. Ходькова (1965) пришла к выводу, что каинит является исключительно вторичным минералом, возникшим различными путями в процессе преобразования соляных пород. Однако, по данным большинства исследователей, в Предкарпатских месторождениях вторичный каинит имеет подчиненное распространение и встречается в виде прожилков, выполняющих трещины среди соляных пород и соленосных глин. Мощность трещин измеряется сантиметрами. Кроме того, среди сильвинита, содержащего примесь кизерита, лангбейнита и полигалита, наблюдаются зерна вторичного каинита, развивающиеся по сильвину или оконтурирующие скопления кизерита, а среди галита встречаются новообразованные кристаллы каинита.

Некоторые исследователи рассматривают каинит как исключительно вторичный минерал, образовавшийся за счет лангбейнита, карналлита, сильвина и кизерита (Курнаков, Николаев, 1932; Шлезингер и др., 1940).

Вторичный каинит является одним из характерных минералов «соляной шляпы», развитой на калийных залежах месторождений цехштейна. Он образуется за счет карналлита и кизерита. В районе Стассфурта соляная шляпа сложена главным образом каинитовой породой, которая содержит 65% каинита и 35% каменной соли. Аналогичного состава «соляная шляпа» находится на калийной залежи в Нижне-Рейнском районе. Структура каинитсодержащей породы разнотекстурированная, текстура — массивная (Fulda, 1935).

Лангбейнито-каинитовая порода широко распространена в калийных месторождениях советского Предкарпатья, где она переслаивается с каинитовой и лангбейнитовой породами. Окраска породы неоднородная: желтовато-красная, желтая и серая. Структура разнотекстурированная от мелко- до крупнотекстурированной. Лангбейнит часто встречается в виде крупных идиоморфных кристаллов с зональным строением. Текстура лангбейнито-каинитовой породы чаще пятнистая, иногда неяснослоистая. Пятнистость обусловлена агрегатным расположением слагающих ее компонентов, что связано, по мнению В. В. Лобановой (1956), с процессами диагенетической перекристаллизации. Среди лангбейнито-каинитовой породы наблюдается вторичный каинит, возникающий вокруг крупных лангбейнитовых кристаллов.

Примесь глинистого вещества и полигалита приурочена в породе главным образом к промежуткам между зернами галита, каинита и лангбейнита. Лангбейнито-каинитовая порода на воздухе не устойчива: на ее поверхности образуется налет эпсомита и шёнита и она становится рыхлой. Этот процесс захватывает в основном зерна лангбейнита. Лангбейнито-каинитовая порода имеет первичное происхождение и образуется при высокой температуре и небольшой глубине бассейна (Лобанова, 1956).

**Лангбейнитовая порода.** В большинстве месторождений эта порода промышленного значения не имеет, так что лангбейнит представляет в них лишь минералогический интерес (Румыния, Австрия, цехштейновые месторождения ГДР и ФРГ). Промышленные залежи лангбейнит образует в Предкарпатских месторождениях и в Карлсбадском месторождении в Нью-Мексико, США (Коробцова, 1955; Dunlap, 1951).

В современных образованиях лангбейнит неизвестен.

Крупных мономинеральных скоплений лангбейнита не встречено. В состав лангбейнитовой породы кроме лангбейнита в качестве поро-

дообразующего минерала входит галит. Лангбейнит находится в парагенезисе с галитом, каинитом, сильвином, кизеритом, полигалитом, ангидритом, шёнитом и эпсомитом, редко с карналлитом и глазеритом. Обычно лангбейнит слагает плотную кристаллически-зернистую массу. Хорошо образованные кристаллы наблюдаются не часто. Форма кристаллов тетраэдрическая; величина их колеблется от десятых долей миллиметра до 2—3 см в поперечнике. В кристаллах и зернах лангбейнита микровключения газа и рапы отсутствуют, но почти всегда присутствует распыленная примесь илистого и глинистого материала, придающая ему сероватый оттенок.

При петрографическом изучении лангбейнито-каинитовой породы В. В. Лобанова (1953) обнаружила зональное строение кристаллов лангбейнита (рис. 30); по зонам роста обычно расположен тонкораспыленный глинистый материал; встречаются тетраэдры лангбейнита с микровключениями сильвина.

Окрашен лангбейнит в желтоватозеленый, розовый и фиолетовый цвет. Розовато-фиолетовая окраска обусловлена присутствием марганца, входящего в решетку минерала в виде изоморфной примеси. Белый и бесцветный лангбейнит встречается редко (Коробцова, 1955). Спайность у лангбейнита отсутствует, излом неровный, блеск стеклянный. В холодной воде лангбейнит растворяется чрезвычайно медленно. На воздухе покрывается налетом порошка, состоящего из шёнита и эпсомита (Яржемский, 1950). Лангбейнит обладает свойством термолюминесценции: при ударе его железным острием на мгновение появляются голубовато-зеленые искры. Кроме того, если сыпать порошок лангбейнита на нагретую металлическую поверхность, то можно видеть голубовато-зеленое свечение.

Кроме вхождения совместно с галитом в лангбейнитовую породу лангбейнит как породообразующий минерал входит в состав лангбейнитового сильвинита, лангбейнито-каинитовой и лангбейнито-галито-каинитовой пород. По данным В. В. Лобановой (1956), лангбейнитовая порода в Предкарпатских месторождениях сложена галитом, лангбейнитом и полигалитом. Средний минеральный состав ее следующий: галит — 30%; лангбейнит — 30—50%; полигалит — 10%; глинистый материал — до 10% (обычно 1—2%). В Карлсбадском калийном месторождении (Нью-Мексико, США) лангбейнитовая порода сложена галитом (65%) и лангбейнитом (35%); часто в ее состав входит сильвин (Dunlap, 1951).

В Предкарпатских месторождениях текстура породы массивная, слоистая и местами брекчиевидная. Слоистость обусловлена неравномерным послойным распределением лангбейнита, примеси полигалита и глинистого материала. Структура породы обычно разномасштабная. Форма лангбейнитовых зерен либо изометричная, либо неправильная; величина зерен до 1 мм. В шлифах В. В. Лобанова наблюдала взаимные прорастания лангбейнита и галита, свидетельствующие об их одновременной кристаллизации. В прослоях, обогащенных лангбейнитом, отмечается идиоморфно-зернистая структура с хорошо образованными тетраэдрами лангбейнита. Размеры кристаллов 0,5—0,6 мм. Лангбейни-



Рис. 30. Тетраэдр лангбейнита с микровключениями сильвина по граням тетраэдра. Шлиф, ник. 11,  $\times 7$  (Стебникское месторождение; материалы В. В. Лобановой)

товая порода аналогичной структуры отмечена в калийных месторождениях Нью-Мексико. На поверхности керн имеют треугольные срезы, которые дают тетраэдрические кристаллы лангбейнита (Schaller, Henderson, 1932).

Лангбейнитовая порода в Предкарпатских месторождениях залегает среди каинитовой и лангбейнито-каинитовой пород и связана с ними постепенными переходами. Она образует гнезда, линзовидные скопления пластовые залежи. Значительная мощность залежей (5—7 м), текстурные и структурные признаки и данные микроскопического исследования свидетельствуют о ее первично-седиментационном образовании. Макро- и микроскопические исследования позволили В. В. Лобановой (1953, 1956) присоединиться к ранее высказанной А. А. Ивановым точке зрения, что лангбейнит является сингенетичным минералом. М. Г. Валяшко (1962) считает, что лангбейнит образуется в озерную стадию жизни бассейна, но представляет не пегниогенный минерал, а диагенетический, возникший за счет ранее отложенных минералов (сильвина, эпсомита, тетра- и гексагидрита).

Аналогичной точки зрения придерживается С. В. Ходькова (1968). Она утверждает, что все разновидности лангбейнита имеют исключительно раннедиагенетическое происхождение, а на дальнейших стадиях существования месторождений лангбейнит не образовывался — либо сохранялся, либо разрушался. По всей вероятности, в некоторых случаях лангбейнит образуется таким путем, но основная масса его возникла при кристаллизации из рапы солеродного бассейна.

**Ангидритовая и гипсовая породы.** Среди отложений, слагающих соленосные толщи, эти породы имеют значительное распространение. Ангидрит присутствует в основном среди ископаемых галогенных отложений. В современных осадках соляных озер он наблюдается в виде отдельных мелких кристалликов, имеющих первичное аутигенное происхождение. Гипс широко распространен в отложениях, покрывающих соляные залежи, где он либо образует «гипсовые шляпы», либо присутствует в виде вкраплений и прослоев в глинистых и карбонатных породах. Среди осадков современных соляных озер гипс является распространенным минералом, но мощных залежей не образует. В соленосных породах гипс встречается в виде отдельных, часто довольно крупных кристаллов и их сростков, друз и прожилков.

Основная масса гипса и ангидрита образуется при химическом осаждении из природных насыщенных растворов. В зависимости от температуры и концентрации этих растворов выпадает в осадок либо гипс, либо ангидрит. Рядом исследователей (Posnjak, 1940; Douglas, Goodman, 1957) установлено, что из морской воды при насыщении ее сульфатом кальция при температуре ниже  $40^{\circ}\text{C}$  выпадает гипс, а выше  $40^{\circ}\text{C}$  — ангидрит. Если в водах бассейна кроме сульфата кальция имеются хлориды натрия и магния, осаждение ангидрита начинается при более низких температурах. Ангидрит может выпадать из насыщенного NaCl раствора морской воды при температуре до  $14^{\circ}\text{C}$  (Macdonald, 1953).

В. И. Манихин (1967) в работе, посвященной влиянию давления на равновесие в системах минералов мирабилит — тенардит и гипс — ангидрит, на основании экспериментальных исследований показал, что гипс после длительного воздействия на него давления до  $10\,000\text{ кг/см}^2$  не изменяется. Несмотря на этот факт, В. И. Манихин все же полагает, что сульфат кальция отлагается исключительно в виде гипса, а скопления ангидрита образуются за счет дегидратации гипса в условиях повышенной температуры. Переход гипса в ангидрит, по мнению В. И. Манихина, происходит через промежуточную стадию — полугидратную форму сульфата кальция при  $97^{\circ}\text{C}$ .

Геологические и петрографические исследования свидетельствуют о том, что с морскими соленосными отложениями связаны крупные залежи сингенетического (первичного) ангидрита, а гипс имеет более широкое распространение среди соленосных отложений континентального типа (Татаринов, 1935; Писарчик, 1958).

Ангидрит наиболее тесно связан с хлоридными солями калия и магния, а среди сульфатных калийно-магниевых солей встречается в меньшем количестве. В цехштейновом месторождении калийных солей в Южном Гарце распространена разновидность твердой соли (хартзальц), бедная кизеритом и обогащенная ангидритом — так называемый ангидритовый хартзальц (Валяшко, Штолле, 1965).

Чистый ангидрит белый, отдельные его кристаллы водяно-прозрачные. Ангидритовая порода чаще всего светло-серая, голубовато-серая, иногда фиолетово-серая, реже темно-серая и буро-серая. Серый и бурый оттенки вызваны примесью доломита, глинистого и алевроитового материала и органического вещества. Красный и бурый цвета обусловлены примесью окислов железа.

Кристаллы ангидрита обычно призматические, таблитчатые, тонкоигольчатые и шестоватые (рис. 31). Часто отмечаются радиальнолучистые сростки и скопления шестоватых кристаллов. Для ангидрита характерна прямоугольная спайность по трем направлениям. Излом неровный и занозистый; блеск перламутровый и стеклянный. Под микроскопом в проходящем свете ангидрит бесцветен. Окрашенные в фиолетовый цвет зерна и кристаллы ангидрита плеохроируют. Двупреломление высокое.

Поглощая воду в условиях атмосферного давления, ангидрит постепенно переходит в гипс. При этом происходит значительное увеличение объема (до 64,9%).

Многими исследователями отстаивается мнение, что в природных условиях увеличение объема при превращении ангидритовых пород в гипсовые сопровождается явлениями вспучивания и локального складкообразования. На глубине 250—550 м в зависимости от геологических и гидрогеологических условий этот процесс прекращается из-за большого давления.

Ряд исследователей придерживается иной точки зрения (Парфенов, 1967). Изучая нижнепермские галогенные отложения на северном склоне Токмовского свода Русской платформы, С. И. Парфенов установил, что в зоне ангидрито-гипсовых переходов в обнажениях и по керну не обнаруживается каких-либо признаков увеличения объема, вспучивания и деформации сульфатных пород. По его данным, гипсотизация является типичным метасоматическим процессом, и гипсы представляют собой продукт частичного растворения ангидритов и замещения части  $\text{CaSO}_4$  кристаллизационной водой. Давление кровли не препятствует гипсотизации. Явления ее отмечаются на глубине от 35 до 350 м. В районе Дзержинска чередующиеся слои гипса и ангидрита в нижнекаменноугольных и верхнедевонских отложениях залегают на глубине 570—760 м.

Ангидрит в соленосных толщах образует слои и прослои различной мощности, а также встречается в виде скоплений, желваков, линз и сферолитов различной величины. Размеры округлых стяжений колеблются от долей миллиметра до десятков сантиметров. Нередко стяжения расположены вдоль слоистости (рис. 32). Среди слоев каменной соли часто наблюдаются сезонные прослои, сложенные микро- и тонкозернистым ангидритом. Мощность их колеблется от долей до нескольких миллиметров.

При микроскопическом определении ангидритовую породу можно легко спутать с полигалитовой. В шлифах эти породы тоже трудно различаются, так как полигалит образует плотные, волокнистые, шестова-

тые и радиальнолучистые агрегаты, подобные агрегатам, слагающим ангидритовую породу. Различаются эти минералы довольно легко при иммерсионном исследовании (по показателям преломления). Для этого следует брать жидкость с показателем преломления 1,569—1,570: у полигалита один показатель преломления ( $N_g$ ) такой же, а другой ( $N_p$ ) — меньше. У ангидрита в этой же жидкости показатель преломления  $N_p$  такой же, а показатель  $N_g$  значительно больше.

Гипс чаще всего белый и бесцветный. Отдельные кристаллы водянoproзрачные, но встречаются желтые, розовые, буро-красные и почти черные кристаллы гипса. Окраска их обуславливается примесями. Форма кристаллов таблитчатая и призматическая, иногда чечевицеоб-



Рис. 31. Разнозернистая структура ангидритовой породы. Шлиф, ник. +,  $\times 25$  (Джезказганское месторождение)

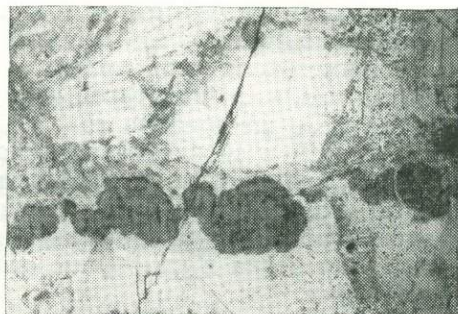


Рис. 32. Каменная соль с сезонными прослоями, сложенными желваками ангидрита. Шлиф, ник. 11,  $\times 10$  (Шедокское месторождение)

разная. Нередко наблюдаются двойники срастания. Гипс обладает совершенной спайностью по (010) и стеклянным блеском. В проходящем свете под микроскопом зерна гипса бесцветны и прозрачны. Двупреломление у гипса ниже, чем у ангидрита. Волокнистая разновидность гипса называется селенитом. При нагревании до 80—90° С в условиях атмосферного давления гипс начинает терять воду, а при 120—140° С полностью переходит в полугидрат сульфата кальция.

Среди месторождений морского типа в парагенезисе с ангидритом встречаются доломит, галит, полигалит, целестин, опал, кварц, магнетит, флюорит, калийные и магниевые соли, окислы и гидроокислы железа, иногда битумы и сера.

В месторождениях континентального типа с гипсом и ангидритом ассоциируются карбонаты кальция, галит, глауберит, тенардит и др.

В ангидритовых и гипсовых породах, связанных с корой выветривания, встречаются кальцит, бораты, битумы, сера и др.

Структура и текстура гипсовых, ангидритовых и смешанных гипсо-ангидритовых пород детально охарактеризованы К. Н. Андриановской (1956) и Я. К. Писарчик (1958). Мы приведем лишь основные, наиболее часто встречающиеся структуры и текстуры гипсовых и ангидритовых пород.

К первичным текстурам, образованным в процессе отложения этих пород, относятся массивная, слоистая и оползневая, которые отличаются от пльчатой текстуры залеганием гофрированных слоев среди горизонтальнослоистых пород (Писарчик, 1958; Ишниязов, 1964).

Вторичные текстуры образуются в результате перекристаллизации гипсовых и ангидритовых пород, их выветривания, а также под влия-

нием тектонических факторов. К вторичным текстурам относятся пятнистая, брекчиевидная и сплошная. При гидратации ангидрита и дегидратации гипса возникает остаточная текстура.

Наиболее распространенными первичными структурами гипсовых и ангидритовых пород являются кристаллически-зернистые, которые подразделяются по величине зерен на микро-, тонко-, мелко-, средне- и крупнозернистые. Последняя разновидность характерна главным образом для гипсовых пород.

К вторичным структурам относятся кристаллобластовые, возникшие в результате процесса перекристаллизации. Они подразделяются по величине и форме зерен. Среди более или менее равнозернистых разновидностей выделяются мозаичная, пластинчатая, таблитчатая, волокнистая и чешуйчатая, а среди неравнозернистых разновидностей — шестоватая, радиальнолучистая, порфириовидная и пойкилобластовая структуры. Кроме того, среди вторичных гипсовых и ангидритовых пород, возникших в результате гидратации ангидрита и дегидратации гипса, наблюдаются метасоматические структуры. Примером такого типа структуры может служить структура ангидрита, входящего в состав глинисто-ангидритовых и глинисто-галито-ангидритовых пород Ереванского месторождения каменной соли. Ангидрит, входящий в состав указанных пород, по своим структурным и текстурным особенностям резко отличается от первичного ангидрита, характерного для подавляющего большинства соляных месторождений. В шлифах глинисто-ангидритовых пород отчетливо видна остаточная структура гипса (рис. 33). Ангидрит, образующий псевдоморфозы по гипсу, имеет структуру от микрозернистой до мелкозернистой. Преобладают тонкозернистые, шестоватые и радиальнолучистые разновидности. Форма ангидритовых кристалликов обычно тонкопризматическая. Они располагаются либо перпендикулярно граням гипсовых кристаллов, либо образуют радиальнолучистые сростки, часто выходящие за пределы контуров гипсовых кристаллов. В шлифах видно, что многие кристаллы гипса замещены ангидритом не полностью; внутренняя часть их выполнена стекловидным галитом. Это, по-видимому, можно объяснить утратой кристаллизационной воды при дегидратации гипса, в результате чего в бывшем кристалле гипса возникают пустоты, выполняемые галитом. Обезвоживание гипса проходило в раннюю стадию диагенеза. Об этом свидетельствует прекрасно сохранившаяся слоистая текстура породы.

Образование ангидрита, входящего в состав смешанных глинисто-ангидритовых и глинисто-галито-ангидритовых пород, за счет дегидратации гипса — явление в ископаемых соленосных толщах весьма редкое. Из всех соляных месторождений СССР такой ангидрит встречен нами на Ереванском месторождении впервые.

**Кизеритовая порода.** Данная порода распространена среди сульфатных месторождений калийных солей. Обычно кизерит образует скопления, гнезда, вкрапления и тонкие прослои в соляных породах. Самостоятельные пласты мономинеральной кизеритовой породы встречаются редко. Они отмечены в Озинкском месторождении, где кизерит поль-



Рис. 33. Замещение гипса — А ангидритом — Б. Шлиф, ник. 11,  $\times 25$  (Ереванское месторождение)

зуется широким распространением. Мощность пластов достигает 4—5 м (Кореневский, Воронова, 1966). В цехштейновых месторождениях ГДР и ФРГ кизерит находится среди соляных пород в ассоциации с галитом и сильвином, образуя так называемую твердую соль (хартзальц), а также встречается в парагенезисе с карналлитом, полигалитом и ангидритом. Мощность кизеритсодержащих пластов достигает 10—40 м (Lotze, 1938).

На Челкарском и Григорьевском месторождениях в Прикаспии кизеритовая порода представлена скоплениями и маломощными прослоями в соляных породах, а на Индерском месторождении кизерит в качестве породообразующего минерала входит в состав карналлитокизеритовой и сильвино-кизеритовой пород. В месторождениях советского Предкарпатья кизерит присутствует в виде примеси в сильвините и лангбейнито-каинитовой и каинитовой породах (Лобанова, 1956). Таким образом, в большинстве месторождений кизерит входит в состав соляных пород в качестве породообразующего минерала.

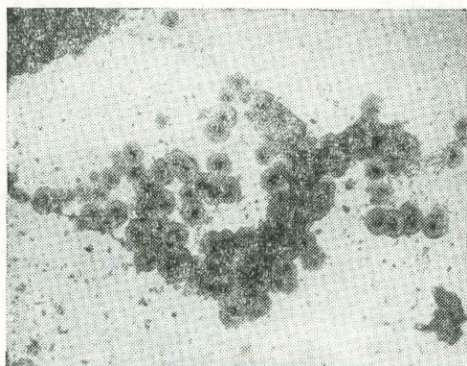


Рис. 34. Скопления оолитоподобных зерен кизерита среди каменной соли. Шлиф, ник. 11,  $\times 40$  (Григорьевская структура, Прикаспийская синеклиза)

зерита, образованные в результате перекристаллизации (рис. 34). В шлифах и иммерсионных препаратах кизерит выделяется по высоким цветам интерференции и тонким интерференционным кольцам по краям зерен, а также по резко выраженной псевдоабсорбции. Спайность его несовершенная.

Бесцветные и прозрачные зерна встречаются редко. Обычно кизерит мутный, белый, серый, желтоватый, розоватый и зеленоватый. Окраска обусловлена тонкораспыленной примесью глинистого материала и различными микровключениями.

Кизерит гигроскопичен; на влажном воздухе он покрывается белым налетом гексагидрата и эпсомита и постепенно переходит целиком в эпсомит, увеличиваясь в объеме. Растертый тонкозернистый порошок кизерита, замешанный с небольшим количеством воды, твердеет как обожженный гипс.

Кизерит встречается в парагенезисе с галитом, сильвином, каинитом, лангбейнитом, шёнитом, лёвентом, карналлитом, полигалитом, ангидритом, боратами, карбонатами.

Мономинеральная кизеритовая порода, встреченная на Озинском месторождении, светло-серая с желтоватым и зеленоватым оттенками. Порода однородная, массивная. Структура ее пелитоморфная и микрозернистая; текстура массивная. В шлифах видно, что изометричные и неправильной формы зерна кизерита с зубчатыми контурами, плотно соприкасаясь, образуют однородную микро- или тонкозернистую породу. Встречаются участки с разномзернистой порфиоровидной структурой, возникшей в результате перекристаллизации.

В качестве примесей в изученной нами кизеритовой породе встречаются галит, карналлит, ангидрит и карбонатно-глинистое вещество. Распределение примеси обуславливает текстуру кизеритовой породы: чаще распространена пятнистая текстура, реже слоистая.

В зависимости от количественного соотношения галита и кизерита выделяются галито-кизеритовая и кизерито-галитовая породы с взаимными переходами. Кроме этих разновидностей В. Я. Дорохов (1940) выделил галито-карналлито-кизеритовую и полигалито-кизеритовую породы, для которых характерны разнoзернистая структура и пятнистая, слоистая и брекчиевидная текстуры.

На территории Днепровско-Донецкой впадины в верхней части разреза нижнепермской галогенной толщи (краматорская свита) на Кошелевской и Вертиевской структурах встречены прослои кизерито-галитовой и карналлито-кизеритовой пород (Кореневский, Супрунук, 1965). Содержание сульфата магния в них соответственно достигает 14,6 и 30,8%. По структурным и текстурным особенностям Д. П. Хрущов (1967) относит эти породы к первичным образованиям.

Кизеритовая порода, образующая самостоятельные прослои, является первичным седиментационным образованием, о чем свидетельствуют условия ее залегания и данные микроскопических исследований. Тонкие прослои кизерита в каменной соли являются, по-видимому, сезонными образованиями. М. Г. Валяшко полагает, что кизерит образуется в солеродных бассейнах морского происхождения в стадию раннего диагенеза и является продуктом обезвоживания гексагидрита (Валяшко, Штолле, 1965).

**Эпсомитовая порода.** Прослои этой породы мощностью 0,5—1 м встречаются в основном в донных отложениях современных соляных озер. Чаще же эпсомит присутствует в виде примеси среди галитовых, мирабилитовых и астраханитовых образований. Среди соляной залежи Кара-Богаз-Гола в поверхностном пласте находятся эпсомитовая, галито-эпсомитовая и галито-астраханито-эпсомитовая породы, связанные постепенными переходами. Породы слабо сцементированы, мощность их прослоев 5—20—30 см. Эпсомит образует различной формы кристаллы (Вахрамеева, 1956). Нередко эпсомит отмечается в виде налета на поверхности карбонатных пород, пропитанных магнезиально-сульфатными водами, а также в пустотах, пещерах и горных выработках. В ископаемых соляных месторождениях эпсомит известен в качестве вторичного минерала — продукта выветривания сернокислых солей калия и магния. Он встречается часто, но в небольших количествах, и образует белые налеты, корки и выцветы на поверхности пород, содержащих каинит, лангбейнит и кизерит. Кроме того, среди соленосных глин встречаются тонкие (от долей до нескольких миллиметров) ветвящиеся прожилки волокнистого эпсомита. Хорошо образованные кристаллы эпсомита имеют псевдотетрагональный облик. Обычно наблюдаются тонкопризматические и игольчатые кристаллики или изометричные зерна, слагающие мелкозернистые агрегаты. Эпсомит бесцветен, реже желтоватый и зеленоватый. В кристаллах эпсомита имеется спайность, весьма совершенная по (010) и ясная по (011). В шлифах эпсомит обнаруживается по ярким цветам интерференции второго порядка и по заметному отрицательному рельефу. От гексагидрита эпсомит отличается только в иммерсионных препаратах при точных определениях показателей преломления.

На сухом воздухе эпсомит быстро теряет воду. В воде легко растворяется и в насыщенных растворах быстро перекристаллизовывается.

В Предкарпатских месторождениях эпсомит встречен на значительных глубинах в прослоях соленосных глин среди каинитовой породы, где он слагает стекловидные образования, волокнистые агрегаты или прожилки часто желтого цвета. Кроме того, эпсомит образуется в

поверхностной зоне выветривания за счет каинита и шёнита (Лобанова, 1956).

В месторождении Узун-су в каменной соли близ каинитового прослоя нами обнаружены тонкие (до 2 см) прослои белого эпсомита, а в каинитовых прослоях встречена незначительная примесь микрозернистого эпсомита, образованного за счет каинита.

В качестве вторичного минерала эпсомит встречается в ископаемых соляных месторождениях сульфатного типа в зоне «соляной шляпы».

В поверхностных условиях эпсомит неустойчив и при дегидратации переходит в гексагидрит — белый порошок микрозернистого строения (Малашевский, Билонижка, 1962).

**Тенардитовая порода.** В ископаемых месторождениях данная порода известна лишь в нескольких пунктах земного шара, главным образом среди континентальных соленосных отложений и очень редко — в морских.

Тенардитовая порода встречена в неогеновых отложениях в провинции Мадрид в Испании, неогеновых отложениях межгорных впадин Тянь-Шаня, соляных отложений месторождений Узун-су и Кушканатауском, соленосной толще Западного Азгира в Прикаспии (Щербина, 1956; Лобанова, 1960<sub>2</sub>). Значительно чаще тенардитовая порода встречается в современных сульфатных озерах. Кристаллы тенардита имеют таблитчатый и бипирамидальный облик. Спайность средняя по (010) и несовершенная по (111). Обычно тенардит встречается в друзах, зернистых агрегатах и в виде плотных кристаллически-зернистых масс. Чистые кристаллы тенардита бесцветны и прозрачны, блеск стеклянный. Примеси окрашивают тенардит в желтый, светло-серый, красноватый и черный цвет. В воде минерал растворяется легко. На влажном воздухе тенардит покрывается белым налетом — коркой мирабилита, который затем постепенно теряет воду и превращается в порошок безводного сульфата натрия. Под микроскопом в иммерсионных препаратах тенардит от похожего на него шёнита отличается в жидкости с показателем преломления 1,476. У шёнита в этой жидкости все показатели преломления ниже, а у тенардита — верхний показатель выше.

Тенардитовая порода в ископаемых континентальных неогеновых отложениях межгорных впадин Тянь-Шаня имеет локальное распространение. В Кочкорском месторождении она встречается в виде глыб, гнезд и линзовидных прослоев в каменной соли и галито-глауберитовой породе, а также в зоне выветривания среди кристаллически-зернистой мирабилитовой породы. В Чульдырском месторождении тенардитовая порода представлена пластообразными линзами в каменной соли и глауберитовых породах.

На месторождении Узун-су тенардитовая порода слагает в каменной соли линзы и линзовидные прослои мощностью от 3 до 50 см.

В пермской соленосной толще Западного Азгира в Прикаспийской синеклизе встречены слои и прослои тенардитовой породы мощностью от нескольких сантиметров до 2 м (Лобанова, 1960<sub>2</sub>).

Тенардитовая порода, изученная нами из ископаемых месторождений сульфата натрия в Туркмении и Киргизии, характеризуется, как правило, разномзернистой, чаще крупно- и среднезернистой структурой и массивной текстурой. Хорошо образованные кристаллы не встречены. Зерна тенардита тесно соприкасаются, образуя очень плотную мономинеральную тенардитовую породу. Отдельные зерна тенардита прозрачные, но в основной массе они мутные, полупрозрачные и содержат примесь тонкораспыленного глинисто-карбонатного вещества. Окрашена тенардитовая порода чаще всего в желтый и серовато-желтый цвет. На поверхности породы почти всегда имеется белый порошковатый налет безводного сульфата натрия. В качестве примесей в тенардитовой

породе встречаются галит, глауберит, ангидрит и микрозернистые карбонаты. Распределение примесей неравномерное.

Залежи тенардитовой породы в Тянь-Шаньских месторождениях имеют невыдержанную мощность, изменяющуюся на расстоянии 10—20 м от 1,0—1,5 м до нескольких десятков метров. Местами они полностью выклиниваются (Щербина, 1956). Содержание сульфата натрия в тенардитовой породе этих месторождений от 78 до 99%, а в тенардитовой породе месторождения Узун-су от 59,9 до 99,8%.

Вопрос об условиях образования тенардитовой породы окончательно не выяснен. В. Н. Щербина (1956) приводит ряд доказательств, основанных на петрографических исследованиях, в пользу первичного происхождения тенардита. Однако эти его доводы не позволяют однозначно решить данный вопрос.

Средне- и крупнокристаллическая структура тенардитовой породы, отсутствие следов зонального строения в зернах тенардита и галита, входящих в состав породы, отсутствие четко выраженной слоистости говорят скорее о том, что данная порода является продуктом диагенетической дегидратации мирабилита.

**Мирабилитовая порода.** Эта порода встречается главным образом среди отложений современных самосадочных озер. В ископаемых месторождениях мирабилит находится вместе с галитом, тенардитом и астраханитом; в качестве эпигенетического минерала он присутствует в верхних горизонтах залежей сульфатных калийных солей, измененных процессами гипергенеза.

Кристаллы мирабилита столбчатые, прозрачные; спайность по (100) совершенная; блеск стеклянный. Чистые кристаллы бесцветные, водяно-прозрачные; встречаются зерна мутно-белые с желтоватым или зеленоватым оттенком. Обычно мирабилит образует зернистые агрегаты, корки, налеты и волокнистые агрегаты. В воде растворяется легко. На сухом воздухе рассыпается в порошок безводного сульфата натрия. Под микроскопом в иммерсионных препаратах мирабилит легко отличается от других минералов в любой жидкости с показателем преломления ниже 1,433, так как все соляные минералы имеют показатели преломления выше 1,433.

В ачкагыльской соляной толще месторождения Узун-су мирабилитовая порода залегает в виде прослоев и линз. В естественных обнажениях и горных выработках эта порода встречена в верхней части соляной залежи. Порода — мономинеральная, кристаллически-зернистая, бесцветная, ледяно-прозрачная или мутная, снежно-белая. Структура ее разнотелая, преимущественно средне- и крупнозернистая. Порода слабо сцементирована и легко рассыпается на отдельные зерна. В толще мирабилитовой породы наблюдаются тонкие глинистые прослои. В основном же глинистое вещество располагается в промежутках между зернами мирабилита, местами загрязняя породу.

На Тянь-Шаньских месторождениях мирабилит в качестве порообразующего минерала входит в состав пород зоны поверхностного выветривания глауберита. Мощность коры выветривания на отдельных участках достигает 10—12 м.

В глинисто-гипсо-мирабилитовой породе мирабилит либо является цементирующей массой, либо образует линзы, выклинивающиеся прослойки и прожилки в секущих трещинах среди глины и гипса.

В соленосных отложениях Предкарпатья залежи мирабилита встречаются в зоне «соляной шляпы». Здесь они являются продуктом разложения шёнита и каинито-лангбейнитовых пород.

Отложения мирабилита имеются в Нордвикском соляном куполе на контакте нижедевонской каменной соли с четвертичными песками и глинами. В последних отмечаются трещины, выполненные мирабилитом. Кроме того, глыбы мирабилитовой породы встречаются среди

покровных гипсов. Мирабилит в Нордвикском соляном куполе образуется в результате взаимодействия сульфатно-кальциевых и хлоридно-натриевых рассолов на контакте ангидрито-гипсовых пород с каменной солью (Иванов и Левицкий, 1960).

Таким образом, основная масса мирабилита в ископаемых соляных месторождениях имеет, по-видимому, вторичное происхождение.

**Глауберитовая порода.** Данная порода встречается в современных и ископаемых соленосных отложениях морского и континентального происхождения.

В современных соляных озерах глауберит обнаружен в донных отложениях озер Казахстана, где он встречается в виде белой крупитчатой массы среди галита и астраханита (Посохов, 1955), а также в самосадочных озерах Средней Азии, Северного Кавказа, Украины, Южной Сибири и Алтая (Щербина, 1952). Широким распространением глауберит пользуется в отложениях солей залива Кара-Богаз-Гол, где он образует пласты мощностью 0,3—3,0 м, чередующиеся с пластами галита и карбонатно-гипсовых пород (Вахрамеева, 1956<sub>1</sub>).

В ископаемых соляных месторождениях глауберит содержится в цехштейне ГДР и ФРГ и в триасе Австрии. На территории Советского Союза он обнаружен в пермских отложениях Приуралья (Годлевский, 1939), Прикаспия, Северного и Южного Казахстана и в неогеновых отложениях Туркмении и Киргизии (Щербина, 1952). Кроме того, глауберит встречен в миоценовых соленосных отложениях Прикарпатья (Коробцова, 1955). В неогеновых отложениях межгорных впадин Тянь-Шаня он распространен наиболее широко. Здесь он является породообразующим минералом.

Кристаллы глауберита имеют призматический, таблитчатый и ромбоэдрический облик. Спайность совершенная по (001) и неясная по (110). Излом раковистый, блеск стеклянный. Часто наблюдается двойниковое строение (простые и полисинтетические двойники). Глауберит — минерал хрупкий. Чистые кристаллы его бесцветны и прозрачны, иногда желтоватые; примеси окислов железа и микровключения глинисто-карбонатного вещества окрашивают его кристаллы в бурокрасный, серый и темно-серый цвет. Вкус глауберита слегка соленый. В воде минерал растворяется легко с образованием тонкоигльчатых кристалликов гипса. В иммерсионных препаратах глауберит от похожего на него гипса отличается в жидкости с показателем преломления 1,519: у гипса в этой жидкости все показатели преломления выше, а у глауберита нижний показатель преломления ниже. Кроме того, глауберит в иммерсионных препаратах и в шлифах легко устанавливается по четко выраженной коноскопической фигуре двусосного отрицательного минерала с малым углом оптических осей ( $-7^\circ$ ).

Глауберит встречается в парагенезисе с галитом, тенардитом, мирабилитом, астраханитом, гипсом, ангидритом, гёргенитом, карбонатами и глинистым веществом; реже отмечается парагенезис глауберита с полигалитом и сильвином.

В месторождениях межгорных впадин Тянь-Шаня В. Н. Щербина (1952) выделил и изучил две разновидности глауберитовой породы: карбонатно-глинисто-глауберитовую и глауберитовую. Первая из них сложена карбонатно-глинистой основной массой, в которой беспорядочно рассеяны зерна, кристаллы и сростки кристаллов глауберита. Величина зерен колеблется от долей миллиметра до 10—25 мм в длину. Структура породы разнородная, часто порфириовидная. Текстура пятнистая, реже слоистая. В некоторых кристаллах видно (в шлифах под микроскопом) зональное строение; по зонам роста расположено карбонатно-глинистое вещество, захваченное при росте кристаллов (рис. 35). Сростки ромбовидных и вытянутых кристаллов глауберита часто имеют неправильные очертания. Иногда наблюдаются скопле-

ния с радиальнолучистыми и сноповидными срастаниями кристаллов (рис. 36). Степень идиоморфизма глауберитовых кристаллов неодинакова. Наиболее хорошо развиты кристаллы, редко рассеянные среди вмещающей карбонатно-глинистой массы. Часто в зернах и кристаллах глауберита под микроскопом видны включения гипса, ангидрита, карбонатов и распыленное глинистое вещество.

Из карбонатных минералов наиболее широко распространен доломит, реже встречаются кальцит и магнезит. По данным В. Н. Щербины (1952) и нашим наблюдениям, в значительном количестве встречаются карбонаты с  $\text{No}$  в пределах 1,678—1,682. В состав глинистого вещества входят гидрослюда, хлорит и иногда монтмориллонит.



Рис. 35. Зональные кристаллы глауберита среди карбонатно-глинистой породы. Шлиф, ник. 11,  $\times 25$  (Джезказганское месторождение)

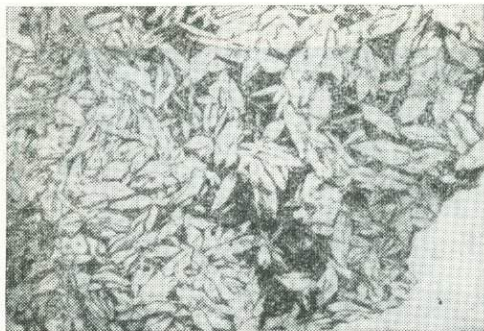


Рис. 36. Глауберитовая порода. Шлиф, ник. 11,  $\times 2$  (месторождение Узун-су)

В карбонатно-глинисто-глауберитовой породе развиты вторичные процессы, выраженные перекристаллизацией глауберита, галита, карбонатов и образованием вторичных минералов (ангидрита, карбонатов, целестина, пирита и кварца), нередко образующих псевдоморфозы по глаубериту.

Карбонатно-глинисто-глауберитовая порода встречена также в месторождениях Казахстана (рис. 37) и Туркмении. Во всех этих месторождениях она находится в верхней части разреза соленосных отложений. Порода эта образуется в стадию катагенеза в результате кристаллизации глауберита из богатых сульфатом натрия растворов, пропитывающих донные карбонатно-глинистые отложения.

Глауберитовая порода не мономинеральная — она содержит примесь глинистого вещества и галит. Порода темно-серая, массивная и очень крепкая. Ее текстура массивная и слоистая. Структура тонко-, мелко- и среднезернистая. Последние две разновидности образуются в результате перекристаллизации глауберита. Кристаллографические очертания зерен выражены нечетко. В шлифах видно, что контуры зерен извилистые и сами зерна плотно соприкасаются.

В глауберитовой породе в качестве примеси кроме глинистого вещества обычно находятся микрозернистый ангидрит, карбонаты, галит, гипс и иногда алевритовый материал. Микрозернистый ангидрит чаще всего находится внутри зерен и кристаллов глауберита. Иногда наблюдается послойное распределение микрозернистого ангидрита и глинистого вещества, обуславливающее слоистую текстуру породы.

Массивная, почти мономинеральная глауберитовая порода распространена среди неогеновых соляных отложений межгорных впадин Тянь-Шаня и в месторождении Узун-су, где она подстилает соляную залежь.

Условия залегания и минералого-петрографические особенности глауберитовой породы позволили В. Н. Щербине (1956) высказать предположение о непосредственной кристаллизации глауберита из рапы солеродного бассейна. По его мнению, «условием, необходимым для образования значительных количеств глауберита как продукта непосредственной кристаллизации из растворов, является постоянное и непрерывное поступление в сульфатно-натриевые (или сульфатно-хлоридно-натриевые) растворы такого количества растворенного сульфата кальция, которое создавало бы и поддерживало бы его концентрацию на уровне, необходимом для образования глауберита».

В соленосных отложениях Предкарпатья глауберит образует скопления и гнезда среди глин и песчаников. Он находится в парагенезисе с гипсом, ангидритом, галитом, полигалитом и сильвинитом. По заключению М. С. Коробцовой (1955), глауберит является вторичным минералом и образуется благодаря воздействию растворов, насыщенных хлористым натрием, на полигалито-ангидритовые скопления при 15—25° С.

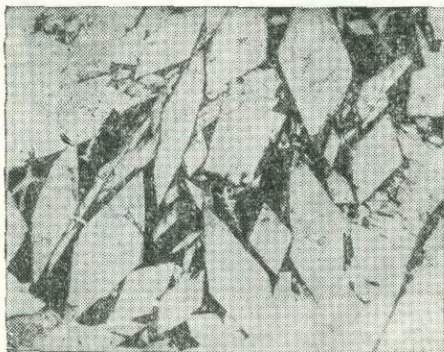


Рис. 37. Карбонатно-глинисто-глауберитовая порода. Шлиф, ник. 11,  $\times 5$  (Джезказганское месторождение)

исхождения. Впервые был обнаружен на калийном руднике в Вильгельмсхалле (ГДР), где его залежь имеет протяженность до 50 м и мощность до 4 м. Вантгоффит находится среди лангбейнита в парагенезисе с галитом, кизеритом и карналлитом (Lotze, 1938). В Стассфуртском месторождении вантгоффит встречен среди калийных отложений в виде мутно-белых образований в галите с лёвентом и полигалитом (Schneegass, 1964), а в Галле (Тироль) — среди астраханита (Дэна и др., 1950). В ископаемых соляных месторождениях Советского Союза вантгоффит не обнаружен.

Хорошо образованных кристаллов вантгоффита не встречено. Наблюдается он в виде неправильных зерен, агрегатов и сплошных масс. Чистый вантгоффит бесцветен и прозрачен, блеск минерала стеклянный до перламутрового. Минерал легко растворяется в воде. Вантгоффит является вторичным минералом, образующимся за счет разложения и перекристаллизации вмещающих его соляных минералов.

**Лёвент.** Этот минерал встречается очень редко и только в соляных отложениях морского происхождения. Известен: в Предкарпатских месторождениях в каинито-лангбейнитовой породе в парагенезисе с галитом, кизеритом, шёнитом и леонитом (Коробцова, 1955); в Гаальштадте (Австрия) в ангидритовой породе, где он присутствует в виде оранжево-желтых агрегатов, окружающих пластинчатые зерна ангидрита (Görgеу, 1910, 1914); в Галле (Тироль) встречается совместно с вантгоффитом и астраханитом; в Стассфуртском горизонте, где в верхней его части обнаружена лёвенто-галитовая порода с примесью лангбейнита, глазерита и тенардита. В этом горизонте лёвент образует мелкие (1—1,5 см) белые скопления мелкозернистой структуры (Schneegass, 1964).

В соляных залежах Гаальштадта (Австрия) встречаются линзовидные скопления глауберитовой, ангидрито-глауберитовой и ангидрито-глауберито-галитовой пород. Глауберит окрашен в мясо-красный цвет.

**Вантгоффит** — чрезвычайно редкий минерал. Встречается только в отложениях солей морского про-

Хорошо образованных кристаллов лёвеита не встречено: обычно он находится в виде неправильных зерен. Чистый лёвеит бесцветен и прозрачен, со стекляннм блеском. Иногда зерна имеют желтую, розовую и розово-красную окраски, обусловленные примесью окислов железа и тонкораспыленного илистого вещества. Лёвеит легко растворяется в воде, а на влажном воздухе становится тусклым и покрывается белым налетом сульфата магнезия. Очень хрупок. Под микроскопом в проходящем свете бесцветен. От близких по показателям преломления соляных минералов отличается по высоким цветам интерференции и одноосной фигуре.

Во всех названных месторождениях лёвеит является вторичным минералом и чаще всего образуется за счет разложения вмещающей его каинито-лангбейнитовой породы и обезвоживания астраханита.

**Астраханитовая порода.** Эта порода в ископаемых месторождениях встречается реже, чем тенардитовая и мирабилитовая. Астраханит, как тенардит и мирабилит, является минералом современных соляных озерных отложений, где он образует слои, чередующиеся со слоями галита.

На территории Советского Союза ископаемый астраханит известен в Прикопетагском районе (месторождение Узун-су), в Приаральском районе (Кушканатауское месторождение), в соленосных отложениях Кетменьтюбинской впадины Тянь-Шаня. В Предкарпатских месторождениях он содержится в зоне выветривания в ассоциации с эпсомитом, шёнитом, каинитом, карналлитом и сильвином.

В аналогичных условиях астраханит встречается в месторождениях калийных солей цехштейна, где он находится в парагенезисе с кизеритом, каинитом, каменной солью и карналлитом. В пермских соленосных отложениях Нью-Мексико астраханит присутствует в каменной соли в виде рассеянных зерен (Schaller, Henderson, 1932). В альпийских соляных залежах астраханит пользуется довольно широким распространением. Здесь он находится в ассоциации с галитом, ангидритом и полигалитом. В соляных отложениях рудника Гаальштадта среди галита и ангидрита известен астраханит темно-зеленого цвета. Эта его разновидность получила название симониит (Gögey, 1910).

Кристаллы астраханита короткостолбчатые и призматические. Спайность отсутствует. Чистый минерал бесцветен, прозрачен, но встречаются серые, желтые, красноватые и даже черные зерна. Окраска обусловлена примесями. Блеск стеклянный. Хорошо образованные кристаллы отмечаются не часто; обычно астраханит образует плотные зернистые массы.

В воде растворяется легко, но медленнее галита. При растворении в воде на поверхности зерен и кристаллов возникают характерные фигуры растворения — треугольники (Вахрамеева, 1954). При температуре +100° С астраханит теряет часть воды и переходит в лёвеит, а при 200° С теряет всю воду.

Под микроскопом в иммерсионных препаратах астраханит очень легко принять за вантгоффит, от которого он отличается с трудом в жидкости с показателем преломления 1,484: в этой жидкости все показатели преломления вантгоффита выше, а у астраханита нижний показатель преломления ( $n_p$ ) ниже.

Астраханитовая порода месторождений Узун-су и Кетменьтюбинской впадины образует в каменной соли выклинивающиеся на коротком расстоянии прослой и линзы. Мощность прослоев на месторождении Узун-су от 4 до 80 см; в Кетменьтюбинской впадине — до 1 м; в Кушканатауском месторождении астраханитом сложены зоны мощностью до 14 м и протяжением 7—8 км.

Астраханитовая порода бесцветная, водяно-прозрачная, иногда с голубоватым оттенком. Текстура ее массивная. Структура астрахани-

товой породы месторождения Узун-су средне- и крупнозернистая (величина зерен от 0,3 до 2 см), а на месторождении Кетменьтюбе тонко- и мелкозернистая. Зерна астраханита либо изометричные, либо неправильной формы. Для астраханитовой породы месторождения Узун-су характерны слабо сцементированные разности. В качестве примесей присутствуют галит, тенардит, глинистое вещество и глауберит.

Астраханитовая порода на месторождении Кетменьтюбе массивная и тонкозернистая. По данным В. Н. Щербины (1956), отдельные зерна астраханита этого месторождения макроскопически не различимы. Порода обычно не мономинеральна: в ее состав входят галит (вкрапления, гнезда до 1,5 см и прожилки), тенардит и в промежутках между зернами соляных минералов глинистое вещество. Кроме того, в качестве небольшой примеси встречаются

(установленные микроскопически) глауберит и ангидрит.

В Предкарпатских месторождениях астраханит присутствует в небольшом количестве в виде зернистых агрегатов желтого и желтовато-бурого цвета и скоплений бесцветных зерен и призматических кристаллов, возникших в результате перекристаллизации. На этих месторождениях астраханит имеет вторичное происхождение: образуется

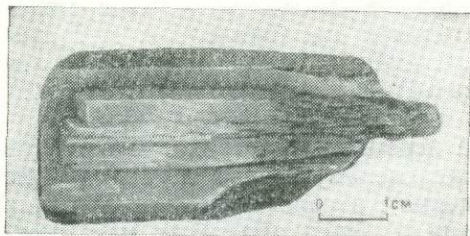


Рис. 38. Кристалл сингенита (Домбровский карьер, предкарпатье)

в результате воздействия магниезальных сульфатных растворов на натрийсодержащие соли (Коробцова, 1955).

Астраханитовая порода в месторождениях Узун-су, Кушканатауском и Кетменьтюбе представляет погребенное донное образование, возникшее либо в результате перекристаллизации мирабилита, галита и эпсомита, либо в результате прямой кристаллизации астраханита из рапы при соответствующем ее составе и высокой температуре (Валашко, 1949).

**Сингенит (калушит).** Этот минерал имеет незначительное распространение. Впервые он обнаружен в Предкарпатских калийных месторождениях: вначале в Калуше, а затем в Моршине и Стебнике (Коробцова, 1955). На территории ГДР встречен в калийном руднике близ Зондерсхаузена (Zimmerman, 1909).

Кристаллы сингенита призматические и таблитчатые. Спайность совершенная (по 110) и (100). Часто отмечаются двойники срастания. Блеск стеклянный, излом раковистый. Чистый сингенит бесцветен и прозрачен, но встречаются желтоватые разновидности. В шлифах в проходящем свете зерна бесцветные. Сингенит в воде растворяется не полностью, при этом образуются игольчатые кристаллы гипса, а на поверхности зерен и кристаллов минерала возникают фигуры растворения в виде овалов и неправильных треугольников (Вахрамеева, 1954<sub>2</sub>). В сухом воздухе сингенит не изменяется.

В Калушском месторождении сингенит содержится в трещинах и пустотах соляных залежей в виде сростков и друз призматических, изометрических и таблитчатых кристаллов вместе с галитом, сильвином, гипсом. В Домбровском карьере установлены его крупные (до 5—7 см в длину) плоские призматические кристаллы (рис. 38). В Стебнике он встречается в парагенезисе с мирабилитом, глазеритом, галитом, гипсом и полигалитом.

Сингенит — вторичный минерал. Обнаружен он главным образом в старых затопленных выработках. По нашему заключению, его образование вызвано воздействием растворов в одних случаях на сильвин

и ангидрит (или полигалит), в других — на шённит, лангбейнит и полигалит.

**Гёргейт.** Этот минерал также имеет редкое распространение. Впервые обнаружен в соляных отложениях месторождения Ишль (Австрия) в парагенезисе с галитом, глауберитом, полигалитом и карбонатами (Meyerhofen, 1953).

На территории Советского Союза гёргейт известен в центральной части Прикаспийской синеклизы в соляных породах Индерского поднятия и Харкинской структуры (Лобанова, Яржемский, 1958; Воробьев и др., 1962; Корневский, Воронова, 1966). Следует отметить, что среди соляных пород Индерского поднятия гёргейт обнаружен еще в 1938 г. А. Н. Волковым и исследован Е. И. Нефедовым как новый минерал — михеевит. В печати данные этих исследований опубликованы не были и потому за минералом сохранено название гёргейт.

Кристаллы гёргейта призматические и таблитчатые. Спайность ясная по (100). Чистый гёргейт бесцветен и прозрачен, однако встречаются его желтые, розоватые и буроватые кристаллы. Блеск стеклянный. Минерал очень хрупкий. Под микроскопом в проходящем свете прозрачен и бесцветен. От сходного по оптическим данным галита полугидрата сульфата кальция гёргейт отличается по форме кристаллов и косому погасанию (Лобанова, Яржемский, 1958). В воде не растворим, а в горячей 10%-ной соляной кислоте растворяется полностью. В. В. Лобанова отмечает в кристаллах гёргейта многочисленные микровключения галита, а Л. П. Смирнова и Б. И. Смирнов (1964) указывают на наличие в нем жидких включений, однофазовость которых, по их заключению, свидетельствует о низкой температуре минералообразования.

На Индерском соляном куполе гёргейт известен в каменной соли (в кровле нижней галитовой пачки) в виде рассеянных отдельных идиоморфных призматических кристаллов и их сростков. Величина кристаллов достигает 15—20 мм в длину. Кроме гёргейта в каменной соли находятся примеси ангидрита, глауберита, прослойки сильвина и полигалита. Горизонт каменной соли, содержащий гёргейт, прослежен рядом скважин на протяжении почти 3 км (Воробьев и др., 1962). Аналогичные вкрапления гёргейта в каменной соли обнаружены в керне скважин, заложенных на Харкинской структуре (Корневский, Воронова, 1966). По мнению В. В. Лобановой (1958), взаимное прорастание галита и гёргейта в каменной соли Индерского месторождения свидетельствует об их совместной кристаллизации (рис. 39). Я. Я. Яржемский (1967) на основании микроскопического изучения каменной соли с содержанием гёргейта полагает, что последний является постседиментационным образованием.

**Леонит.** Этот минерал относится к числу очень редких. Встречается он в незначительных количествах. Известен в Предкарпатских месторождениях (Kuhl, 1930), в калийных породах цехштейновых месторождений (Lotze, 1938) и калийных солях Карлсбадского месторождения в США (Schaller, Henderson, 1932).

Хорошо образованные таблитчатые кристаллы леонита встречаются редко, обычны ксеноморфные зерна. Спайность в них отсутствует. Блеск — от воскового до стеклянного. Чистый леонит бесцветен, проз-

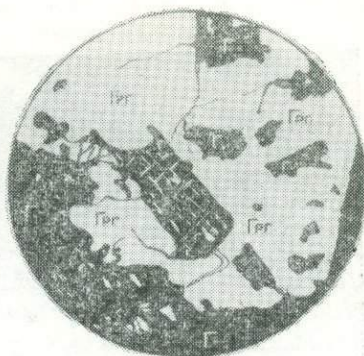


Рис. 39. Взаимопрорастание галита — Г и гёргейта — Грг. Шлиф, ник. +,  $\times 64$  (Индерское месторождение; зарисовка А. П. Протопопова)

рачен. Встречаются и желтые его зерна. В воде леонит растворяется легко, на влажном воздухе покрывается белым налетом шёнита. В шлифах в проходящем свете леонит прозрачен. Наблюдаются полисинтетические двойники, отдельные зерна имеют волнистое погасание. По оптическим свойствам леонит близок к астраханиту, вантгоффиту и глазериту, от последнего отличается при определении осности. С помощью иммерсионного метода различить эти минералы практически невозможно. В. А. Вахрамеева (1954<sub>2</sub>) для отличия леонита от астраханита и вантгоффита предлагает пользоваться микрохимической реакцией на калий.

В калийных солях Карлсбадского месторождения леонит находится в ассоциации с галитом, сильвином, каинитом, полигалитом. В небольшом количестве он обнаружен в виде мелких скоплений и тонких (до 1 мм) прожилков (Schaller, Henderson, 1932).

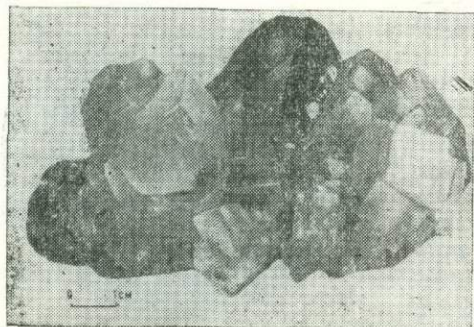


Рис. 40. Кристаллы шенита (темное) среди галита (Гольинское месторождение)

В Предкарпатских калийных месторождениях леонит приурочен главным образом к каинитовой породе, где он присутствует в виде мелких вкрапленных зерен (Коробцова, 1955). Леонит находится в парагенезисе с галитом, сильвином, шёнитом, полигалитом и кизеритом.

Относительно происхождения леонита имеются различные точки зрения. М. Г. Валяшко (1962) на основе геохимических исследований и физико-химических равновесий полагает, что леонит мог кристаллизоваться при испарении рапы бассейна, значительно обогащенной  $SO_4^{2-}$ . В дальнейшем он превращался в каинит, что и объясняет его ограниченное распространение. Однако М. Г. Валяшко не отрицает возможности и эпигенетического образования леонита. Данные петрографических исследований свидетельствуют о вторичном происхождении леонита за счет кизерита и карналлита или за счет дегидратации шёнита при температуре  $25^\circ C$  (Лобанова, 1956). Его вторичное происхождение возможно и в результате разложения каинитовых и лангбейнитовых пород (Коробцова, 1955). Таким образом, вопрос о генезисе леонита окончательно не решен.

**Шёнит.** Этот минерал встречается в некоторых калийных месторождениях в каинитовой и каинито-лангбейнитовой породах. На территории СССР шёнит известен в Предкарпатских месторождениях (Иванов, 1945; Коробцова, 1955; Лобанова, 1956). В цехштейновых месторождениях в зоне «каинитовой шляпы» шёнит слагает блоки мощностью до 10 м. В каинитовой породе этих месторождений отмечаются включения скоплений зерен, а также прослои и прожилки шёнита волокнистой структуры.

Хорошо образованные короткопризматические кристаллы шёнита встречаются не часто. Они кристаллизуются из вторичных растворов и находятся в пустотах среди каинитовых отложений (Коробцова, 1955). В Гольинском калийном руднике С. М. Кореневским обнаружены хорошо ограненные кристаллы шёнита в парагенезисе с галитом (рис. 40). Обычно шёнит образует кристаллически-зернистые массы, корки и налеты. Чистый шёнит бесцветный, белый; встречаются красноватые, желтые и серые разновидности. Окраска шёнита обусловлена примесями. Блеск его стеклянный. Шёнит — минерал хрупкий, в воде рас-

творюється, на вологому повітрі покривається білим порошковатим налетом епсоміта.

В шлифах в проходящем світлі шеніт безбарвний, прозорий. Характерно наявність сферолітів, часто спостерігаються подвійники. В зернах і кристалах шеніта відзначаються мікробудовні рапи, бульбашки газу, галіта і інших солей. Орієнтовки в їх розташуванні не спостерігаються (Малашевський, Білоніжка, 1964).

При вивітрюванні каїніта і лангбейніта утворюються агрегати дрібних зерен шеніта і епсоміта, макроскопічно нерозрізні. При іммерсійному дослідженні шеніт від епсоміта відрізняється в жидкості з  $n = 1,461$ .

В Передкарпатських родовищах значущі скоплення шеніта («шенітова шапка») виникають нижче соляного дзеркала в результаті розкладання каїніта і лангбейніта. При цьому на поверхні зерен каїніта і лангбейніта утворюється дрібнозернистий шеніт, який іноді повністю заміщає зерна каїніта і лангбейніта. Разом з шенітом знаходяться епсоміт, глазерит, леоніт і мірабіліт. В Стебнікському родовищі шеніт зустрічається в асоціації з епсомітом, астраханітом і глазерітом (Лобанова, 1956).

Серед каїнітової, лангбейнітової і лангбейніто-каїнітової породи зустрічаються прожилки шеніта волокнистої і дрібнозернистої структури. За даними В. В. Лобанової (1956), скоплення шеніта в Стебнікському родовищі приурочені не тільки до зони «соляної шапки», але і до більш глибоких горизонтів, де шеніт утворився, ймовірно, при катагенезі в результаті впливу на породи мікрокапілярних розчинів. Результати геологічних, петрографічних і геохімічних досліджень свідчать про вторинне походження шеніта (Іванов, 1945; Коробцова, 1955; Лобанова, 1956; Вальяшко, 1962).

**Глазерит.** Даний мінерал також відноситься до числа рідких. Відомий він в зоні «соляної шапки» цехштейнових калійних відкладень, в верхній частині соляних заляжок Передкарпаття і в Індерському родовищі. Знайдений він також в оз. Сірлс і в продуктах вулканічних извержень (Дэна і др., 1953; Коробцова, 1955; Волков, 1937). Добре утворені короткопризматичні кристали глазерита зустрічаються не часто. Звичайно глазерит складає кристалічно-зернисті маси або нальоти і корки; іноді спостерігаються натечні форми.

Чистий глазерит безбарвний, білий, сірий, голубуватий або зеленуватий; іноді через включення окисиди заліза забарвлення його червоно-ватата. Блиск глазерита скляний, спайність повна, излом раковистий і нерівний. Мінерал крихкий, легко розчиняється в воді. В проходящем світлі під мікроскопом глазерит безбарвний і прозорий. В шлифах і іммерсійних препаратах його легко сплутати з леонітом, астраханітом і вантоффітом, так як у всіх цих мінералів близькі показники заломлення і низьке заломлення. Відізняється глазерит від перерахованих мінералів тільки при визначенні осності (Вахрамеева, 1954<sub>2</sub>). В шлифах в зернах глазерита нерідко відні мікробудовні галіта, шеніта, сингеніта і глинистих частинок.

В Калущко-Голынінському родовищі глазерит зустрічається в зоні «соляної шапки» разом з астраханітом, шенітом, мірабілітом, галітом і кизерітом. Його вміст тут від 11 до 35,6%. В Стебнікському родовищі в «соляній шапці» зустрічається полімінеральна порода, в склад якої глазерит входить як породообразуючий мінерал. В цій породі містяться також мірабіліт, сингеніт, шеніт, полігаліт, силвін, галіт і глинисте речовина. Вміст глазерита тут досягає 28% (Іванов, 1946; Коробцова, 1955). В породі відізначаються добре утворені призматичні

кристаллы глазерита до 1 см в длину. Тонкие мономинеральные прослой глазерита характеризуются микрозернистой структурой.

На южном крыле Индерского соляного поднятия одной из скважин под «гипсовой шляпой» встречен прослой глазеритовой породы голубовато-серого цвета, крупнокристаллической, стекловатой структуры, с неровным изломом. Содержание глазерита в породе достигает здесь 78—80%. Кроме глазерита в состав породы входят галит, гипс, глинистый материал. Подстиляется глазеритовый слой сильвинитом. Переход между сильвинитом и глазеритовой породой постепенный (Волков, 1937). Происхождение глазерита Индерского поднятия, по видимому, гипергенное.

В Предкарпатских месторождениях глазерит образуется в результате воздействия растворов, насыщенных NaCl, на сернокислые соли калия и магния — каинит, лангбейнит, шёнит, полигалит (Коробцова, 1955). На Индерском месторождении глазерит возникает при действии на сильвинит растворов, насыщенных сульфатом натрия (Волков, 1937).

**Полигалитовая порода.** Данная порода широко распространена, а полигалит является наиболее часто встречающимся калийным минералом. Он присутствует в различных количествах во всех соляных месторождениях сульфатного типа и во многих месторождениях является породообразующим минералом.

В бессульфатных месторождениях полигалит, как правило, отсутствует. Тем более интересен факт нахождения полигалита в каменной соли бессульфатного Верхнепечорского месторождения. Он обнаружен нами при иммерсионном исследовании нерастворимого в воде остатка, основная масса которого сложена ангидритом, а примеси представлены доломитом, глинистым материалом, аутигенным кварцем и гипсом. Полигалит встречен здесь в виде единичных микроагрегатных скоплений. Присутствие его подтверждается спектральным анализом.

Хорошо образованные кристаллы полигалита встречаются редко: обычно наблюдаются мелкие кристаллики или микро- и тонкозернистые агрегаты тонковолокнистого и радиально-лучистого строения. Для идиоморфных кристаллов полигалита характерны призматическая и таблитчатая формы. Спайность его совершенная по (101). Блеск смолистый и жирный, излом неровный, раковистый и занозистый.

Окраска полигалита белая, желтоватая, сероватая, часто оранжево-розовая, фиолетово-розовая и кирпично-красная. Последняя обусловлена примесью окислов железа. В воде полигалит растворяется частично с выделением гипса или гипса и сингенита.

Под микроскопом полигалит прозрачен и бесцветен. Часто наблюдаются полисинтетические двойники. В шлифах и иммерсионных препаратах полигалит можно спутать с ангидритом; в шлифах полигалит отличается от ангидрита по более низкому двупреломлению и наличию полисинтетических двойников.

Полигалит находится в парагенезисе с галитом, ангидритом, калийными и многими сульфатными минералами и соленосной глиной. В залежах каменной соли он иногда является единственным калийным минералом и образует слои и прослой мономинеральной полигалитовой породы.

Полигалитовая порода в калийных месторождениях СССР детально изучена рядом исследователей (Иванов, 1946; Лобанова, 1956; Яржемский, 1954, 1956; Бурковская, 1956; Кореневский, Воронова, 1966 и др.).

Мономинеральная полигалитовая порода в соляных породах и соленосной глине образует мелкие вкрапления, желваки, линзы, линзовидные прослой и слои мощностью от долей миллиметра до десятков

метров. По внешнему облику полигалитовая порода часто напоминает ангидритовую.

Наиболее мощные слои и прослои полигалитовой породы известны на Жилинском месторождении. Залегающий здесь полигалитовый горизонт мощностью 150—250 м представлен чередующимися слоями полигалитовой породы, каменной соли, ангидритовой породы и соленосной глины. Мощность полигалитовых слоев до 25 м (Бурковская, 1956). Полигалитовая порода — светло-серая, желтовато-серая и розово-серая.

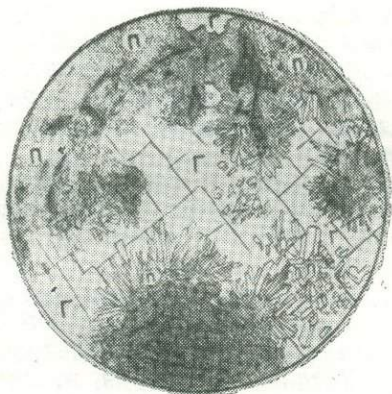


Рис. 41. Сноповидные образования и тонкопризматические кристаллы полигалита — П в галите — Г. Шлиф, ник. 11,  $\times 72$  (Индерское месторождение; Яржемский, 1967)

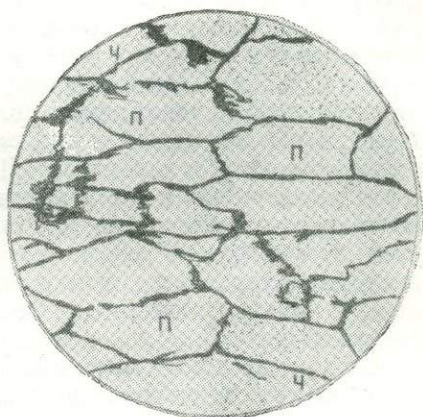


Рис. 42. Начальная стадия собирательной кристаллизации зерен полигалита — П, оконтуренных глинистым веществом — Ч. Шлиф, ник. +,  $\times 24$  (Индерское месторождение; Яржемский, 1967)

По данным В. В. Лобановой (1960<sub>1</sub>), структура полигалитовой породы Жилинского месторождения микро- и тонкозернистая с участками радиально-лучистого и спутанно-волокнутого строения, возникшими в результате перекристаллизации; текстура — тонкослоистая. Нечеткая слоистость породы обусловлена наличием тонких прерывистых прослоев соленосной глины и расположением вытянутых кристаллов полигалита вдоль слоистости. Данная порода содержит примеси галита, микрозернистых карбонатов, глинистого материала, иногда сильвина и глауберита. Структурные и текстурные особенности полигалитовой породы Жилинского месторождения свидетельствуют о ее первично-седиментационном происхождении. Вторичных процессов образования полигалита не отмечено.

В Индерском месторождении полигалит приурочен к полигалитосильвинитовой зоне, где он содержится в виде неправильных скоплений микро- и тонкозернистой структуры (рис. 41, 42). Расположены эти скопления в промежутках между зернами галита и сильвина и часто их оконтуривают. По Я. Я. Яржемскому (1954), полигалит представляет вторичное образование, возникшее за счет глинистого вещества и сильвина. При значительной полигалитизации породы зерна сильвина нередко исчезают полностью. Первичный полигалит в Индерском месторождении присутствует в меньшем количестве в виде тонких прослоев среди каменной соли.

Полигалит довольно широко распространен в Ишимбаевском и Оренбургском Предуралье. Он присутствует в соляных породах либо в виде примеси, либо входит в их состав в качестве породообразующе-

то минерала. Основными компонентами этих пород являются галит, ангидрит, полигалит и магнезит.

В Ярбишкадакском месторождении В. В. Герасимова (1956) выделила несколько разновидностей полигалитсодержащих пород: полигалито-галитовую, магнезито-полигалито-галитовую и ангидрито-полигалито-галитовую. Основная масса полигалита, входящего в состав перечисленных разновидностей пород, имеет сингенетическое происхождение. Вторичный полигалит выполняет тонкие трещины, секущие породу. Нередко кристаллы эпигенетического полигалита расположены в зернах галита по трещинам спайности.

В Предкарпатских месторождениях полигалит встречается в виде примеси в калийных соляных породах. Значительных скоплений полигалитовой породы не обнаружено, но выявлены широко распространенные тонкие (до 0,5 м) слои и прослой в кровле, почве и внутри линз калийных солей. Кроме того, линзы полигалитовой породы находятся в соленосной глине. Выделяются две разновидности полигалитовой породы: мономинеральная и глинистая (Лобанова, 1956).

Мономинеральная полигалитовая порода обладает розово-красной и мясо-красной окрасками, спутанно-волокнистой, микро- и тонкозернистой структурами, массивной текстурой. Глинистая полигалитовая порода характеризуется тонкослоистой текстурой, обусловленной чередованием прослоев чистого и глинистого полигалита. Прослой глинистой полигалитовой породы мощностью 5—10 см приурочены к лангбейнитовой и каинитовой породам. Эти две разновидности полигалитовой породы имеют первичное происхождение. Мелкие скопления вторичного полигалита отмечаются почти во всех соляных породах. Особенно интенсивно процесс полигалитизации развит среди сильвинитов и ангидритовой породы (Яржемский, 1954).

Полигалито-галитовая порода известна в Днепровско-Донецкой впадине на Октябрьской структуре. Здесь она приурочена к галогенным отложениям в средней части разреза краматорской свиты. Текстура породы неравномернослоистая, структура разнотекстурированная (Корневский и др., 1965). В районе г. Калининграда в пермской соленосной толще встречается почти мономинеральная полигалитовая порода, по внешнему виду очень похожая на ангидритовую. Текстура породы массивная, структура — разнотекстурированная; отмечается небольшая примесь глинистого вещества (Яржемский, 1959).

В Карлсбадском месторождении калийных солей в США содержатся слои и прослой полигалитовой породы обычно темно-красной и кирпично-красной окраски. Текстура породы массивная, структура — разнотекстурированная. Большая часть полигалита имеет вторичное происхождение (Schaller, Henderson, 1932).

В месторождениях каменной соли близ Ишля и Аусзее (Австрия), полигалит пользуется широким распространением, образуя прослой полигалитовой и полигалито-галитовой пород. Примесь составляют ангидрит и реже глауберит (Görgey, 1914).

В Англии, в районе Йоркшира, в пермской соленосной толще выделяются галито-полигалитовые, ангидрито-полигалитовые и полигалито-ангидрито-галитовые породы (Stewart, 1963).

В Стассфуртском пласте цехштейновых калийных отложений ГДР и ФРГ полигалит содержится в каменной соли вместе с карналлитом, кизеритом, лангбейнитом и др. (Lotze, 1938).

В лагуне Либре, на Калифорнийском побережье, вместе с гипсом и галитом встречается полигалит. По данным В. Т. Холсера (Holser, 1966), в зоне прилива и отлива осаждаются гипс и галит. Эти отложения пористые и пропитаны насыщенной рапой, обогащенной К и Mg. Концентрация рапы в 60 раз больше концентрации морской воды. Полигалит образуется в результате воздействия этой рапы на гипс.

Многочисленные петрографические исследования показали, что вторичный полигалит является продуктом замещения сильвина, каинита, лангбейнита, глазерита и ангидрита. Но полигалитовая порода имеет и первичное происхождение. По М. Г. Валяшко (1962), полигалит кристаллизуется из растворов, выделивших главную массу галита. Значительные скопления полигалитовой породы образовались в результате кристаллизации из рапы бассейна, содержавшей калий и магний, при поступлении в нее относительно разбавленных сульфатно-кальциевых вод (Иванов, 1949; Герасимова, 1956; Валяшко, 1962; Корневский, Воронова, 1966).

Для наиболее полной характеристики соляных минералов и пород галогенных формаций нами приведены результаты химических и минеральных анализов различных типов соляных пород, представляющих во многих случаях сырье для галургической промышленности (табл. 5—7). Эти данные, как правило, характеризуют средний состав разновидностей пород, а не относятся к отдельным штучным пробам, анализы которых, как известно, не дают правильной характеристики, определяя лишь состав породы в частной, иногда случайной пробе. Это особенно необходимо иметь в виду, так как нередко по единичному анализу образца или пробы, показавшей высокое содержание полезных компонентов, делаются далеко идущие выводы о перспективности месторождения и даже подсчитываются запасы. Приводимые табл. 5—7 составлены по литературным данным и нашим личным исследованиям. В них показаны содержания основных компонентов пород. Сопутствующие им рассеянные и редкие элементы не отмечены из-за неполноты, а иногда и из-за недостоверности этих данных.

Наибольшим разнообразием типов пород и их химического и минерального состава характеризуются калийные соли, основные разновидности которых представлены в табл. 5. В зависимости от типа породы изменяется содержание в ней как химических, так и минеральных компонентов и меняется их набор. Бóльшей простотой характеризуются так называемые бессульфатные калийные соли, основной состав которых определяется всего пятью-шестью компонентами, тогда как в сульфатных породах их насчитывается до 8—10 и более. Постоянными компонентами, присутствующими буквально во всех типах пород, являются галит ( $\text{NaCl}$ ) и нерастворимый в воде остаток (карбонатно-глинистый материал), в подавляющем большинстве случаев также ангидрит ( $\text{CaSO}_4$ ), а в породах, содержащих кристаллологидрат —  $\text{H}_2\text{O}$ . Содержание каждого из компонентов, как показывает табл. 5, колеблется в широких пределах. Исключение составляют ангидрит, содержание которого обычно не превышает нескольких процентов, опускаясь до 0,5% и менее, и карбонатно-глинистый материал, содержание которого в солях некоторых месторождений колеблется также в довольно узком пределе: от долей процента до 6—8%. Лишь иногда содержание последнего повышается до 15—20% и более.

Значительно более однообразен состав каменной соли, характеризующийся по существу всего тремя основными компонентами:  $\text{NaCl}$  (галит),  $\text{CaSO}_4$  (ангидрит) и нерастворимым остатком (карбонатно-глинистый материал). Содержания остальных компонентов (см. табл. 6) обычно выражаются лишь десятками и сотыми долями процента. Характерно отметить, что содержания ангидрита ( $\text{CaSO}_4$ ) и нерастворимого остатка (в лучших сортах каменной соли) выражаются цифрами, близкими к таковым в калийных солях.

Сульфатное сырье (тенардитовая и мирабилитовая породы) характеризуется компонентами  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  и нерастворимым остатком, но в ряде месторождений довольно значительную роль играют  $\text{NaCl}$  (галит),  $\text{CaSO}_4$  (ангидрит, гипс) и некоторые другие компоненты (см. табл. 7).

## Химический и минеральный состав калийных солей

Порода	Месторождение	Содержание солей, %							Нерастворимый остаток
		KCl	MgCl <sub>2</sub>	NaCl	K <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	MgSO <sub>4</sub>	CaSO <sub>4</sub>	H <sub>2</sub> O	
Сильвинит красный	Верхнекамское	19,7—42,9	0,2—0,4	51,6—77,2	—	—	1,3—2,5	0,2—0,4	1,1—4,6
Сильвинит пестрый	Верхнекамское	20,8—38,7	0,1—1,2	54,5—76,7	—	—	0,9—2,3	0,1—1,4	0,9—6,3
Сильвинит	Верхнепечорское	15,3—23,2	0,1—0,8	44,2—71,5	—	—	4,3—5,7	0,1—0,9	5,3—27,3
Сильвинит	Старобинское	13,8—51,8	0,1—1,7	25,0—65,8	—	—	0,2—10,6	0,1—1,9	0,5—30,5
Сильвинит	Гаурдакское	13,0—43,6	Следы—1,7	48,5—76,8	—	—	0,2—1,6	0,1—1,9	0,8—16,5
Сильвинит	Карлюкское	18,3—42,8	0,3—2,2	44,2—72,4	—	—	0,8—2,3	0,7—2,5	4,0—13,4
Сильвинит	Эльзасское	30,0	0,3	58,0	—	—	3,0	1,0	7,7
Сильвинит	Йоркширское	40,3	0,5	49,5	—	—	4,0	0,5	8,8
Сильвинит	Предкарпатское	19,6—36,0	0—0,9	24,7—42,7	0—4,4	2,5—20,4	3,6—11,4	1,6—4,2	10,6—22,5
Сильвинит	Цехштейновое	27,6	1,8	56,7	—	3,4	2,8	4,5	3,2
Твердая соль (кизеритовый сильвинит)	Цехштейновое	20,5	2,3	46,3	—	20,8	1,8	5,7	2,6
То же	Калушко-Голыньское	12,3—20,0	0—2,4	22,4—48,1	0—0,7	20,8—26,0	1,6—3,7	3,2—7,2	4,7—13,8
Карналлитовая	Верхнекамское	13,4—20,6	14,5—19,0	33,0—53,6	—	—	0,8—1,6	16,4—21,5	1,3—4,5
Карналлитовая	Верхнепечорское	11,4—21,4	14,9—27,1	17,6—64,5	—	—	0,6—4,3	16,8—30,6	0,8—16,7
Карналлитовая	Карлюкское	12,0—21,2	11,3—23,1	28,1—61,5	—	—	0,4—1,2	13,0—26,2	1,3—5,2
Карналлитовая	Предкарпатское	10,5—13,8	5,1—13,9	33,8—41,2	—	0—1,0	2,4—7,1	8,1—17,8	11,9—34,9
Карналлитовая	Цехштейновое	15,5	21,5	22,4	—	12,1	1,9	26,1	0,5
Карналлитовая	Клодава	12,7	16,0	40,0	—	10,3	0,5	18,1	0,6
Карналлитовая	Цайдамское	3,6—19,5	7,2—30,2	13,3—76,3	—	0—0,2	0,3—2,0	10,0—36,6	0,1—0,8
Сильвино-карналлитовая	Верхнепечорское	14,9—22,6	1,3—20,3	25,6—63,2	—	—	1,4—1,6	1,5—23,0	1,4—16,1
Сильвино-карналлитовая	Старобинское	8,5—23,2	1,1—8,8	38,4—72,0	—	—	0,1—6,0	1,2—10,0	2,5—28,0
Сильвино-карналлитовая	Карлюкское	12,0—21,2	11,3—23,1	28,0—61,5	—	—	0,4—1,2	13,0—26,2	1,3—5,2
Каинитовая	Предкарпатское	10,2—21,4	—	18,2—44,8	1,8—7,4	20,0—39,2	1,7—2,5	9,7—13,7	2,8—5,6
Каинитовая	Цехштейновое	20,5	—	24,0	—	36,4	1,7	16,5	0,8
Каинито-лангбейнитовая	Предкарпатское	9,0—16,6	0—2,0	30,4—36,8	7,2—9,6	21,8—29,5	2,2—3,1	4,9—7,4	5,4—12,8
Лангбейнит	Предкарпатское	0,8—4,8	—	32,2—38,8	19,4—24,4	29,0—34,0	1,0—2,0	1,2—3,6	4,3—6,4
Лангбейнит	Цехштейновое	—	—	40,4	11,8	43,4	—	4,2	0,8
Полигалито-галитовая	Каировка	—	—	53,0—86,9	3,4—10,5	2,3—11,2	5,2—22,5	0,8—3,0	0,2—13,0

Порода	Месторождение	Минеральный состав, %									
		Сильвин	Карналлит	Галит	Каинит	Лангбейнит	Шёнит	Ангидрит	Кизерит	Полигалит	Глинистый материал
Сильвинит красный	Верхнекамское	19,5—42,5	0,6—1,2	51,6—77,2	—	—	—	1,3—2,5	—	—	1,1—4,6
Сильвинит пестрый	Верхнекамское	20,5—37,7	0,3—3,5	54,5—76,7	—	—	—	0,9—2,3	—	—	0,9—6,3
Сильвинит	Верхнепечорское	15,0—23,0	0—2,3	44,2—71,5	—	—	—	4,3—5,7	—	—	5,3—27,3
Сильвинит	Старобинское	12,5—50,0	0,3—4,9	25,0—65,8	—	—	—	0,2—10,6	—	—	0,5—30,5
Сильвинит	Гаурдакское	12,5—43,0	Следы—4,9	48,5—76,8	—	—	—	0,2—1,6	—	—	0,8—16,5
Сильвинит	Карлюкское	18,0—41,1	1,5—6,4	44,2—72,4	—	—	—	0,8—2,3	—	—	4,0—13,4
Сильвинит	Эльзасское	28,2	0,8	58,0	—	—	—	3,0	—	—	7,7
Сильвинит	Йоркширское	39,9	1,6	49,5	—	—	—	4,0	—	—	8,8
Сильвинит	Предкарпатское	19,0—36,0	0—2,5	24,7—42,7	—	—	—	2,0—4,7	0—23,6	0—15,1	10,5—22,5
Сильвинит	Цехштейновое	26,2	5,2	56,7	—	—	—	2,8	4,0	—	3,2
Твердая соль (кизеритовый сильвинит)	Цехштейновое	18,7	6,7	46,3	—	—	—	1,8	24,0	—	2,6
То же	Калушско-Голыньское	10,3—19,0	0—7,9	22,4—48,1	—	0—1,0	—	1,6—3,7	24,0—30,6	—	4,7—13,8
Карналлитовая	Верхнекамское	2,0—5,8	42,2—55,3	33,1—53,6	—	—	—	0,8—1,6	—	—	1,3—4,5
Карналлитовая	Верхнепечорское	0—3,1	35,8—75,6	17,6—64,5	—	—	—	0,6—4,3	—	—	0,8—16,7
Карналлитовая	Карлюкское	1,6—6,5	33,0—67,5	18,1—61,5	—	—	—	0,4—1,2	—	—	1,3—5,2
Карналлитовая	Предкарпатское	2,7—5,5	15,1—40,5	33,8—41,2	0—3,0	—	—	2,4—7,1	—	—	11,9—34,9
Карналлитовая	Цехштейновое	—	61,5	22,4	—	—	—	1,9	14,1	—	0,5
Карналлитовая	Клодава	—	47,0	40,0	—	—	—	0,5	12,0	—	0,6
Карналлитовая	Цайдамское	—	21,0—87,8	13,3—76,3	—	—	—	0,3—2,0	0—0,3	—	0,1—0,8
Сильвино-карналлитовая	Верхнепечорское	5,2—19,2	3,8—59,1	25,6—63,2	—	—	—	1,4—1,6	—	—	1,4—16,1
Сильвино-карналлитовая	Старобинское	6,6—19,5	3,1—25,6	38,4—72,0	—	—	—	0,1—6,0	—	—	2,5—28,0
Сильвино-карналлитовая	Карлюкское	1,6—6,5	33,0—67,5	28,0—61,5	—	—	—	0,4—1,2	—	—	1,3—5,2
Каинитовая	Предкарпатское	3,0—4,6	—	18,2—44,8	23,3—56,0	0—0,5	0—14,5	—	4,3—12,0	3,8—5,7	2,8—5,6
Каинитовая	Цехштейновое	—	—	24,0	68,5	—	—	1,7	3,7	—	0,8
Каинито-лангбейнитовая	Предкарпатское	1,9—12,8	0—6,0	30,4—36,8	12,2—18,5	12,5—19,3	—	—	4,8—13,5	5,0—7,0	5,4—12,8
Лангбейнит	Предкарпатское	0,8—4,8	—	32,2—38,0	—	33,6—56,6	—	—	0,8—6,8	2,3—4,2	4,3—6,4
Лангбейнит	Цехштейновое	—	—	40,4	—	28,0	—	—	31,4	—	0,8
Полигалито-галитовая	Каировка	—	—	53,0—86,0	—	—	—	0—6,2	0—4,6	11,6—36,5	0,2—13,0

## Химический состав каменной соли

Месторождение	Толща, пласт, сорт соли	Содержание компонентов, %							Нерастворимый остаток (глинистый материал)
		NaCl (галит)	KCl	MgCl <sub>2</sub>	CaCl <sub>2</sub>	MgSO <sub>4</sub>	CaSO <sub>4</sub> (ангидрит)	K <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	
Артемовское	Надбрянцевский пласт	96,2—99,2	—	0,02—0,03	0,01—0,03	—	0,1—1,5	—	0,1—2,2
	Брянцевский пласт	98,4—98,6	—	0,05—0,06	0,02—0,03	—	0,9—1,1	—	0,2—0,4
	Подбрянцевский пласт	97,5—97,7	—	0,05	0,1	—	0,1—1,2	—	0,9—1,0
Илецкое	Добываемая соль	98,7—99,1	—	0—0,04	—	0—0,05	0,7—1,1	—	0,2—0,5
Солотвиновское	Добываемая соль	99,3—99,8	—	0—0,1	0—0,1	0—0,2	0,1—0,2	—	0,05—0,4
Нахичеванское	Добываемая соль	81,5—84,6	—	0,4—0,6	0,4—0,8	—	1,1—1,2	—	13,1—15,6
Нахичеванское	Чистые разности соли	96,7—98,3	—	Следы—0,1	—	—	1,1—1,5	—	0,3—1,8
Верхнекамское	Горизонт подстилающей соли	94,0—97,5	0—следы	0,2—0,3	—	—	2,2—3,5	—	0,5—3,5
	Горизонт подстилающей соли	92,1—99,0	0,1—0,6	0,04—0,4	—	—	0,5—6,2	—	Следы—4,4
Ходжайканское	Розовая соль	93,6—98,2	0—0,2	0,1—0,2	0—0,1	—	0,8—2,4	—	0,2—1,7
Кемпендяйское	Средние пробы	79,6—85,5	0—следы	0—1,3	0,1—1,8	Следы	2,0—2,4	—	10,1—17,4
Кокомеренское	Средние пробы	80,0—87,0	—	—	—	0—0,2	1,3—1,6	0,8—1,0	16,3—20,1
Нейстсбургское	Средняя проба	97,5	0,5	0,03	—	0—0,04	0,7	0,5	0,1
Луизиана, США	Соляные купола	96,9—99,1	—	Следы—0,02	Следы—0,04	—	0,3—1,9	—	Следы—0,7

Таблица 7

## Результаты химических анализов тенардитовой и мирабилитовой пород

Месторождение	Порода, проба	Содержание компонентов, %					Нерастворимый остаток
		Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	MgSO <sub>4</sub>	CaSO <sub>4</sub>	NaCl	H <sub>2</sub> O	
Чульдырское	Тенардитовая	45,5—96,5	Следы—4,3	Следы—5,9	0,6—51,7	Следы—16,8	0,8—13,8
	То же, технологическая проба	85,5	0,04	2,0	6,1	0,2	6,0
Узун-су	Мирабилитовая	42,1—44,9	0,2—0,7	Следы—0,8	0,2—0,6	54,0—56,3	0,1—1,6
	Тенардитовая	95,8—99,7	Следы—0,1	0,03	0,1—4,0	—	Следы—0,2
Кочкорское	Тенардитовая	94,5—99,7	0—0,6	0—3,0	0,2—4,6	—	Следы—0,1

## Глава II

### ОСОБЕННОСТИ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГАЛОГЕННОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

#### ОСНОВНЫЕ ИСТОЧНИКИ СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ В ДРЕВНИХ СОЛЕРОДНЫХ БАССЕЙНАХ

Источники, которые поставляли соответствующие химические компоненты и обеспечивали соленакопление в древних солеродных бассейнах, устанавливаются как свидетельствами геологического прошлого, так и данными о распространении, миграции и аккумуляции этих компонентов в современных условиях.

Как отмечалось, главнейшие химические элементы соляных минералов и пород ископаемых месторождений («галогенные» элементы) — O, S, Cl, Ca, Mg, Na, K, H. Все они, исключая S, Cl и H, вместе с Si, Al и Fe являются главнейшими элементами литосферы, составляя по весу более 99% ее состава. Их содержания в литосфере в весовых процентах (мощность 16 км без океана и атмосферы), по А. П. Виноградову (1952): O — 47,2; Si — 27,6; Al — 8,8; Na — 2,64; Fe — 5,1; Ca — 3,6; Mg — 2,1; K — 2,6 (сумма — 99,64); содержание H — 0,15; S —  $5 \cdot 10^{-2}$ ; Cl —  $4,5 \cdot 10^{-2}$ . Суммарное содержание отмеченных восьми «галогенных» элементов в литосфере составляет 58,4%.

Из этих элементов (Перельман, 1964) S и Cl относятся к очень подвижным. Они характеризуются ионной формой миграции, играют важную роль в биогенном круговороте и вместе с подвижными катионами Ca, Mg и Na образуют в зоне гипергенеза легкорастворимые соли, накапливающиеся в водах в результате испарения. Калий относится к слабоподвижным элементам, но не вследствие меньшей растворимости его солей по сравнению, например, с солями хлоридов и сульфатов Na и Mg, а в силу того, что калий энергично поглощается растительностью, для которой он является элементом плодородия, а также адсорбируется коллоидами (почвы, глины).

Эти свойства рассматриваемых элементов определяют особенности и масштабы их миграции и аккумуляции в соответствующих ландшафтных зонах Земли. В основе извлечения этих элементов и ионов из кристаллических решеток путем перевода их в раствор лежат процессы гипергенеза. Физическое и химическое выветривание — мощный процесс гипергенеза, вызывающий разрушение и разложение массивно-кристаллических и осадочных пород, в том числе и галогенных отложений современной и прошлых геологических эпох. Этот процесс обус-

ловливает вынос главной массы растворимых солей, которые переносятся водой на далекие расстояния и аккумулируются в соответствующей природной обстановке (Ферсман, 1937).

Наряду с этим значительные массы солей в виде паров и водных растворов выносятся при различных вулканических процессах. Например, при фумарольной деятельности образуется ряд соляных минералов, таких, как галит, сильвин, гипс, тенардит, мирабилит и др. При гидротермальных процессах также образуются крепкие рассолы и твердые выделения хлоридов и сульфатов натрия, калия, кальция и др., которые встречаются в виде жидких и твердых включений в кварце, исландском шпате, флюорите и других минералах. Например, только жидкие включения в кварцевых жилах Памира, где они составляют 2—5% их массы, содержат несколько десятков тысяч тонн NaCl (Гуревич, 1961).

Из всех отмеченных источников могут образовываться огромные массы растворимых солей. По данным А. Полдерварта (1957), годовой вынос растворенных веществ в океан составляет  $5402 \cdot 10^6$  т<sup>1</sup>. Из этого количества около  $555 \cdot 10^6$  т являются циклическими солями (почти весь Cl и большая часть SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>), остальные  $4847 \cdot 10^6$  т представляют современный годовой привнос новых растворенных веществ в океаны. Цифры показывают, что в современных условиях каждый квадратный километр земной поверхности в год теряет более 36 т растворимых веществ.

Минеральные воды, заимствующие растворимые соли в процессах химического выветривания, разложения и выщелачивания пород и собирающие продукты вулканической деятельности, обеспечивали в геологическом прошлом и обеспечивают в настоящее время образование в соответствующей природной обстановке соляных залежей так называемого континентального генезиса. Этим же водам и приносимым ими в растворе и во взвешенном состоянии минеральным веществам принадлежит существенная роль в формировании соляных месторождений морского генезиса. Однако месторождения минеральных солей континентального генезиса, широко образующиеся в настоящее время, в ископаемом состоянии встречаются редко.

При всем этом столь колоссальные запасы природных минеральных солей в толщах осадочных пород ни за счет гипергенных процессов, ни за счет вулканической деятельности, безусловно, непосредственно образоваться не могли.

По подсчетам В. Линдгрена, в толщах осадочных пород земной коры заключено около 17 млн. км<sup>3</sup> различных минеральных солей. На долю собственно соляных залежей в этом объеме приходится, по данным Ф. Кларка, около 1,75 млн. км<sup>3</sup>, или  $3,5 \cdot 10^{15}$  т (Ковда, 1946).

За протекшие десятилетия были открыты мощные галогенные формации разного возраста в СССР, США, Канаде, Африке, Азии. Эти формации содержат колоссальные запасы солей. Поэтому приведенные цифры должны быть увеличены во много раз. Так, по заключению А. Б. Ронова (1964), суммарные количества всех видов хлористого натрия в соленосных отложениях мира приблизительно в 5—6 раз меньше общих запасов NaCl в современных океанах. Иными словами, при среднем содержании в океанической воде NaCl 2,72% (весовых) и общем весе воды  $1420 \cdot 10^{15}$  т количество содержащегося в океане NaCl составляет  $38,6 \cdot 10^{15}$  т, или около 19,3 млн. км<sup>3</sup>. Следовательно, по подсчетам А. Б. Ронова, в осадочных породах Земли заключено до 3—4 млн. км<sup>3</sup> или до  $6,5—8,0 \cdot 10^{15}$  т NaCl, т. е. примерно в 2—2,3 раза больше, чем определено Ф. Кларком.

<sup>1</sup> Вынос растворенных веществ в океан определяется исследователями по-разному. Поэтому данную цифру не следует принимать как единственно возможную.

Опираясь на данные А. Полдерварта (1957)<sup>1</sup>, запасы NaCl на суше можно оценить в  $7,8-8,5 \cdot 10^{15}$  т, что близко к приведенной выше величине.

Однако эти цифры, возможно, занижены. В самом деле, только в таком соленосном бассейне, как кембрийский бассейн Сибирской платформы, площадь которого при самых осторожных подсчетах может быть принята в 1,2 млн. км<sup>2</sup>, а средняя мощность соляных отложений — 700 м, геологические запасы каменной соли составляют  $1,68 \cdot 10^{15}$  т. Близки к  $16 \cdot 10^{14}$  т запасы каменной соли в соленосном бассейне Прикаспийской синеклизы и Южно-Предуральского прогиба (при его площади 800 тыс. км<sup>2</sup> и мощности соляных отложений порядка 1000 м). Цифрой  $37,2 \cdot 10^{14}$  т определяют запасы галогенных отложений Прикаспийской синеклизы М. С. Арабаджи, И. А. Скворцов и М. М. Чарыгин (1966). Запасы солей в Верхнекамском бассейне достигают  $3,4 \cdot 10^{12}$  т; в Гаурдакском бассейне Восточной Туркмении они не менее  $8,8 \cdot 10^{12}$  т. По оценке Г. Рихтер-Бернбурга (Richter-Bernburg, 1955<sub>2</sub>), в послеварисийских формациях внеальпийской Германии (ФРГ и ГДР) заключено около 100 тыс. км<sup>3</sup> солей, т. е. порядка  $2 \cdot 10^{14}$  т. Огромными запасами солей обладают соленосные бассейны США (например, Западной Оклахомы — до  $20 \cdot 10^{12}$  т, Западной Виргинии —  $45 \cdot 10^{10}$  т, Техаса и Нью-Мексико —  $50 \cdot 10^{12}$  т); в Виллистонском бассейне Канады запасы соли до  $80 \cdot 10^{12}$  т; очень большие запасы солей в бассейнах Африки.

Все это позволяет думать, что суммарные запасы NaCl в недрах Земли в 1,5—2 раза, а то и более превышают цифры, вычисленные А. Б. Роновым и А. Полдервартом. Но и при таких цифрах запасы составляют немногим более 30% от ее запасов в океанической воде.

Кроме запасов NaCl в недрах Земли заключены огромные запасы других минеральных солей: хлоридов и сульфатов калия и магния, сульфатов кальция, сульфатов натрия и др. Едва ли будет ошибкой, если принять общее количество этих солей в 2—2,5 раза большим, чем оценивалось ранее В. Линдгреном. Иными словами, в осадочном чехле земной коры заключено не менее 35—40 млн. км<sup>3</sup> ( $70-80 \cdot 10^{15}$  т) различных минеральных солей. Цифрой, в 5—6 раз большей ( $40 \cdot 10^{16}$  т), определяет эти запасы О. А. Алекин (1966).

Конечно, все эти цифры нуждаются в уточнении, и более обоснованный подсчет запасов различных минеральных солей в недрах всей суши Земли еще ждет своего выполнения.

Источником, из которого при формировании месторождений черпались такие массы минеральных солей, могла быть только океаническая вода, с древнейших геологических эпох являющаяся аккумулятором разнообразных минеральных веществ. Из океанической воды в соответствующих геологических и природных условиях эти вещества выделялись и выделяются в твердый осадок.

Поэтому совершенно нельзя согласиться с В. В. Богачевым (1940), что мощные ископаемые соляные месторождения могли образоваться только за счет выщелачивания вулканических пород. По его утверждению, «Ни один геохимик не будет оспаривать идеи накопления соли путем выщелачивания вулканических пород... Я считаю, так считал и мой отец, что все пермские соли Приуралья образовались за счет выщелачивания уральских вулканических пород». В свете сказанного выше, эта концепция нам представляется полным недоразумением.

Содержание главных химических элементов в современном составе океанической воды характеризует табл. 8.

Оценить массу главных солей, растворенных в океанической воде, можно путем такого элементарного расчета. Если распределить

<sup>1</sup> По А. Полдерварту, масса NaCl в океанической воде составляет  $43,7 \cdot 10^{15}$  т (см. табл. 8), или около 22 млн. км<sup>3</sup>.

Состав океанической воды

Ионы	По М. Г. Вальяшко и др. (1966)	По А. Полдерварту (1957)		Возможный солевой состав		
	г/кг океанической воды	г/1000 кг	Общая масса $m \cdot 10^{12}$	Соли	Вес, %	% к весу сухого остатка
HCO <sub>3</sub> '	0,097	128	205	NaCl	2,723	77,76
SO <sub>4</sub> "	2,705	2 701	4 321	MgCl <sub>2</sub>	0,381	10,88
Cl'	19,337	19 360	30 976	MgSO <sub>4</sub>	0,165	4,74
Br'	0,066	66	106	CaSO <sub>4</sub>	0,126	3,60
B·	0,0036	4	8	K <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	0,086	2,46
Ca··	0,417	408	653	CaCO <sub>3</sub>	0,012	0,34
Mg··	1,297	1 298	2 077	MgBr <sub>2</sub>	0,007	0,22
Na·	10,722	10 770	17 232			
K·	0,382	387	619			
Sr··	0,001	14	22			
Всего	35,028	35 136	56 219		3,500	100,00

эти соли по всей поверхности Земли ( $510 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ ), то на каждый квадратный метр ее придется около 110 т, что составит слой мощностью 50—60 м. При распределении этой массы солей только на поверхности суши Земли ( $149 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ ) цифры соответственно составят 380 т и около 200 м.

Катионы Na·, Ca··, Mg··, K·, являющиеся основными в составе океанической воды, занимают, как было показано выше, значительное место в составе литосферы. Однако соотношения между ними в этих геосферах различны. Если отношение Ca/Mg в литосфере составляет 1,7, то в океанической воде оно равняется 0,32. Отношение Na/K в литосфере составляет около 1, а в океанической воде — 28. Как известно, эти положения объясняются условиями миграции элементов и последующей историей пребывания их в океанической воде.

Пониженное содержание калия в океанической воде обусловлено поглощением его на пути миграции растениями и коллоидами. Пониженное же содержание кальция в океанической воде связано с жизнедеятельностью организмов и отложением его на дне океана в виде CaCO<sub>3</sub>, достигающем  $595 \cdot 10^6 \text{ т}$  в год, что составляет около 55% от общего привноса Ca в океан с речным стоком (Полдерварт, 1957).

Содержания и соотношения в породах литосферы и в океанической воде SO<sub>4</sub>"', Cl', Br' и других анионов совершенно иные. Содержание хлора в океанической воде составляет более 55% (весовых) от суммы всех ионов, а SO<sub>4</sub>" — 7,8%, тогда как в литосфере содержание каждого из них не превышает 0,05%, т. е. совершенно ничтожно по отношению к сумме остальных ионов. Следовательно, столь большие массы хлора (см. табл. 8) и SO<sub>4</sub>" в океанической воде не могли быть аккумулярованы только за счет извлечения их из пород литосферы.

Проблема формирования соляного состава океанической воды и постоянства или, наоборот, изменения его в течение геологического времени занимает исследователей уже в течение нескольких десятилетий и решается по-разному. В нашей работе мы осветим современное состояние этой проблемы в объеме, необходимом для выяснения некоторых условий формирования ископаемых месторождений минеральных солей.

А. П. Виноградов (1962) и В. В. Руби (1951, 1957) считают, что океан и атмосфера — вторичные явления на нашей планете. образова-

ние их было обусловлено выносом на поверхность Земли наиболее летучих фракций выплавления и дегазации мантии при непрерывной вулканической интрузивной деятельности, а также горячими источниками, газовыми струями и т. д. Летучие вещества мантии ( $H_2O$ ,  $HCl$ ,  $HF$ ,  $S$ ,  $CO_2$ ,  $B$  и др.) образовали главные анионы солевой массы океана ( $Cl$ ,  $SO_4$ ,  $B$ ,  $CO_3$ ,  $V$  и др.). Однако по А. П. Виноградову, за  $4,7-5 \cdot 10^9$  лет в гидросферу выделилось в процессе дегазации мантии всего около  $7,5\%$   $Cl$  и  $5 \cdot 10^{-3}\%$   $SO_4$  от содержания их в мантии.

В одной из позднейших своих работ (1966) А. П. Виноградов развивает концепцию, что «изначально океаническая вода вследствие дегазации кислых дымов и нейтрализации их веществом разрушавшихся эффузивных и других горных пород земной коры уже содержала растворенные соли примерно в тех же отношениях, с какими мы встречаемся и в настоящее время. При рассмотрении более поздней истории формирования солевой массы океана мы, вероятно, должны будем внести некоторые поправки на различный характер выветривания горных пород в последующие геологические эпохи».

Все главные катионы воды океана: ( $Na$ ,  $K$ ,  $Mg$ ,  $Ca$ ,  $Si$ ,  $Al$ ) представляют в основном продукты выветривания и разложения горных пород литосферы. И морская вода, и атмосферные воды первоначально были кислыми и должны были разлагать обнаженные породы. Кислотность вод понижалась по мере разложения пород и вместе с этим большие количества  $Ca$ ,  $Mg$ ,  $K$ ,  $Na$ ,  $Fe$  и других веществ сносились в море. Известная доля щелочей была привнесена в океан непосредственно в результате процессов выплавления и дегазации, до сих пор идущих на его дне (Виноградов, 1962).

Далее, по А. П. Виноградову (1959), «последние в истории поверхности Земли резкие изменения состава океана и атмосферы происходят на рубеже  $3 \cdot 10^9-2 \cdot 10^9$  лет, когда температурные условия на поверхности Земли приблизились к современным». К этому же времени приурочивается появление фотосинтетического кислорода, следы древних растений и других организмов. С момента появления фотосинтетического кислорода и постепенного окисления  $S$  и  $H_2S$  усилилось поступление  $SO_4$  в океаническую воду. С появлением же сульфатов вода океана приобрела современный состав (Виноградов, 1962; Rubey, 1951).

В одной из своих работ Н. М. Страхов (1962<sub>2</sub>) уделил большое внимание рассмотрению вопросов развития гидросферы Земли. С его выводами в основном согласуются данные А. Б. Ронова (1964). Н. М. Страхов различает три основных этапа. В начальный (азойский) этап химический состав «первозданного океана», вероятно, резко отличался от современного. Гидросфера была очень кислой и содержала  $HCl$ ,  $HF$ ,  $H_3BO_3$ ,  $SiO_2$ , а также растворенные газы  $H_2S$ ,  $CH_4$ ,  $CO_2$  и др., но сульфатов еще не было. Соленость воды измерялась долями процента. В конце азойского этапа океанические воды приобрели хлоридный тип.

А. Б. Ронов (1964), различающий в основном те же этапы формирования гидросферы, считает, что воды азойского океана должны были отличаться относительно более высоким содержанием  $Ca$ ,  $Mg$ ,  $K$  и более низким —  $Na$ . По сравнению с содержанием в современном океане  $Ca$  было в 8—9 раз,  $Mg$  — в 2—2,5 раза,  $K$  — в 6 раз больше, а  $Na$  — в 2,5—3 раза меньше.

В следующий — археозойский — этап развития гидросферы, конец которого датируется временем примерно  $2,5-3,0 \cdot 10^9$  лет назад, когда возникла фотосинтетическая деятельность простейших организмов, океаническая вода, по Н. М. Страхову (1962<sub>2</sub>), стала хлоридно-карбонатной, а ее общая соленость, вероятно, несколько возросла. В конце протерозойского этапа, охватывающего промежуток времени приблизи-

тельно от  $3 \cdot 10^9$  до  $0,5 \cdot 10^9$  лет до нашей эры, сера и сероводород в океанической воде в условиях обилия кислорода переходили в сульфатную форму, вода обогащалась  $\text{SO}_4^{2-}$  и превращалась в хлоридно-карбонатно-сульфатную.

По А. Б. Ронову (1964), именно в раннем протерозое наметилась тенденция к инверсии катионного состава вод океана. В результате постепенного обогащения вод натрием и их освобождения от избытка кальция и магния (карбонатнакопление) и калия (образование глауконитов и сорбция глинистыми осадками) соотношения солей в океанической воде приблизились к современному. Этот процесс для Ca и Mg занял 2 млрд. лет. Однако максимальное относительное содержание кальция в водах океана было достигнуто лишь в конце палеозоя или в мезозое — после того, как основная масса катионов кальция и магния была израсходована на образование доломитов, известняков и сульфатов кальция.

Последний (исторический) этап развития геосфер, по Н. М. Страху (1962), обнимает время с начала кембрия по настоящее время, т. е. около  $500 \cdot 10^6$  лет. В этот этап океаническая вода становится хлоридно-сульфатной и приобретает современный характер. Однако, как отмечает Н. М. Страх, в исторический этап не только колебалась общая минерализация океанической воды, но изменялись и количественные соотношения между отдельными солевыми компонентами. Обусловливалось это тем, что наряду с процессами, способствовавшими прогрессивному осолонению гидросферы (эксгальция ювенильных галогенидов при вулканических извержениях, поступление хлоридов и сульфатов Ca, Mg, Na за счет выветривания и выщелачивания пород и др.), широко проявлялись процессы, разгружавшие гидросферу от солей. К последним относится резкое развитие галогенеза, который начался в раннем кембрии и, то усиливаясь, то ослабевая, продолжался в течение всего исторического этапа. При этом из общей массы солей в океане извлекались и захоронялись в стратиферу колоссальные массы солей, что вызывало понижение солености океанической воды. Таким образом, соленость океана не оставалась постоянной: она уменьшалась, когда галогенез был особенно мощным (ранний кембрий, поздний девон, пермь), и возрастала, когда этот процесс временно ослабевал (ранний карбон, ранняя юра). В зависимости от поступательного развития галогенеза из океанической воды извлекались разные соли и в разных количествах. Можно сказать, что галогенный процесс действовал как огромная опреснительная установка, которая тормозила прогрессирующее осолонение океанов, а порой даже понижала их соленость.

А. Г. Фишер (Fischer, 1963) выдвинул соображение, что изменение солености воды океана происходило не только за счет формирования на суше мощных соляных отложений, но и вследствие стекания обратно в океан из солеродных бассейнов насыщенных рассолов, большая часть которых захоронялась в глубоких океанических впадинах. По заключению Фишера, эти факторы могли обуславливать некоторое понижение солености воды океана. Так, в пермское время, в течение которого отложение солей было наиболее значительным, соленость океана могла понизиться до 3%, что и явилось одной из причин обеднения (кризиса) фауны в пермо-триасе.

По мнению А. Л. Яншина (1962), в древнем докембрии соленость была сравнительно небольшой. Существовали эпохи некоторого опреснения Мирового океана, например в конце триаса — начале юры. Это было следствием грандиозного соленакопления в перми и в начале триаса.

Однако, по соображениям А. Л. Яншина, соленость вод Мирового океана в раннем кембрии могла быть даже выше современной, причем

отношение калия к натрию в океанической воде было не ниже, чем в современных морях. Косвенно на это указывает более высокое содержание калия в глауконитах древних эпох по сравнению с более поздними.

Интересные цифровые данные по изменению солености Каспийского моря и залива Кара-Богаз-Гол приводит А. И. Дзенс-Литовский (1967).

Все реки, впадающие в Каспийское море, ежегодно вносят вместе с  $355 \text{ км}^3$  воды 70 млн. т различных солей, что обуславливает соленость воды моря 1,281%. В Кара-Богаз-Гол в настоящее время через пролив поступает в год около  $10 \text{ км}^3$  морской воды, вносящей до 130 млн. т солей. До падения уровня моря в залив вносилось до 330 млн. т солей в год. Таким образом, Кара-Богаз-Гол действует в отношении Каспийского моря как опреснитель.

Расчеты показывают, что при отделении Кара-Богаз-Гола от моря соленость каспийской воды возрастает только на 1% через 2500 лет. Установлено, что за последние 400 лет залив уменьшил солевую массу моря на 0,1%. Если бы залив не существовал, то за протекшие 400 лет соленость воды Каспийского моря вместо 1,281% достигла бы примерно 1,4%.

Таким образом, темпы и размеры опресняющего влияния залива Кара-Богаз-Гол на Каспийском море невелики и только в геологическом аспекте они могут составить заметную величину, если, конечно, существующие природные условия не будут меняться.

Горячим сторонником идеи постоянства химического состава океанической воды, во всяком случае за последние  $500 \cdot 10^6$  лет, является М. Г. Валяшко (1962, 1963, 1966). На основе анализа химического состава природных вод и миграционных форм большинства их главных компонентов, условий минерализации вод, а также соотношений между компонентами морской воды, М. Г. Валяшко (1963) приходит к выводу, что состав воды океана всегда являлся некоторым средним результирующим. Главные компоненты природных вод и их миграционная форма оставались неизменными. Это дало ему основания считать, что химический тип океанической воды всегда оставался постоянным, а именно — сульфатным. Подтверждение постоянства химического состава океанической воды М. Г. Валяшко видит в том, что на протяжении всего времени формирования соляных толщ — от кембрия до наших дней — их химический и минеральный состав, а также порядок кристаллизации солей в принципе сохранялись одинаковыми, что несомненно контролировалось постоянным исходным составом океанической воды. По заключению М. Г. Валяшко, постоянный состав океанической воды сохранялся не только в течение последних  $500 \cdot 10^6$  лет (начиная с палеозоя), но и на протяжении всей предшествовавшей истории, начиная с появления в атмосфере свободного кислорода ( $1,5$ — $2$  млрд. лет назад).

К значительно более позднему времени стабилизацию химического состава воды Мирового океана относит Г. Д. Николс (Nicholls, 1965), который считает, что она установилась  $100$ — $150 \cdot 10^6$  лет назад, т. е. в юрское — меловое время.

По соображениям О. А. Алекина (1966), состав океанической воды непрерывно изменяется, но проследить это изменение, учитывая громадную массу растворенных веществ в океане, не представляется возможным. Масса солей в океане составляет  $56 \cdot 10^{15}$  т. При такой огромной их массе, естественно, немислимо уловить колебания отдельных элементов баланса. Например, содержание хлоридных ионов в океане составляет  $30976 \cdot 10^{12}$  т, а ежегодный привнос этих ионов реками —  $228 \cdot 10^6$  т.

При этих цифрах изменение содержания хлоридных ионов в океане под действием стока в него материковых вод хотя бы на  $0,02\%$  нужен

период времени порядка 200 000 лет. В целом, по заключению О. А. Алекина, взаимобмен солей между сушей и океаном, происходящий под влиянием противоположно действующих процессов, позволяет считать изменение солевой массы океана на протяжении длительного геологического времени весьма незначительным.

Колоссальные запасы минеральных солей в осадочном чехле земной коры требовали для своего образования испарения огромных объемов океанической воды, при содержании в ней только 3,5% солей. Все это побуждает ряд исследователей искать источник, который должен был компенсировать убыль солей из воды океана при переходе их в твердую фазу, а также мог бы служить дополнительным резервом, из которого различные соли поступали непосредственно в солеродные бассейны при формировании месторождений. Таким источником, как полагают, могли и могут являться в широком понимании магматические процессы и явления, в особенности подводные вулканические извержения, излияния лав и выбросы продуктов вулканической деятельности, из которых пары воды и газа имеют наиболее существенное значение.

Приступая к рассмотрению данного вопроса в масштабе Мирового океана, сразу же отметим, что количественную оценку влияния указанных процессов на состав и соленость океанической воды дать весьма трудно, так как вопрос этот еще очень слабо разработан.

Можно, например, отметить, что по имеющимся данным, в Тихоокеанскую впадину в течение мезо-кайнозой были излиты базальты с общим объемом не менее 20 млн. км<sup>3</sup>. Но определить количественно вынос паров воды, легколетучих галогенидов и других компонентов, которые могли вызвать изменение состава океанической воды, представляется чрезвычайно трудным и сложным. Тем более, что имеющиеся в этой области данные противоречивы.

Так, Г. С. Йодер и К. Э. Тилли (1965) отмечают, что по многочисленным оценкам содержание воды в природных базальтах колеблется от 0,4 до 15%. Сами же они полагают, что базальтовая магма, кристаллизирующаяся на глубине в виде диабаза или габбро, должна характеризоваться очень низким содержанием воды. Базальтовая магма, кристаллизирующаяся на поверхности или вблизи нее в виде базальта, либо должна терять воду при подъеме, либо быть преимущественно сухой с самого начала.

В. В. Руби (Rubey, 1951) оценивает содержание летучих в газах, связанных с базальтами, такими цифрами: сера — 3,3%, хлор — 1,5%, фтор — 6,6% при содержании воды 69,1% (весовых).

А. П. Виноградов (1959) отмечает, что легколетучие «галогениды» выносятся на поверхность Земли пропорционально их содержанию в породах мантии». Содержание же их в мантии он оценивает следующими цифрами (в вес. процентах): сера — 1,8; бор —  $2 \cdot 10^{-4}$ ; фтор —  $4 \cdot 10^{-3}$ ; хлор —  $1 \cdot 10^{-2}$ ; бром —  $6 \cdot 10^{-4}$ .

По расчетам С. И. Набоко (1962), основным компонентом вулканических газов являются пары воды, которые составляют часто до 98%. Содержание летучих (Н, О, Cl, F, S, В и др.) достигает 2% по весу.

Приведенные цифры, конечно, не могут служить надежным основанием для решения интересующего нас вопроса. Но их порядок позволяет полагать, что вулканические процессы, происходившие в послепротерозойское время, вряд ли существенно влияли на состав и общую соленость океанической воды. Кроме того, привнос веществ в океан компенсировался их удалением в связи с происходившими в это же время различными процессами.

Едва ли имеется вообще необходимость искать в магматических процессах источник, который мог существенно пополнять или изменять соленость воды Мирового океана в послепротерозойское время.

Можно с полной определенностью утверждать, что в послепротерозойский этап развития Земли, а может быть и ранее, несравненно более мощным источником пополнения запасов солей в океане был привнос их материковыми водами.

По данным А. О. Алекина (1966), количество отдельных видов ионов, ежегодно вносимых в океан со всей земной поверхности, характеризуется цифрами, приведенными в табл. 9.

Таблица 9

Ионный состав материкового стока в океан

Показатели	Ca	Mg	Na+K	HCO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	Cl	Сумма ионов
Средний состав, мг/л . . . . .	13,9	3,3	6,1	47,6	11,9	6,4	89,2
Весовые проценты . . . . .	15,6	3,7	6,8	53,6	13,3	7,2	100,0
Ежегодный вынос в океан, млн. т.	494	117	217	1692	423	228	3171

В свете этих данных А. О. Алекин пришел к заключению, что при современном выносе Cl реками в океан для накопления в нем существующих запасов Cl потребовалось 136 млн. лет. Расчет по Na дал еще меньшую цифру — 84 млн. лет. И всего лишь 17 млн. лет получается по сумме ионов.

Очень трудно оценить в качественном и количественном отношениях процессы выветривания горных пород в геологическом прошлом и, следовательно, определить величину ионного стока в океан. Но едва ли можно сомневаться, что этот процесс в солевом балансе воды океана занимал исключительное положение и мог полностью компенсировать убыль солей в океане при выпадении их в осадок в солеродных бассейнах.

Из приведенного краткого обзора видно, что исследователи по-разному рассматривают эволюцию океанической воды. Вероятно, уже в конце протерозоя — самом начале палеозоя океаническая вода приобрела состав, близкий к современному. Но, возможно, также, что в исторический этап развития гидросферы (по Страхову — 500—600·10<sup>6</sup> лет) состав океанических вод испытывал какие-то колебания, но «никто не сможет сегодня построить диаграмму их состава в зависимости от времени» (Виноградов, 1959). Эти колебания были незначительны, о чем свидетельствуют, например, следующие расчеты А. Фишера (Fischer, 1963) и К. Беурлена (Beurlen, 1956). Если принять, что в пермское время количество солей, растворенных в воде океана, и ее соленость соответствовали современным, т. е. составляли 56·10<sup>15</sup> т и 3,5%, то выделение в твердую фазу всего количества пермских солей, оцениваемого в 1·10<sup>15</sup> т, могло понизить соленость воды лишь на 0,07%, а для понижения солености до 3% должно было выделиться 7·10<sup>15</sup> т солей.

Если колебания в океанических водах процентного содержания солей были незначительными, то мало изменился и химический тип вод и соотношения между различными солями. Об этом свидетельствует, в частности, химический и минеральный состав ископаемых солей, принципиально не меняющийся от кембрия до наших дней, что подчеркивалось М. Г. Валяшко (1962, 1965) и Н. М. Страховым (1962<sub>1</sub>).

Таким образом, все приведенные данные свидетельствуют о том, что океаническая (морская) вода, являвшаяся на всем послепротерозойском этапе существования Земли главнейшим источником образования колоссальных запасов минеральных солей, находящихся в ее

недрах, обладала постоянным, близким к современному соевым составом. Поэтому основные вопросы условий кристаллизации солей в прошлом можно решать, исходя из современного состава морской воды.

## КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ СОЛЕЙ ПРИ ИСПАРЕНИИ МОРСКОЙ ВОДЫ

Ископаемые соляные месторождения, как уже показано выше, разнообразны по химико-минеральному составу. Наряду с месторождениями простого, почти мономинерального состава (например, каменной соли, ангидрита и гипса) широко распространены месторождения сложного, комплексного состава, содержащие калийные, калийно-магниевоы и другие минералы, различные как по набору, так и по парагенетическим соотношениям.

Для месторождений с составом, близким к мономинеральному, одним из основных вопросов является вопрос об условиях, способствовавших формированию во многих случаях их больших мощностей, несовместимых с допущением простой кристаллизации солей из какого-то конечного объема морской воды. Для месторождений же сложного, комплексного состава наряду с этим вопросом значительно более сложную проблему представляет выяснение порядка и условий кристаллизации солей, закономерностей изменения их состава и соотношений, появления сложных парагенезисов и ассоциаций.

При решении этих вопросов должны быть учтены не только геологические факты, но и физико-химические законы, управляющие процессом кристаллизации легкорастворимых солей из такого сложного раствора, каким является морская вода.

Рассмотрению методики и результатов физико-химических исследований условий образования природных месторождений минеральных солей посвящен ряд специальных публикаций, из которых особенно следует отметить многочисленные статьи и работы Н. С. Курнакова и его сотрудников. С большой полнотой эти вопросы рассмотрены в одной из недавних работ М. Г. Валяшко (1962). Мы же остановимся здесь на рассмотрении лишь некоторых основных физико-химических закономерностей кристаллизации солей, порядка их выпадения в твердую фазу, формирования их состава и парагенезисов.

В сложных растворах, содержащих ряд химических компонентов, последовательность кристаллизации и состав образующихся солей определяются прежде всего пределами их совместной растворимости и относительными количествами солей в растворе, затем составом раствора, температурой его испарения и временем, в течение которого совершается испарение. Кристаллизация каждой соли начинается тогда, когда концентрация ее в растворе достигнет некоторого перенасыщения, зависящего от растворимости этой соли при данной температуре. Из раствора, содержащего соли в относительно близких соотношениях и не насыщенного какой-либо одной солью, кристаллизация солей происходит в зависимости от степени их растворимости. В первую очередь кристаллизуются соли наиболее труднорастворимые, а затем все более и более легкорастворимые.

Рассмотрение порядка кристаллизации солей из морской воды и их состава обычно начинают с опытов Узилио (Usiglio, 1849), который 120 лет назад экспериментально проследил процесс испарения воды Средиземного моря в бассейне и лаборатории. Опытами Узилио впервые было установлено, что при испарении соляного раствора выпадение вещества в твердую фазу происходит в порядке, обратном возрастанию степени их растворимости. В его опыте при испарении примерно 50% первоначального объема воды (при солёности ее 7—10%) в осадок выпали небольшие количества окислов железа и карбонатов кальция и магния. После испарения 80% объема воды (при солёности

ее 13—15%) началось осаждение сульфата кальция, к которому в дальнейшем при испарении более 90% объема воды (при солёности ее 25—27%) присоединились хлористый натрий и в небольшом количестве сульфат магния. Оставшийся маточный раствор (солёностью 32—35% и более), составлявший всего 1,6—2% первоначального объема воды, но содержащий еще около 0,2% всего количества растворенных солей, был выпарен в лаборатории с получением в осадке сульфатов и хлоридов магния и других легкорастворимых солей.

Физико-химическими исследованиями кристаллизации солей из морской воды и растворов, отвечающих ей по составу, произведенными Вант-Гоффом (1936), было установлено, что основные группировки солей, образующихся при изотермическом испарении морской воды в условиях стабильных химических равновесий, связаны с пятерной взаимной системой  $2K \cdot (2N) - Mg \cdot (Ca) - SO_4 - 2Cl - H_2O$ . Эта система была изучена Вант-Гоффом при 25 и 83° и Д'Ансом (D'Ans, 1915) при 0 и 55° для области насыщения галитом. Последовательность кристаллизации солей оказалась, что Д'Ансу, следующей:

для 0°: 1 — галит, 2 — галит + эпсомит, 3 — галит + эпсомит + шёнит, 4 — галит + эпсомит + сильвин, 5 — галит + эпсомит + карналлит, 6 — галит + эпсомит + карналлит + бишофит;

для 25°: 1 — галит, 2 — галит + астраханит, 3 — галит + эпсомит → гексагидрит + каинит, 4 — галит + кизерит + карналлит, 5 — галит + кизерит + карналлит + бишофит;

для 55°: 1 — галит, 2 — галит + лёвеит, 3 — галит + лангбейнит, 4 — галит + каинит, 5 — галит + кизерит + карналлит, 6 — галит + кизерит + карналлит + бишофит.

Кристаллизация всех солей и при всех температурах происходит в сопровождении галита. Хлористый натрий содержится в морской воде в большом избытке и поэтому всегда насыщение раствора наступает прежде всего NaCl, который ранее всех других солей выделяется в твердую фазу. При дальнейшем испарении каждая новая соль кристаллизуется вместе с хлористым натрием.

Исследования процессов кристаллизации солей, происходящих в природных соляных водоемах, произведенные Н. С. Курнаковым и В. И. Николаевым (1938), позволили установить новый тип химических равновесий в системе морской воды, который возникает при ее естественном, так называемом «солнечном» испарении. Этот тип природных метастабильных химических равновесий заметно отличается от устойчивой (стабильной) диаграммы Вант-Гоффа при 25°. «Солнечная» диаграмма оказалась проще. В ней отсутствуют поля астраханита, леонита и каинита, которые перекрываются полями сульфатов магния, хлористого калия и отчасти карналлита. Отсутствуют также поля кизерита, пяти- и четырехводных гидратов сернокислого магния, которые заменяются полем гексагидрата (Валяшко, 1962).

В соответствии с этим по «солнечной» диаграмме Н. С. Курнакова соли при испарении морской воды выпадают в такой последовательности: гипс, галит, эпсомит, гексагидрит (сакиит), карналлит и бишофит. Не устанавливается кристаллизация сильвина, который отсутствует и на диаграммах стабильных химических равновесий при температурах более 25°, что долгое время заставляло исследователей рассматривать сильвин как вторичный минерал, возникающий за счет карналлита при воздействии на него влаги или за счет разложения каинита при высокой температуре (72—83°).

Однако исследованиями М. Г. Валяшко и Е. Ф. Соловьевой (1949, 1953) установлено, что на «солнечной» диаграмме имеется линия совместной кристаллизации сильвина с сакиитом (гексагидритом) и галитом. Это свидетельствует о том, что при испарении морской воды

в природных условиях сильвин кристаллизуется как первичный минерал.

Рассматривая списки соляных минералов, образующихся по стабильному и метастабильному путям кристаллизации, можно видеть, что в них отсутствует ряд минералов, более или менее широко распространенных в ископаемых соляных месторождениях. С другой стороны, минеральный состав многих месторождений оказывается значительно более простым, чем определяемый равновесными физико-химическими диаграммами. Эти отклонения обусловлены рядом причин как первичного, так и вторичного характера и прежде всего зависят от исходного химического состава соляного раствора, из которого в природных условиях кристаллизуются соли.

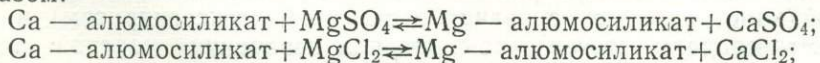
По химическому составу рапы, Н. С. Курнаков (1917) подразделил современные соляные озера на два класса. Озера первого класса, преимущественно морского происхождения, характеризуются наличием в рапе хлоридов натрия (калия) и магния и сульфатов натрия (калия), магния и кальция. Озера второго класса характеризуются наличием в рапе хлоридов натрия (калия), магния и кальция и только сульфата кальция. В соответствии с составом рапы на озерах первого класса в твердую фазу выпадают как хлориды, так и сульфаты щелочей и щелочных земель, тогда как на озерах второго класса кристаллизуются преимущественно хлориды, а из сульфатов образуется только  $\text{CaSO}_4$ .

Под влиянием ряда факторов рассолы первого класса могут превращаться в рассолы второго класса. Это явление, названное Н. С. Курнаковым процессом метаморфизации, характеризуется коэффициентом метаморфизации  $K_M = \frac{\text{MgSO}_4}{\text{MgCl}_2}$ , который для рассолов первого класса более нуля, а для рассолов второго класса равен нулю.

В развитие идей Н. С. Курнакова, М. Г. Валяшко (1962) выделил три основных химических типа рассолов: карбонатный, сульфатный и хлоридный. Все эти типы рассолов генетически между собой связаны. Возможны переходы одного типа в другой под влиянием процессов метаморфизации. Под последними М. Г. Валяшко понимает «такое необратимое или труднообратимое изменение химического состава природных вод (рассола), которое вызывается их взаимодействием с веществом окружающей среды и воздействием живых организмов». Процессы метаморфизации играют существенную роль в формировании химического состава рапы соляных бассейнов в подготовительную стадию, до начала кристаллизации легкорастворимых минералов. Потерю при метаморфизации сначала наименее устойчивых анионов (например,  $\text{CO}_3''$  и  $\text{HCO}_3'$ ), а затем более устойчивых (например,  $\text{SO}_4''$ ) М. Г. Валяшко назвал прямой метаморфизацией, или метаморфизацией первого рода. Процесс метаморфизации, обогащающий воду все менее и менее устойчивыми в природных водах компонентами (например, сперва  $\text{SO}_4''$ , а затем  $\text{HCO}_3'$  и  $\text{CO}_3''$  с соответствующим изменением катионного состава), он назвал процессом обратной метаморфизации, или метаморфизацией второго рода.

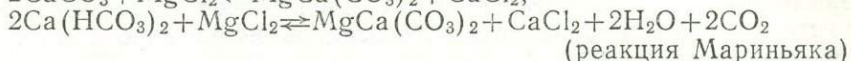
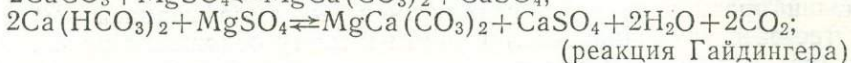
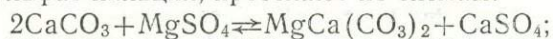
Метаморфизация (изменение химического состава) рапы и изменение минерального состава образующихся твердых фаз происходят под влиянием реакций двойного обмена между солями рапы и поступающими растворами катионного обмена между рапой и тонкодисперсным глинистым материалом (Страхов, 1962), а также под действием биохимических процессов.

Реакции, происходящие в процессе катионного обмена, Ю. В. Морачевский и Т. Б. Поленова (1939) представляют в схеме следующим образом:



Na — алюмосиликат + KCl  $\rightleftharpoons$  K — алюмосиликат + NaCl.

Реакции между карбонатом или бикарбонатом кальция и раствором солей магния, в результате которых образуются карбонат магния и сульфат кальция, протекают по схемам:



Течение этих реакций в направлении слева направо, т. е. в сторону метаморфизации рассола, обеспечивается притоком в бассейн терригенного материала (алюмосиликатного шлама) и кальция (вероятно, бикарбоната) водами с суши как поверхностного, так и подземного стока. Следовательно, состав пород и почв, окружающих бассейн, имеет в этом процессе существенное значение.

В результате реакции катионного обмена происходит обеднение алюмосиликатов (иловых отложений водоема) кальцием, который переходит в раствор, и, наоборот, — обогащение алюмосиликатов магнием, наряду с чем появляется сернокислый и хлористый кальций. Если количество ионов кальция, переходящее в раствор, сравняется с количеством ионов  $\text{SO}_4^{2-}$ , то при испарении такого раствора единственным сульфатом в твердой фазе будет сернокислый кальций. В результате реакций между карбонатом кальция и сульфатом магния (реакция Гайдингера) в твердой фазе вместе с сернокислым кальцием (единственным сульфатом) образуются доломит, доломитизированный известняк или механическая смесь карбонатов кальция и магния. При взаимодействии карбоната кальция и хлористого магния (реакция Мариньяка) наряду с карбонатами кальция и магния образуется хлористый кальций.

В метаморфизации рапы соляных бассейнов в сторону ее обессульфачивания играет определенную роль жизнедеятельность микроорганизмов. Г. Борхерт (Borchert, 1963) считает эту роль весьма существенной: он полагает, что основной причиной дефицита  $\text{SO}_4^{2-}$  в океанической воде является сингенетическое восстановление сульфатов органическими веществами и битумами с участием бактерий. При восстановлении образуется большое количество  $\text{H}_2\text{S}$ , который в большей своей части в газообразном состоянии улетучивается в атмосферу. В цехштейновом море восстановление сульфатов имело место в бассейне предварительной концентрации — до осаждения калийных солей.

М. Г. Валяшко (1962) также признает необходимость учета деятельности микроорганизмов при анализе условий формирования химического состава рапы соляных водоемов, но в противоположность Г. Борхерту не считает роль микроорганизмов в этом процессе ведущей. Вероятно, в этом М. Г. Валяшко прав. Однако деятельность микроорганизмов в указанных процессах все же не учитывается в должной мере.

Метаморфизация рассолов в сторону их обессульфачивания или значительного снижения содержания свободного иона  $\text{SO}_4^{2-}$ , установленная в современных соляных водоемах, имела широкое развитие в соляных бассейнах прошлых геологических эпох. Именно этот процесс обусловил образование так называемых бессульфатных месторождений калийных солей, в которых устанавливаются только сульфаты кальция (ангидрит и гипс), а минералы, содержащие калий, магний и натрий, представлены исключительно хлоридами. В бессульфатных месторождениях в породах обычно заметно представлен хлорид кальция; наряду с широким распространением ангидрита присут-

ствуют доломиты и доломитизированные известняки и другие образования, характерные для процессов метаморфизации.

По мнению М. Г. Валяшко (1962), нет оснований искать для сульфатных и бессульфатных месторождений разных источников питания. Все они питались морской водой, но появление бессульфатных месторождений правильней всего связывать с метаморфизацией морской воды (ее обессульфачиванием) по пути к месту отложения солей. Процессы метаморфизации морской воды происходили в разное время и в разных бассейнах, но имели место в течение всей послепротерозойской истории накопления соленосных осадков и формирования залежей калийных солей.

Применительно к Верхнекамскому месторождению калийных солей гипотеза метаморфизации морской воды обстоятельно рассмотрена в работах А. Е. Рыковскова (1932), Ю. В. Морачевского (1940) и Ю. В. Морачевского и Т. Б. Поленовой (1939). Метаморфизация морской воды при формировании этого месторождения происходила на больших пространствах кунгурского эпиконтинентального моря на востоке Русской платформы, так что в Верхнекамский бассейн поступала уже метаморфизованная морская вода. В самом бассейне рассол подвергался дальнейшей метаморфизации, свидетельством чего является широкое распространение в соленосных отложениях доломита и ангидрита и наличие в глинистых породах хлористого кальция.

В сложении соляных пород Верхнекамского месторождения участвуют лишь хлориды натрия, калия и магния (галит, сильвин, карналлит), а также сульфаты кальция (ангидрит, гипс). Состав твердых фаз хлоридов определяется политермическим путем кристаллизации четверной системы  $\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{MgCl}_2-\text{H}_2\text{O}$ . Эта система, по исследованиям Г. Г. Уразова (1932), вполне удовлетворительно объясняет наблюдающийся порядок отложения солей Верхнекамского месторождения, их взаимоотношения и даже детали строения отдельных горизонтов.

Для иллюстрации роли процессов метаморфизации морской воды в формировании химического состава отлагавшихся солей можно привести некоторые сравнительные данные по цехштейновым и Верхнекамскому месторождениям калийных солей. Такие данные по характерным коэффициентам в сравнении с сухим остатком морской воды современного состава приведены в табл. 10.

Таблица 10

**Характерные химические коэффициенты морской воды и солей некоторых месторождений**

Соляные массы	Коэффициенты					
	K/Na	Na/Mg	Na/Ca	Cl/K	Cl/Na	Cl/SO <sub>4</sub>
Сухой остаток морской воды . . . . .	27,6	8,1	26,2	50,2	1,8	7,2
Цехштейновые месторождения (по Самойлову, 1921) . . . . .	34,5	24,0	27,9	56,4	1,6	10,4
Верхнекамское месторождение (по Морачевскому и Поленовой, 1939) . . . . .	25,3	63,3	5,1	41,0	1,6	3,5
Верхнекамское месторождение (по нашим новым данным) . . . . .	32,2	113,2	6,6	51,4	1,5	4,9

Анализ этой таблицы позволяет сделать ряд выводов (Иванов, 1963<sub>2</sub>).

1. Общий химический состав солей цехштейновых месторождений по ряду коэффициентов более близок к составу сухого остатка морской воды, чем состав солей Верхнекамского месторождения. Основная причина этого обусловлена тем, что последнее месторождение фор-

мировалось из метаморфизованной рапы, в значительной степени лишенной сульфат-иона, тогда как соли цехштейновых месторождений кристаллизовались из рапы сульфатного типа.

2. Довольно значительный избыток в общем химическом составе соленосной толщи Верхнекамского месторождения сульфата кальция связан также с процессами метаморфизации исходной рапы. Массы сульфат-иона были связаны с кальцием и в виде ангидрита или гипса погребены в толще пород, подстилающей соляные отложения.

3. Как для цехштейновых, так и для Верхнекамского месторождений характерно резко пониженное содержание магния. Это, вероятно, обусловлено тем, что кристаллизация солей в этих бассейнах, как и во многих других, не достигла своей завершающей стадии (эвтоники), на что указывает отсутствие бишофитовой зоны. В Верхнекамском месторождении, кроме того, значительные массы магния в виде хлоридов были возвращены в рапу в стадию раннего диагенеза при метасоматическом преобразовании карналлитовой породы в пестрый сильвинит.

4. Относительно мало колеблются значения коэффициентов  $Na/K$ ,  $Cl/K$  и  $Cl/Na$ , что свидетельствует об устойчивости содержаний и соотношений этих компонентов как в исходном составе рапы, так и в выпавших солях.

Конечный, реально наблюдаемый соляной состав ископаемых месторождений определяется, безусловно, не только исходным составом рапы и условиями кристаллизации солей, но и всем комплексом изменений последних, начавшихся еще в стадиях сингенеза и диагенеза и продолжавшихся в более поздние стадии существования месторождения в недрах Земли. До подробного рассмотрения этих вопросов приведем так называемую нормальную (теоретическую) стратиграфическую колонку (сверху вниз) отложений солей из морской воды, составленную М. Г. Валяшко (1962), исходя из диаграммы «солнечного» испарения (табл. 11).

По мнению М. Г. Валяшко, приведенная колонка отражает картину изменения состава выпадающих солей при испарении морской воды, в которой до начала кристаллизации все ионы находились в отношениях, соответствующих нормальному ее составу. В действительности процесс кристаллизации солей совершается сложнее; состав морской воды может быть изменен в процессе метаморфизации. Все это отражается на стратиграфическом разрезе соляных отложений, который в подавляющем большинстве случаев оказывается отличным от приведенного в табл. 11.

## ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ И СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗМЕЩЕНИЕ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Галогенные формации в отложениях древнее раннекембрийского возраста (протерозойских и архейских) либо не устанавливаются, либо наличие их до последнего времени ставилось под сомнение. Ограниченные минералогического характера проявления гипса, ангидрита и иногда галита, встречающиеся в древнейших комплексах метаморфических пород, не связаны с процессами осадочного галогенеза, а имеют гидротермальное или метасоматическое происхождение. Гипс и ангидрит, в частности, могли образоваться путем метасоматического замещения карбонатных пород при воздействии на них вод, богатых серной кислотой, источником которой являлись сульфиды. На это указывает частая ассоциация гипса и ангидрита с породами, содержащими сульфидные руды (Brown, 1938; Searls, 1956).

Докембрийский, точнее позднепротерозойский, возраст приписывается толще каменной соли и ангидрита, вскрытой в 1963 г. в диапиро-

## Нормальная стратиграфическая колонка океанических соляных отложений

№ зоны	Наименование зон	Породообразующие периодические минералы и сопровождающие их постоянные минералы	
		Минералы, выпадающие при кристаллизации рава	Диagenетические минералы
6	Нормальная бишофитовая	Бишофит, бораты, карналлит, гексагидрит, галит, гипс, основные карбонаты магния	Борацит, кизерит, ангидрит, магнезит
5	Нормальная карналлитовая	Карналлит, гексагидрит, галит, гипс (полигалит), основные карбонаты магния	Кизерит (каинит), ангидрит, магнезит
4	Нормальная сильвинитовая	Сильвин, гексагидрит (эпсомит), полигалит, галит, основные карбонаты магния	Каинит, лангбейнит, кизерит, магнезит
3	Нормальная зона сульфатов магния	Эпсомит (гексагидрит), (астраханит), (полигалит), галит, гипс, основные карбонаты магния	Кизерит, ангидрит, магнезит
2	Нормальная галитовая	Галит, гипс, кальцит, основные карбонаты магния	Ангидрит, доломит, магнезит
1	Нормальная гипсо-ангидритовая	Гипс, кальцит (арагонит)	Ангидрит, доломит, кальцит

В скобках показаны минералы, образование которых возможно на ограниченном участке развития данной зоны.

вой структуре (купол Блинман) в северной части бассейна Амадэус в центральном районе Австралии.

Былое наличие солености докембрийских отложений нередко аргументируется распространением в породах глиптоморфоз по галиту, отмечающихся, например, в учурской серии протерозоя Алданского щита и карагасской свите синия Восточного Присяянья. Наличие слабосоленых источников, предположительно связанных с карагасской свитой, позволило В. А. Малию (1965) высказать предположение о ее солености. Широкое местами распространение в метаморфических комплексах скаполита, для образования которого нужен хлор, рассматривается некоторыми исследователями как свидетельство былой солености отложений, содержащих этот минерал.

Возможность проявления осадочного галогенеза в докембрийское время обосновывается также наличием гипсо-ангидритовой пачки, связанной с гренвильскими отложениями (Brown, Engel, 1956). В районе Балмат-Едвардс штата Нью-Йорк докембрийская (архейская?) гренвильская формация сложена двумя основными комплексами пород: мраморами и подстилающими их мигматизированными парагнейсами. С мраморным комплексом связана пачка, сложенная ангидрит- и гипс-содержащими кристаллическими сланцами. Ангидрит проявляется в виде рассеянных реликтов в сланцах. Гипс образовался за счет ангидрита. Взаимоотношения гипсо-ангидритовых образований, по мнению указанных исследователей, позволяют предполагать осадочное происхождение пластов сульфата кальция. Мощность гипс- и ангидритсодержащей пачки резко изменяется по простиранию. Наибольшей мощности (60 м) залежь гипса и ангидрита в смеси с мраморами из вмещающего комплекса достигает в своде складки у оз. Силвиа.

О возможности проявления осадочного галогенеза в протерозое говорят и некоторые теоретические положения.

Как уже было показано при рассмотрении основных источников соленакпления в древних солеродных бассейнах, еще в раннем — среднем протерозое (1,5—2 млрд. лет назад) океаническая вода приобрела состав, близкий к современному. К столь же отдаленному времени относится появление на Земле климатической зональности вообще и зон аридного климата в частности. Следовательно, эти факторы могли в соответствующей обстановке обеспечивать накопление галогенных осадков в бассейнах на суше Земли. Возникает вопрос о причинах их исключительной редкости в докембрийских отложениях.

Анализируя этот вопрос, Н. М. Страхов (1962<sub>1</sub>) пришел к выводу, что появление галогенных формаций, начиная лишь с раннего кембрия, было обусловлено тем, что в протерозое и ранее земная кора находилась на геосинклинальной стадии, платформенные ядра еще только зарождались. При сильно изменчивых палеогеографических и тектонических условиях геосинклинальных зон процессы галогенеза здесь не развивались вообще или образовывались галогенные формации весьма ограниченного размера. В результате тектоники, метаморфизма, воздействия подземных и поверхностных вод они могли быть нацело уничтожены.

Все эти положения, как нам представляется, прежде всего следует отнести к соленосным отложениям. Именно поэтому редко встречающиеся в протерозойских и более древних комплексах галогенные образования представлены гипсами и ангидритами, более устойчивыми, чем различные соли.

Условия, необходимые для развития осадочного галогенеза, возникли в самом начале палеозойской эры — в раннем кембрии, хотя следует оговориться, что их возникновение распространилось лишь на немногие пункты. Характерно при этом, что галогенные осадки представлены не только ангидритом и гипсом, но и каменной солью и даже в какой-то степени калийными солями, т. е. почти всей гаммой галогенной минерализации, возникающей при испарении морской воды. В некоторых районах галогенные осадки формировались на огромных площадях. Например, на Сибирской платформе кембрийская галогенная формация охватывает площадь в 2,0—2,5 млн. км<sup>2</sup>; мощность ее достигает 1500—2000 м и более.

Начавшись в раннем кембрии, процессы галогенной седиментации далее развивались на суше Земли почти непрерывно вплоть до конца неогена. Широко проявились они и в четвертичное время, но изменялась их интенсивность, перемещались районы и площади накопления галогенных осадков и не оставался неизменным их вещественный состав. Геохронологическое и геолого-географическое размещение галогенных формаций, подразделенных по главнейшим, определяющим породам на три основные группы, характеризует табл. 12.

Наибольшим распространением пользуются галогенные формации, сложенные гипсо-ангидритовыми породами. Если, кроме того, учесть, что эти же породы самостоятельно или в комплексе с карбонатными и терригенно-карбонатными породами слагают субформации в большинстве соленосных и калиеносных формаций, то можно говорить о почти повсеместном распространении гипсо-ангидритовых формаций как в возрастном, так и в географическом отношении. Из общего числа галогенных формаций, установленных на территории СССР, около 70% составляют гипсо-ангидритовые. По сводке В. К. Крумбейна (Krumbein, 1951), возможно неполной, из известных на территории США галогенных формаций также около 70% представлены ангидритами и гипсами.

## Стратиграфическое и геолого-географическое размещение галогенных формаций

Стратиграфическое положение	Формации		
	Гипсо-ангидритовые, несоле-носные или с незначительным проявлением солей	Соленосные (каменносоляные, без калийных солей)	Калиеносные и каменносоляные с проявлениями калийных солей
Кембрий:			
нижний	Сев.-Зап. Канада; Юго-Зап. Марокко; Восточный Иран	Сибирская платформа; Пакистан; Южный Иран, Канада (о. Батерст); Болливия	Сибирская платформа (Иркутский амфитеатр, Канско-Тасеевский район); Пакистан (Соляной краж)
средний	Сибирская платформа (верхоленская свита)	Сибирская платформа (майский ярус); Канада (бассейн Макензи)	
верхний	Сибирская платформа (?)	Сибирская платформа (?)	
Ордовик	Север Сибирской платформы; США (Иллинойс, Монтана, Сев. Дакота); Китай (Шаньси)		
Силур	Север Сибирской платформы; США (Айова, Миссури, Монтана, Сев. Дакота)	США (Нью-Йорк, Пенсильвания, Огайо, Мичиган, Виргиния); Канада (Онтарио);	США (Мичиган)
Девон:			
нижний	Хатангский и Приенисейский прогибы; США (Пенсильвания, Айова, Монтана); Канада (Альберта)	Хатангский прогиб; США (Мичиган); Афганистан (Рукха)?	
средний	Московская синеклиза, Минусинская и Чулымско-Енисейская впадины, Верхоянско-Колымская область, Чу-Сарысуйская впадина	Московская синеклиза, Днепровско-Донецкая впадина (?), Вилюйская синеклиза; США (Монтана); Канада (Альберта); Монголия (?); Афганистан	Тувинская впадина; США (Сев. Дакота); Канада (Саскачеван)
верхний	Балтийская синеклиза, Московская синеклиза, Южное Притиманье; США (Сев. Дакота)	Двинско-Мезенская впадина, Днепровско-Донецкая впадина, Припятский прогиб, Чу-Сарысуйская впадина, Вилюйская синеклиза, Приенисейский прогиб; США (Мичиган, Юта, Колорадо, Виргиния); Сев.-Зап. Сахара; Бразилия (бассейн Амазонки); Австралия	Припятский прогиб, Днепровско-Донецкая впадина (?)
Карбон			
нижний	Советская Азия; Новая Земля; США (Мичиган, Иллинойс, Индиана, Айова, Сев. Дакота, Монтана); Аляска; Канада (Ньюфаундленд, Новая Шотландия)	Канада (Новая Шотландия, Нью-Брансуик, Ньюфаундленд, о. Принца Эдуарда)	Канада (Новая Шотландия—Пагуош, Малагаш)

Стратиграфическое положение	Формация		
	Гипсо-ангидритовые, несоленосные или с незначительным проявлением солей	Соленосные (каменносоляные, без калийных солей)	Калиеносные и каменносоляные с проявлениями калийных солей
✓ средний и верхний	Юг Тянь-Шаня (?); США (Колорадо, Невада, Айдахо, Аризона, Оклахома, Мичиган); Шпицберген	США (Колорадо, Нью-Мексико); Бразилия	США (Юта)
Пермь:			
нижняя	Русская платформа (восточная окраина), Сев.-Зап. Донбасс, Предуральский прогиб (Юре-зано-Сылвенская впадина, Уфимское поднятие и ряд других участков), Прикаспийская синеклиза (краевые части), Бугурусланская впадина, Магнитогорский синклинорий; США (Канзас, Юта); Аляска; Австралия	Московская синеклиза, Днепровско-Донецкая впадина и Сев.-Зап. Донбасс (никитовская и славянская свиты), Предуральский прогиб (Косвенско-Сылвенская впадина), Двинско-Мезенская впадина), Прикаспийская синеклиза; Джек-казганский прогиб, Молдавия; ФРГ («красный лежень»); США (Канзас, Оклахома, Техас, Нью-Мексико); Монголия	Днепровско-Донецкая впадина и Сев.-Зап. Донбасс (краматорская свита), Предуральский прогиб (Верхнепечорская, Соликамская, Бельская впадины, Актюбинский район и др.) юго-восток Русской платформы, Прикаспийская синеклиза (серия солянокупольных структур); США (Канзас)
верхняя	Русская платформа (Поволжье), Двинско-Мезенская впадина; США (Сев. Дакота, Вайоминг, Аризона, Колорадо, Нью-Мексико, Оклахома, Техас, Айова)	Бугурусланская впадина; Болгария (?); Южные Альпы; США (Колорадо, Канзас, Оклахома, Нью-Мексико, Техас, Небраска, Сев. Дакота, Аризона); Перу; Бразилия	Балтийская синеклиза; Цехштейновый бассейн (Англия, Нидерланды, Дания, ФРГ, ГДР, Польша, РСФСР); США (Нью-Мексико, Техас, Аризона)
Верхняя пермь-триас	—	Сев. Альпы	Сев. Альпы; Австралия
Триас:			
нижний	Марокко; США (Оклахома)	ФРГ; Сев. Альпы; Нидерланды; Испания	
средний	США (Вайоминг, Небраска, Южная Дакота, Монтана)	ФРГ; Швейцария (Базель); Болгария; Австралия; Боливия; Аргентина	
верхний	Франция (Аржеш); Балканы (Албания, Югославия); США (Невада, Колорадо, Техас); Канада (Альберта)	Англия; Ирландия; ФРГ; Зап. Альпы; Франция (департаменты: Лотарингия, Пиренеи, Ланды, Изер); Сев. и Южная Испания; Португалия; Марокко; Тунис; Алжир; Танзания; Ливия; Китай (Шаньси, Сычуань, Чуйчжоу); Сомали	Франция (Аквитанский бассейн, Лотарингия, Юра, Прованс); Сев. Испания; ФРГ; Греция; Марокко
Юра:			
нижняя	США (Вайоминг)	Куба; Мексика; США (Юта, Колорадо, побережье Гольфа); Танзания	
средняя	Эфиопия	Тунис; Куба; США (Гольф)	

Стратиграфическое положение	Формация		
	Гипсо-ангидритовые, несоленые или с незначительным проявлением солей	Соленосные (каменносоляные, без калийных солей)	Калиеносные и каменносоляные с проявлениями калийных солей
верхняя	Предкарпатский прогиб, Предкавказье, Дагестан, Бухарская впадина; Испания; США (Монтана, Юта, Колорадо, Нью-Мексико); Гватемала(?); Перу; Чили; Марокко; Сомали; Эфиопия	Предкавказье (Шедокская впадина), Таджикский прогиб; ФРГ; Швейцария; США (Аризона, Вайоминг, Айдахо, Юта, Алабама, Техас); Куба; Колумбия; Аргентина; Чили; Саудовская Аравия; Танзания;	Туркмения (Гаурдак-Кугитангский бассейн), Узбекистан (Тюбегатан и др.); Франция (Прованс)
Мел:			
нижний	Предкопетдагский прогиб, Таджикский прогиб; Куба, США (Арканзас, Луизиана); Боливия; Перу; Сахара (Атласс); Марокко	США (Флорида); Мексика; Бразилия; Перу; Центральная Африка; Сенегал; Западная Австралия	Туркмения, Таджикистан; Бразилия (Кармополис); Африка (Ангола, Конго — Браззавиль, Габон)
верхний	Бухарская впадина, Ферганская впадина, Таджикский прогиб; Сев. Испания; Сев. и Зап. Африка; США (Флорида)	Межгорные впадины Алтайской системы, Памир; Аргентина; Перу; Колумбия; Эквадор; Чили; Судан; Марокко; Ливия; Египет; Сирия; Израиль; Иордания; Лаос	
Палеоген	Бухаро-Хивинская впадина, Ферганская впадина, Таджикский прогиб, впадины Зеравшано-Алайской системы; Франция (Парижский бассейн, Тарн, Лангедок); Египет; Ангола; Ливия; Тунис; Марокко; Иран; США (Калифорния, Флорида)	Иран; Пакистан; США (Содовая формация Улкинс Пик, Вайоминг)	Франция (Рейнский грабен); Испания (бассейн Эбро); ФРГ (Бюнгинген)
Неоген	Предкарпатский прогиб (верхний тортон), Таджикский прогиб, Закаспий; впадины Крымско-Кавказской складчатой системы; Перу; Алжир; Тунис; Сирия; Эфиопия; США (Невада, Аризона, Калифорния и др.)	Верхнетиссенская впадина; Нахичеванская впадина; Румыния (Предкарпатский прогиб); Трансильванская впадина; Польша; Чехословакия (Прешов, Збужа); Югославия (Тузла); Турция; Испания; Италия; Египет (Суэцкий залив, Красное море); Центральный Иран; Йемен; Сирия; Ирак; Саудовская Аравия; галит-глауберитовые формации межгорных впадин Тянь-Шаня; астраханитовая формация Приаралья	Предкарпатский прогиб (воротыщенская и стабникская серии), Ереванская впадина, Узекдакская синклиналь; Румыния; Сицилия; Иранский Азербайджан; Египет (Александрия)
Четвертичные и современные отложения		Многочисленные минеральные озера почти во всех частях света (хлоридные, сульфатные, содовые и др.)	Цархан (Цайдамская впадина, Китай); Масли (Данакильская впадина, Эфиопия); оз. Сирлес (Калифорния, США); Мертвое море

Второе место по распространенности занимают соленосные формации, в сложении которых преимущественную роль играет каменная соль. Эти формации известны в отложениях почти всех эпох — палеозоя, мезозоя и кайнозоя, — причем во многих случаях они достигают огромного развития в плане и большой мощности. По сравнению с гипсо-ангидритовыми формациями ареал их географического распространения сужен. На долю соленосных формаций на территории СССР приходится примерно 20% общего числа установленных галогенных формаций.

Третье место по распространенности как в геохронологической (стратиграфической) шкале, так и в географическом плане занимают калиеносные формации. В табл. 12 приведены как собственно калиеносные формации, так и соленосные формации с проявлениями калийных солей, что несколько искажает картину. Если же обратиться к собственно калиеносным формациям, т. е. содержащим горизонты, пачки и пласты калийных солей, представляющие практический интерес, то их насчитывается всего 11—12 и условно к ним можно прибавить еще 4—5 формаций.

Последнее место как по количеству известных формаций, так и по географическому распространению занимают галито-глауберитовые, мирабилито-тенардитовые, астраханитовые и содосодержащие формации, установленные пока только среди неогеновых и палеогеновых отложений.

Касаясь причин различия в распространении указанных типов галогенных формаций, мы в свое время отмечали (Иванов и Левицкий, 1960), что широкое проявление гипса и ангидрита в галогенных формациях и вообще в осадочных породах обуславливается наряду с прочими факторами трудной растворимостью сульфатов кальция в воде: последние выпадают в осадок при средних значениях солености воды (от 13—15% и выше).

Известно, что чем труднее растворима соль, тем меньше требуется ее для насыщения раствора и тем легче и скорее она может выпадать в твердый осадок при соответствующих изменениях термодинамических условий. Вместе с этим труднорастворимые соединения лучше удерживаются в твердом состоянии, труднее вымываются и выщелачиваются. Гипсо-ангидритовые формации менее «требовательны» к тектоническому режиму областей, они связаны с различными тектоническими структурами платформ, встречаясь и в складчатых областях.

Соленосные формации образовывались при большей специфичности ландшафтно-геологической обстановки: они требовали более выдержанных климатических условий при соответствующем режиме питания соленого бассейна и тектоники в области осадконакопления. Галит, как легкорастворимая соль, кристаллизовался при значительной степени солености рапы (25—27% и выше), что требовало более длительного времени для концентрации исходной морской воды или других растворов. С другой стороны, каменная соль легче, чем гипсо-ангидритовые породы, подвергалась растворению, выщелачиванию, тектоническому выдавливанию из мест захоронения. Соленосные формации, в особенности имеющие большую мощность и площадь распространения, связаны с подвижными структурами платформенных областей (синеклизами, впадинами и краевыми прогибами) и реже встречается в межгорных впадинах складчатых областей. Все это обуславливает меньшее распространение соленосных формаций, чем гипсо-ангидритовых.

Калиеносные формации, как уже отмечалось, являются еще менее распространенными по сравнению с предыдущими. Калийные соли, относящиеся в главной своей массе к легкорастворимым в воде соединениям, выпадали в твердый осадок при солености рапы, начиная от

32—35 до 38—40%, т. е. на завершающих стадиях концентрации морской воды, вплоть до эвтоники. Таких степеней минерализации морская вода могла достигать лишь в условиях значительной сухости климата, вероятно, в узком пределе колебания температуры воздуха. Калийные соли образовывались лишь в тех случаях, когда процесс кристаллизации морских солей достигал своих конечных стадий. Поэтому залежи калийных солей, как правило, приурочены к верхним горизонтам галогенных формаций, покоясь на мощных толщах каменной соли и соленосных пород. Калиеносные формации связаны только с платформенными структурами — краевыми прогибами, синеклизмами и впадинами, испытавшими длительное прогибание и характеризующимися мощным накоплением галогенных отложений. В соленосных формациях межгорных впадин калийные соли, по имеющимся данным, проявляются редко и лишь в виде минералогических образований или незначительных скоплений, а в геосинклинальных структурах они совсем неизвестны.

С палеогеновой и неогеновой эпохами связаны содовая, галитоглауберитовые и тенардито-мирабилитовые формации. Они образовались в условиях континентальных солеродных бассейнов.

Таблица 12 показывает, что процессы галогенеза, широко проявлявшиеся в палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую эры, имели в разные эпохи различную интенсивность и полноту развития, происходили в разных ландшафтно-тектонических условиях и получили различное количественное и качественное выражение. В целом к эпохам наиболее значительного накопления галогенных осадков, происходившего либо в отдельных, но огромных бассейнах, либо в более мелких, но многочисленных бассейнах, относятся ранне- и среднекембрийская, силурийская, средне- и позднедевонская, ранне- и позднепермская, поздне триасовая, позднеюрская, раннемеловая, палеогеновая и неогеновая эпохи. Значительное ослабление, а иногда и затухание процессов галогенеза, имело место в ордовике, раннем девоне, среднем и позднем карбоне, раннем и среднем триасе, ранней и средней юре.

Несколько более конкретное представление об объемах и запасах соленосных отложений, формировавшихся в различных тектонических структурах на суше Земли в среднем и позднем палеозое, раннем и среднем мезозое, дает табл. 13, рассчитанная по данным А. Б. Ронова

Таблица 13

Объемы и запасы соленосных отложений

Система, отдел	Объем соленосных отложений, тыс. км <sup>3</sup>	Запасы соленосных отложений, т·10 <sup>14</sup>	В % к суммарному выражению
Нижний девон . . . . .	38,6	0,8	1,2
Средний девон . . . . .	319,7	6,4	10,0
Верхний девон . . . . .	240,0	4,8	7,5
Нижний карбон . . . . .	220,0	4,4	7,0
Средний и верхний карбон . . . . .	26,3	0,5	0,8
Нижняя пермь . . . . .	1108,7	22,2	34,0
Верхняя пермь . . . . .	304,3	6,0	9,4
Нижний триас . . . . .	101,0	2,0	3,4
Средний триас . . . . .	13,0	0,3	0,4
Верхний триас . . . . .	248,4	5,0	7,6
Нижняя юра . . . . .	15,0	0,3	0,4
Средняя юра . . . . .	9,3	0,2	0,3
Верхняя юра . . . . .	574,0	11,5	18,0
Сумма . . . . .	3218,3	64,4	100,0

и В. Е. Хаина (1957, 1960). Данные таблицы, конечно, имеют лишь относительную точность, но это не умаляет их интереса.

С учетом данных по накоплению соленосных осадков в раннем палеозое, мелу и кайнозое цифры последней графы таблицы в какой-то степени изменятся, но общие соотношения их, вероятно, сохранятся.

Географическое размещение на поверхности Земли ископаемых галогенных формаций характеризуется неравномерностью и резкой асимметричностью по отношению к экваториальной области. При их общем расположении на пространстве от  $32^\circ$  ю. ш. до  $80^\circ$  с. ш., более 70% из них находятся в северном полушарии между  $30^\circ$  и  $60^\circ$  с. ш. (Jgvung, Briden, 1962). По данным этих авторов, в отдельные периоды простанства, на которых формировались галогенные отложения, ограничивались следующими палеоширотами: кембрий —  $20^\circ$  ю. ш. —  $20^\circ$  с. ш. (максимум  $0-10^\circ$  с. ш.); ордовик —  $10^\circ$  ю. ш. —  $30^\circ$  с. ш. (максимум  $10-20^\circ$  с. ш.); силур —  $20^\circ$  ю. ш. —  $10^\circ$  с. ш.; девон —  $0-30^\circ$  с. ш. (максимум  $10-30^\circ$  с. ш.); карбон —  $20^\circ$  ю. ш. —  $20^\circ$  с. ш. (максимум  $0-10^\circ$  с. ш.); пермь —  $20^\circ$  ю. ш. —  $30^\circ$  с. ш. (максимум  $0-10^\circ$  с. ш.); триас —  $0-30^\circ$  с. ш. (максимум  $10-20^\circ$  с. ш.); юра —  $0-10^\circ$  ю. ш.,  $20-30^\circ$  ю. ш. и  $20-40^\circ$  с. ш. (максимум  $20-30^\circ$  с. ш.); мел —  $10-50^\circ$  с. ш. (максимум  $10-20^\circ$  с. ш.).

Отмеченные особенности размещения галогенных формаций на суше Земли были обусловлены рядом закономерностей и факторов, к главнейшим из которых относятся: общее историко-геологическое развитие структурно-фациальных зон и региональных тектонических элементов; изменение во времени и пространстве расположения и конфигурации морских водоемов и проявления трансгрессий и регрессий; условия климатической зональности, особенности положения поясов и зон аридного климата и его модификаций во времени. При выяснении условий образования и размещения галогенных формаций все эти закономерности и факторы должны рассматриваться в совокупности, ни один из них, отдельно взятый, не мог обеспечить нормальное развитие процесса.

Роль климатического фактора в размещении галогенных формаций и особенности расположения зон аридного климата на поверхности Земли в палеозое, мезозое и кайнозое детально проанализированы Н. М. Страховым (1960, 1962<sub>1</sub>), по данным которого, а также по данным Ф. Лотце (Lotze, 1964) на рис. 43 схематически показано расположение этих зон и размещение внутри них галогенных отложений.

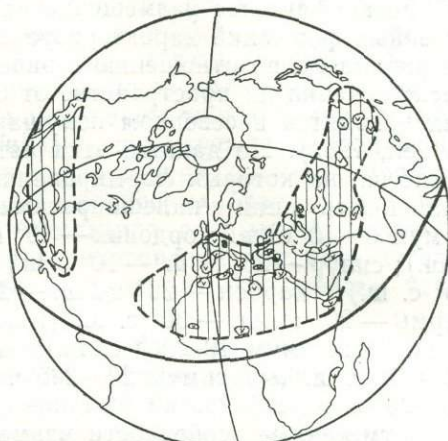
По заключению Н. М. Страхова (1960), в течение всего кайнозоя, начиная с палеогена, а также и в мезозое до конца юры, т. е. на протяжении почти  $130-140 \cdot 10^6$  лет климатическая зональность на поверхности Земли была ориентирована по одному общему плану, который наблюдается и в современный геологический момент (см. рис. 43, 1-4). Сходство в положении засушливых и гумидных ареалов дает основания допускать, что и ориентировка в пространстве экваториальной плоскости на протяжении всего этого времени была принципиально неизменной и соответствовала современному ее положению.

В отчетливой форме переход от позднепалеозойского плана климатической зональности к мезо-кайнозойскому (современному) плану проявился в триасовый период (см. рис. 43, 5). Характер климатической зональности, подобный установленному для триаса, прослеживается начиная от средне- и позднекаменноугольных эпох (см. рис. 43, 6, 7). Этот позднепалеозойский климатический план охватывает время  $140-145$  млн. лет. Особенности его выражаются в перемещении экватора на  $10-20^\circ$  в триасе и до  $45-48^\circ$  в перми и карбоне к северу от его современного положения. В этот период времени отчетливо устанавливается северная аридная область и менее отчетливо — южная. Размеры и конфигурации этих зон в течение времени изменились, причем

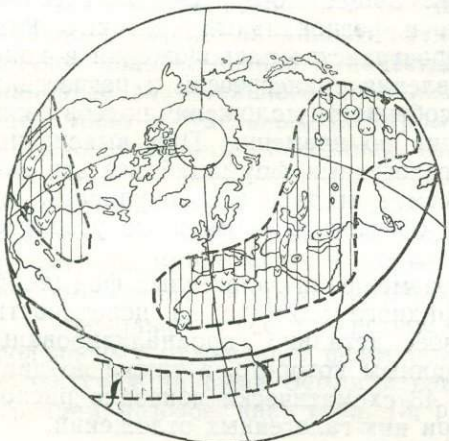
северная зона достигла наибольшего развития в пермское время, тогда как в раннекаменноугольное время она была разделена на «три изолированных аридных ареала: крупный североамериканский и ничтожные центральноазиатский и австралийский, разделенные огромным массивом гумидного климата».



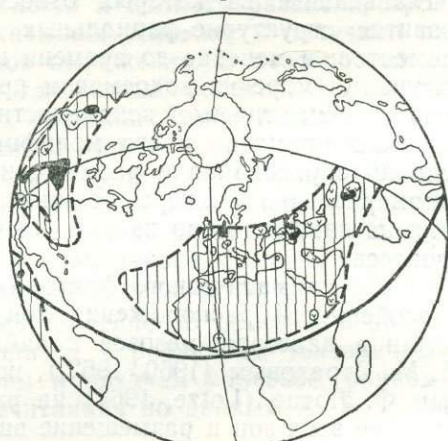
Неоген  
1



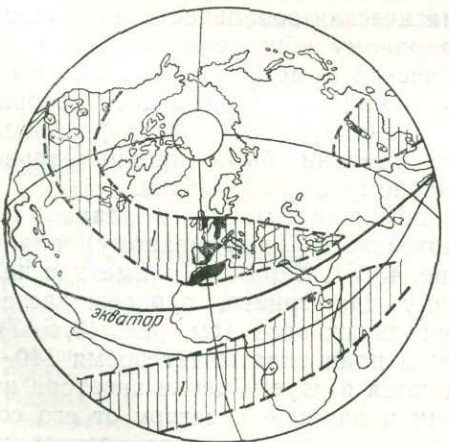
Палеоген  
2



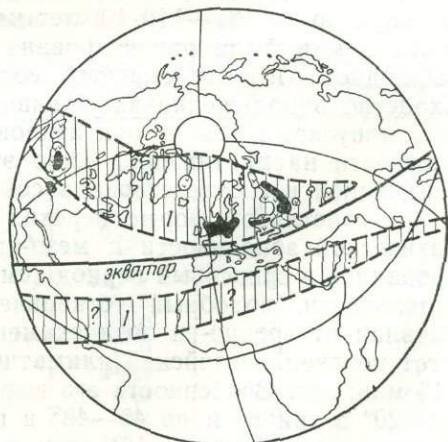
Мел  
3



Верхняя юра  
4



Триас  
5



Пермь  
6

Далее Н. М. Страхов отмечает, что для реконструкции климатической зональности более древних эпох истории Земли очень мало материала. В девоне, ордовике — силуре и кембрии происходило еще большее смещение экваториальной плоскости к северу, чем в предыдущие эпохи. Так, в среднем девоне экватор был смещен к северу от

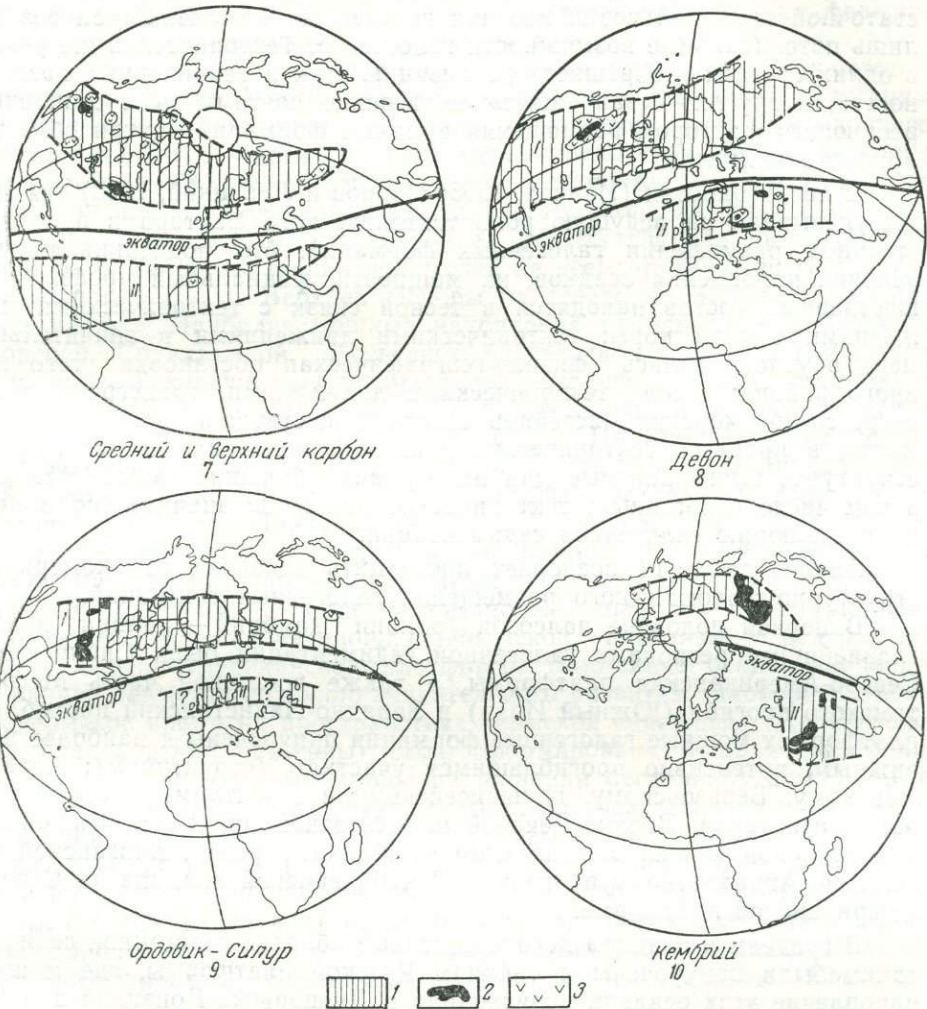


Рис. 43. Размещение галогенных отложений внутри аридных зон кайнозоя, мезозоя и палеозоя (по Lotze, 1964 и Н. М. Страхову, 1960, т. I; 1962, с нашими уточнениями).

1 — зона аридного климата; 2 — соленосные формации, местами с калийными солями; 3 — гипсо-ангидритовые формации. I — северная аридная зона, II — южная аридная зона

носительно верхнепалеозойского положения еще по крайней мере на  $30^\circ$ . План климатической зональности среднего девона, судя по совпадению в распространении в соответствующих отложениях пород-индикаторов, существовал уже в силурийско-ордовикское время. Наличие в кембрии галогенных отложений на пространствах Сибирской платформы с одной стороны, солей в Соляном кряже Пакистана и в Южном Иране, с другой, может свидетельствовать о наличии кембрийских северной и южной аридных зон. Следовательно, климатическая зональность кембрия была аналогична зональности силура — ордовика — девона (см. рис. 43, 10). Общая продолжительность существования

раннепалеозойского плана климатической зональности охватывает примерно  $200 \cdot 10^6$  лет.

Рисунок 43 показывает, что галогенные формации во все времена и эпохи полностью располагались в пределах зон аридного климата. Однако, по соображениям Н. М. Страхова (1962<sub>1</sub>), «аридный климат во всех своих разновидностях является необходимой, но отнюдь не достаточной причиной возникновения галогенных отложений; он создает лишь потенциальные возможности галогенеза. Тектонический же режим в одних случаях «разрешает» реализацию этих потенциальных возможностей, в других — «запрещает» ее. Именно поэтому он и становится решающим фактором размещения аридных формаций внутри областей аридного климата».

В своих работах (Иванов, 1953; Иванов и Левицкий, 1960) мы также указывали на ведущую роль тектонического фактора в пространственном размещении галогенных формаций. Мы подчеркивали, что условия накопления осадков, их мощности, фациальный профиль, вещественный состав находятся в тесной связи с тектоническими движениями земной коры; тектоническими движениями в значительной мере обуславливалась физико-географическая обстановка того или иного района; между тектоническими движениями, трансгрессиями и регрессиями морских бассейнов всегда существовала прямая зависимость; в процессе тектонических движений возникали и развивались структуры, благоприятные для накопления больших масс осадков, в том числе галогенных; тектонические движения значительно влияли и на эволюцию галогенной седиментации.

Анализ табл. 12 позволяет проследить основные закономерности структурно-геологического размещения галогенных формаций.

В первой половине палеозоя (ранний кембрий — ранний девон) главнейшими регионами галогенной седиментации были Сибирская и Северо-Американская платформы, а также восточная часть Месопотамского прогиба (Южный Иран) и Западно-Пакистанский прогиб. На платформах мощные галогенные формации приурочены к наиболее подвижным, интенсивно прогибавшимся участкам (структурам): Ангаро-Ленскому, Березовскому, Приенисейскому и Предтаймырскому прогибам, Хатангской, Верхне-Ленской и Тасеевской впадинам, Вилюйской и Тунгусской синеклизам на Сибирской платформе; Мичиганской синеклизе, Аппалачскому прогибу и Пенсильванской впадине на Северо-Американской платформе.

В среднем и позднем девоне основные области галогенной седиментации были приурочены к районам Русской платформы, где мощное накопление этих осадков происходило в Днепровско-Донецкой впадине и Припятском прогибе и менее мощное — в Московской, Балтийской синеклизе, в Двинско-Мезенской впадине. На севере Северо-Американской и на склоне Канадской платформ мощные галогенные отложения формировались в среднем девоне в Виллистонской синеклизе и маломощные гипсоносные отложения в некоторых других впадинах. Гипсы, ангидриты и соли накапливались в Чу-Сарысуйской наложенной впадине и на юго-западе Тувинского межгорного прогиба; накопление сульфатов кальция происходило на некоторых участках тектонических структур каледонской складчатости (Минусинская и Чулымо-Енисейская межгорные впадины, Верхоянско-Колымская складчатая область). Предположительно к верхнему девону относится верхняя соленосная формация Вилюйской синеклизы.

В каменноугольное время наблюдается значительное ослабление процессов галогенной седиментации, главнейшие районы которой локализируются на Северо-Американской платформе. Здесь в ряде впадин, ограниченных по своим размерам и глубине прогибания, формирова-

лись преимущественно маломощные гипсоносные толщи. Лишь в глубокой, длительно развивавшейся синеклизе Денвер (штат Юта) в пенсильванское время образовалась мощная галогенная формация Парадокс. На востоке Канады (Нью-Брансуик, Новая Шотландия, Нью-Фаундленд) галогенез в миссисипское время происходил в опущенных впадинах зоны древних Таконского и Ахадского орогенических поясов. В советской Средней Азии маломощные галогенные осадки формировались в синклинальных структурах складчатых областей.

Исключительный расцвет галогенной седиментации имел место в пермский период. Многие сформировавшиеся в это время галогенные формации характеризуются не только полнотой развития процесса галогенеза, но и огромными площадями распространения и большими мощностями. В раннепермское время основные области галогенной седиментации располагались на востоке Русской платформы; особенно интенсивно осадки накапливались в краевых глубоко прогибавшихся впадинах. Галогенез происходил почти на всем протяжении Предуральского прогиба — от Верхней Печоры на севере до Актюбинского района на юге. Наиболее мощные накопления происходили в Верхнепечорской, Соликамской, Косьвенско-Сылвенской, Бельской и других впадинах. Такие же накопления формировались на всем пространстве Прикаспийской синеклизы, в Днепровско-Донецкой впадине и котловинах северо-западной окраины Донбасса. На пространствах северо-восточной и восточной частей Русской платформы накапливались преимущественно доломито-гипсо-ангидритовые отложения, хотя на некоторых участках (Двинско-Мезенская, Бугурусланская, Стерлибашевская впадины) образовались довольно мощные соленосные толщи. Галогенные осадки накапливались также в Предобруджском и Джезказганском прогибах. В Северо-Германской впадине послегерцинской платформы, а также на площади пермской синеклизы в центральной части Северо-Американской платформы галогенное осадконакопление в ранней перми не получило значительного развития. Наоборот, в позднепермское время на пространствах пермской синеклизы (Делаверский и Гваделупский бассейны) была сформирована мощная галогенная формация, распространяющаяся на площади нескольких штатов. Кроме того, в пермское время накопление галогенных осадков происходило в южной части Виллстонской синеклизы. В бассейне Сьюпей (Аризона) в перми продолжалось галогенное осадконакопление, начавшееся в пенсильванское время. Весьма широкое и мощное развитие верхнепермская (цехштейновая) галогенная седиментация получила в Западной Европе: на пространствах Северо-Германской впадины, Польско-Датского прогиба, Балтийской синеклизы и синеклизы Восточной Англии.

С верхнепермскими или нижнетриасовыми отложениями (верфенские слои) связаны мощные галогенные отложения, сформировавшиеся в предальпийских синеклизах.

В триасе произошло довольно значительное «распыление» районов галогенного осадконакопления, причем наряду с унаследованностью районов, где галогенез начался еще в пермское время (ряд впадин Северо-Американской платформы, Северо-Германская впадина, Предальпийский прогиб), появился ряд новых мест галогенной седиментации (Предпиренейский прогиб, Аквитанская впадина, ряд впадин Африки). В Марокко с верхнетриасовой соленосной формацией связано промышленное месторождение калийных солей (Хемиссет). Характерно, что большинство триасовых галогенных формаций не отличается большой мощностью (за немногими исключениями) и представлено гипсо-ангидритовыми и соленосными отложениями. Огромная территория СССР совершенно лишена галогенных отложений триасового возраста.

В юре наибольший расцвет галогенный седиментогенез получил в поздних и конечных этапах. В это время мощные галогенные формации образовались на юго-востоке СССР во впадинах эпигерцинской платформы (в эпиплатформенной орогенической области), в зоне ее сочленения с отрогами Юго-Западного Гиссара, в Таджикском прогибе, Бухарской впадине и Лабино-Малкинской моноклинальной зоне Предкавказья. Маломощные или ограниченной мощности соленосные отложения юры известны в Англии, Франции, ФРГ и Швейцарии. На Северо-Американской платформе наиболее мощное соленакопление происходило в синеклизе Гольфа. Соль накапливалась также во впадинах Юго-Западного Вайоминга и центральной части штата Юта, а гипсо-ангидриты — в ряде впадин на территории западных штатов. В юре формировались гипсоносные и соленосные отложения в Южной Америке, в периферических впадинах Анд (Перу, Колумбия, Чили, Аргентина) и в Африке (Тунис, Эфиопия).

В меловой период, в общем, происходил спад процессов галогенеза и перемещение участков галогенной седиментации в новые районы. В советской Средней Азии гипсо-ангидритовые отложения формировались во впадинах Предкопетдагского прогиба, в Бухарской и Ферганской впадинах и Таджикском прогибе, соленосные формации связаны с межгорными впадинами Алайской складчатой системы и Памира и широко распространены в системе Гиссара и Таджикском прогибе. Резко сократилось меловое галогенное осадконакопление на Северо-Американской платформе. Соленосные отложения мощностью не более 10 м известны только в Южной Флориде. Значительно расширяется область накопления гипсо-ангидритов и каменной соли в Южной Африке. На Африканском континенте в Анголе (бассейн Кванза) и Габоне установлены проявления калийных солей, а в Конго (Браззавиль) с нижнемеловой соленосной формацией связана промышленная залежь калийных солей. Калийные залежи известны в Юго-Западной Азии и Палестине.

Новое значительное усиление галогенного осадконакопления происходило в палеогене и неогене, причем в ряде районов эти осадки формировались в тех же структурно-фациальных зонах, что и в меловое время. Но основные районы галогенеза были приурочены к областям альпийской складчатости — межгорным впадинам и краевым прогибам. В палеогене галогенез выразился преимущественно гипсо-ангидритовыми отложениями. Последние распространены в Бухаро-Хивинской и Ферганской впадинах, Таджикском прогибе, во впадинах Зеравшано-Алайской складчатой системы, в Парижском бассейне и предпиренейских впадинах, в ряде впадин Африканской платформы. Мощные соленосные и калиеносные формации палеогенового возраста связаны с Рейнским грабеном и прогибом Эбро. Содовая формация Уилкинс Пик в штате Вайоминг приурочена к межгорной впадине Скалистых гор.

В неогене при сохранении в некоторых районах преимущественно гипсо-ангидритового осадконакопления (Таджикский прогиб, впадины Закаспия и Крымско-Кавказской складчатой системы, север Африканской платформы, межгорные впадины Кордильер и Анд и др.) значительно усилилось соленакопление вплоть до формирования местами мощных залежей калийных солей (Западно-, Восточно- и Южно-Предкарпатский прогибы и Валахская впадина, Ереванская и Нахичеванская межгорные впадины, внутренние Верхне-Тиссенский и Трансильванский прогибы, синеклиза Центральной Сицилии, впадины Карпато-Балканской складчатой системы, впадины Центрального Ирана). С межгорными впадинами Тянь-Шаня связаны галито-глауберитовые формации.

Таким образом, подавляющая масса галогенных формаций в течение времени от раннего кембрия до позднего неогена оказалась размещенной в пределах платформ — Русской, Сибирской, Северо-Американской и отчасти Гондванской. Наблюдаются галогенные формации в межгорных впадинах складчатых систем, синклиналиях тектонических массивов каледонид и герцинид и очень редки они в геосинклинальных структурах.

Такая тектоническая локализация галогенных формаций вполне закономерна и обусловлена всем ходом галогенного осадконакопления, весьма чувствительного к изменению любого из контролирующих его факторов. Поступательное развитие галогенной седиментации, в особенности достижение наиболее высоких и заключительных стадий процесса, требовало устойчивой ландшафтно-тектонической обстановки, которая в сложно развивающихся геосинклинальных структурах могла возникнуть лишь в исключительно редких случаях. Но и образовавшиеся в геосинклиналиях галогенные отложения могли уничтожаться в процессе сложного развития этих структур. Сохранившиеся в этих структурах редкие галогенные образования представлены выполняющими их гипсо-ангидритовыми и ангидрито-карбонатными комплексами.

Из общего числа галогенных формаций, установленных на территории СССР, 67% связаны с платформенными структурами, 25% с межгорными впадинами складчатых систем и только 8% с краевыми синклиналиями этих систем.

На платформах наиболее мощно и полно галогенная седиментация развивалась в подвижных, интенсивно прогибавшихся структурах: краевых прогибах, синеклизах и краевых впадинах. Из галогенных формаций межгорных впадин наибольшую мощность имеют те, которые связаны с наиболее погружившимися частями структур.

Таким образом, конседиментационное прогибание структур, к которым были приурочены бассейны галогенной седиментации, представляет совершенно необходимую предпосылку для образования мощных галогенных формаций. Это прослеживается всюду. И это, как нам представляется, обеспечивало образование галогенных отложений мощностью до 1000—2000 м и более, нередко содержащих весьма полный комплекс галогенных осадков<sup>1</sup>. Наоборот, в неглубоких, слабо прогибавшихся платформенных структурах образовывались галогенные формации, представленные только гипсо-ангидритовыми породами или залежами каменной соли небольшой или ограниченной мощности (немногие метры, реже десятки метров и еще реже первые сотни метров). В большинстве галогенных формаций, выполняющих краевые прогибы, синеклизы платформ и межгорные впадины, прослеживается изменение их мощностей и вещественного состава не только в связи с фациальными переходами, но и в соответствии со степенью прогибания структуры. Так, в краевых, относительно слабо прогибавшихся участках галогенные формации имеют значительно меньшую мощность и представлены только гипсо-ангидритовыми и ангидрито-доломитовыми породами. Во внутренних же частях структур мощность формаций возрастает до сотен метров, причем сложены они не только каменной солью, но в ряде случаев и калийными солями.

Структурно-фациальная обстановка накопления галогенных осадков обуславливала пространственное развитие образовавшихся галогенных формаций. Прослеживается общая закономерность, выражающаяся в том, что галогенные формации, связанные с краевыми проги-

---

<sup>1</sup> Некоторыми исследователями высказывается точка зрения, что формирование галогенных отложений происходило в некомпенсированных впадинах, глубинам которых соответствуют мощности образовавшихся галогенных формаций. Эта точка зрения нами не разделяется.

бами и внутренними прогибами платформ типа авлакогенов и грабенов, имеют обычно вытянутую в плане форму, их протяженность значительно и даже во много раз превышает ширину. Галогенные формации, приуроченные к внутренним и краевым впадинам (синеклизам) платформ, имеют иногда близкую к изометрической форму площади при очень больших ее размерах. Мощности формаций в тех и других случаях могут выражаться близкими цифрами. Примеры, характеризующие площади распространения и мощности галогенных формаций, приведены в табл. 14.

Таблица 14

Площади распространения и мощности галогенных формаций

Формация, бассейн	Возраст формации	Площадь распространения, тыс. км <sup>2</sup>	Мощность, м
1. Сибирская платформа	Кембрий	2500—3000	Более 2000
2. Мичиганский бассейн	Силур	400	200—750
3. Виллстонский бассейн	Средний девон	245—500	300—500
4. Московская синеклиза	Средний девон	15	75—85
5. Припятский прогиб	Поздний девон	26	До 3500—4000
6. Формация Парадокс	Карбон	30	До 2000
7. Днепровско-Донецкая впадина	Ранняя пермь	25	До 1200
8. Прикаспийская синеклиза и Южно-Предуральский прогиб	Ранняя пермь	800	1500—2000
9. Верхнекамский бассейн	Ранняя пермь	7,5—8,0	800—1000
10. Верхнепечорский бассейн	Ранняя пермь	4,0	500—600
11. Двинско-Мезенская впадина	Ранняя пермь	60	40—230
12. Цехштейновый бассейн	Поздняя пермь	350	До 1200
13. Пермский бассейн США	Поздняя пермь	300	До 1300
14. Бугурусланская впадина	Поздняя пермь	15	210
15. Область Гольфа, США	Пермь—юра?	470	Не установлена
16. Алжирская Сахара	Триас	250	Более 1600
17. Среднеазиатский бассейн	Поздняя юра	200	} 800 и более
18. Предгиссарский соленосный бассейн	Поздняя юра	11	
19. Предгиссарский калиеносный бассейн	Поздняя юра	2,5	До 700
20. Бассейн Кванза (Ангола)	Ранний мел	40	100—350
21. Рейнский грабен	Палеоген	3,5—4,0	До 1300
22. Межгорная впадина Уилкинс-Пик	Палеоген	16	250—300
23. Предкарпатский прогиб	Неоген	4—5	2000—2500
24. Межгорные впадины Тянь-Шаня	Неоген	0,25—25	50—1000

Величайшим в мире солеродным бассейном был кембрийский бассейн Сибирской платформы. Проследивая по геохронологической шкале размеры солеродных бассейнов других возрастов, можно заметить значительное их колебание (см. табл. 14). Наряду с весьма крупными бассейнами (3, 8, 12, 13, 15 и др.), имеются бассейны ограниченных размеров (4—7, 14) и небольшие (9, 10, 19, 21). Закономерности в изменении размеров бассейнов во времени не устанавливается. Не наблюдается также четкой зависимости между площадью бассейнов и мощностью накопившихся в них галогенных отложений. Имеются крупные бассейны с относительно ограниченной мощностью выполняющих их отложений, и, наоборот, — небольшие бассейны с мощными толщами галогенных отложений.

Все эти черты ископаемых галогенных формаций зависят от структурного положения того или иного солеродного бассейна и особенно-

стей тектонического развития во времени и пространстве данного структурного элемента.

Отметим еще следующие особенности размещения галогенных формаций. В тех случаях, когда тектоническое развитие структуры в течение длительного времени совпадало с положением зоны аридного климата и наличием области питания, галогенные осадки накапливались в течение времени, охватывающего иногда ряд возрастных и стратиграфических подразделений. Например, на пространствах Сибирской платформы накопление галогенных осадков происходило в течение раннего, среднего и, по-видимому, большей части позднего кембрия; в Днепровско-Донецкой впадине и Припятском прогибе галогенная формация имеет средне- и позднедевонский возраст; в Пермском бассейне США галогенные отложения связаны с рядом подразделений верхней перми; в Цехштейновом бассейне галогенная формация связана со средним и верхним отделами верхнепермских отложений.

В других случаях, когда в области развивавшейся тектонической структуры аридный климат возникал периодически, через большие или меньшие промежутки времени, галогенное осадконакопление приурочивалось к разным эпохам и векам, чередуясь во времени и пространстве с этапами накопления осадков иного фациального профиля. В разных частях Северо-Германской впадины галогенные осадки накапливались в ранней перми, цехштейне, раннем, среднем и позднем триасе, ранней юре и олигоцене; в Днепровско-Донецкой впадине — в среднем и позднем девоне и ранней перми; в Рейнском грабене — в эоцене, олигоцене и миоцене; в южной части Виллистонского бассейна — в среднем девоне, раннем карбоне, перми и триасе; в Мичиганском бассейне — в силуре и девоне; в южной части Московской синеклизы — в среднем и позднем девоне; на Сибирской платформе — в кембрии, ордовике, силуре и девоне.

#### ПОЛОЖЕНИЕ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ СРЕДИ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Ландшафтно-тектоническая и климатическая обстановка, определяющая, как известно, общие закономерности осадочного процесса, обуславливала фациально- и стратиграфо-литологический характер отложений, подстилающих и покрывающих галогенную формацию, и строение самой галогенной формации. Эти положения взаимосвязаны. В одних случаях наблюдается спокойное и последовательное развитие седиментогенеза, что определяет согласное с постепенными переходами взаимоотношение между галогенной формацией и вмещающими отложениями, в других — наблюдается резкая смена одного комплекса отложений другим. Для выяснения общих условий и закономерностей накопления осадков в солеродных бассейнах целесообразно рассмотреть ряд примеров, характеризующих соотношения галогенных формаций с вмещающими их комплексами пород.

В 1951 г. была опубликована работа В. К. Крумбейна (Krumbein, 1951), в которой автор, анализируя распространение и литологию галогенных формаций Соединенных Штатов Америки, выделил четыре основных типа соотношений между галогенными и вмещающими их отложениями. По классификации Крумбейна в первом типе галогенная формация подстилается и покрывается морскими породами; во втором типе в почве формации располагаются морские породы, а в кровле красноцветы; в третьем типе в почве формации залегают красноцветы, а в кровле морские породы; в четвертом типе галогенная формация располагается среди красноцветных отложений. Автор отмечает, что внутри этих общих сочетаний встречаются различные варианты. Как показывает анализ галогенных формаций мира, классификация Крумбейна может найти себе широкое применение.

В составе морских отложений, непосредственно подстилающих галогенные формации, обычно преобладают карбонатные породы (доломиты, известняки, мергели), но распространены также известковистые и доломитистые аргиллиты, алевролиты, глинисто-песчанистые породы и песчаники. Наблюдается комплексный состав этих отложений или преобладание одного типа пород при отсутствии или резко подчиненном положении других. Встречаются также рифогенные фации карбонатных пород.

В составе красноцветных или пестроцветных отложений, вмещающих галогенные формации, преобладающим развитием пользуются обломочные отложения — песчаники, песчанистые глины, алевролиты, аргиллиты, глины; встречаются брекчии и конгломераты, пачки и слои мергелей, доломитов и известняков.

Нужно заметить, что общее определение «красноцветные или пестроцветные отложения» обозначает различные по условиям образования комплексы пород. Д. В. Наливкин (1956) указывает, что «красноцветы — понятие не только литологическое, но в основном палеогеографическое. Прежде всего это континентальные отложения, обладающие большой площадью распространения — от нескольких сотен до нескольких тысяч километров в длину. Затем это пустынные отложения, но весьма различные по условиям образования: дельтовые, предгорные, прибрежные, эоловые, речные, озерные, лагунные и другие... В большинстве случаев красноцветы представляют собой континентальные и пустынные отложения, но иногда они бывают лагунными, а отдельные прослой и свиты — даже морскими».

Л. Б. Рухин (1959) также отмечает, что «нужно различать два типа красноцветных ландшафтов. Один из них представляет собой обширные приморские аллювиальные или аллювиально-озерные равнины, расположенные между областями сноса и мелководными морскими бассейнами... Другие области накопления красноцветных отложений представляли собой сравнительно небольшие впадины, расположенные между областями сноса... Эти котловины были или полностью отчленены от моря или частично соединялись с ним. Внутриконтинентальные котловины часто были заполнены крупными бассейнами, в которые впадали реки».

Таким образом, красноцветные или пестроцветные отложения по своему фациально-литологическому характеру в большинстве случаев представляют континентальные образования, но могут быть прибрежно-морскими и лагунными, а частично и морскими. Поэтому в каждом отдельном случае необходим анализ красноцветов, покрывающих или подстилающих галогенные формации.

Распространенность указанных типов галогенных формаций с учетом их состава характеризует табл. 15 на примере территорий СССР и США.

Сравнение приведенных данных показывает, что, хотя цифры соответствующих колонок СССР и США не совпадают, наблюдается общая тенденция распределения формаций. В обоих случаях преобладает сумма формаций первого и второго типов как по общему их количеству, так и по вещественному составу. Исключение составляют гипсо-ангидритовые формации США, распределяющиеся почти поровну между первым — вторым и третьим — четвертым типами из-за преобладающего развития их в четвертом типе. По вещественному составу во всех типах преобладают гипсо-ангидритовые формации, в особенности в четвертом типе США, где они составляют 80% от общего числа. При этом распределении гипсо-ангидритовых формаций по их типам более равномерное, чем соленосных, среди которых преобладают первый и второй типы.

Распространенность отдельных типов галогенных формаций

Тип формации (по Крумбейну)	СССР (Иванов и Левцкий, 1960, с уточнениями)					США (Крумбейн, 1951)						
	в % от общего количества	в % от коли- чества форма- ций данного типа		в % от коли- чества форма- ций данного состава		в % от общего количества	в % от коли- чества форма- ций данного типа		в % от коли- чества форма- ций данного состава			
		Формация					Формация					
		Гинсо-ан- гидрито- вые	Соленос- ные	Гинсо-ан- гидрито- вые	Соленос- ные		Гинсо-ан- гидрито- вые	Соленос- ные	Гинсо-ан- гидрито- вые	Соленос- ные	Гинсо-ан- гидрито- вые	Соленос- ные
Первый . .	38	66	34	43	31	36	50	50	30	53		
Второй . .	30	47	53	23	39	20	70	30	21	18		
Третий . .	14	71	29	17	10	13	66	34	12	12		
Четвертый	18	56	44	17	20	31	80	20	37	17		
Всего . .	100	—	—	100	100	100	—	—	100	100		

Галогенные формации, связывающиеся с комплексом подстилающих отложений, представленным морскими фациями (первый и второй типы), образовались в относительно длительно и спокойно развивавшихся структурных элементах платформ при последовательной эволюции осадочного процесса. При этом морские условия седиментации сменялись в большинстве случаев постепенно накоплением галогенных осадков в обстановке бассейна повышенной и высокой солености. Это совпадало в одних случаях с регрессивной стадией развития морского бассейна, в других — с периодами тектонического покоя, со стадией сохранения морским бассейном в течение более или менее длительного времени стабильного состояния. В обратном порядке развивался осадочный процесс в тех случаях, когда галогенная формация в кровле сменялась морскими формациями, преимущественно карбонатными отложениями, которые свидетельствуют о постепенном рассолонении солеродного бассейна (первый и второй типы). Это явление большей частью сопровождалось значительным расширением площади бассейна, а иногда и трансгрессией морских вод.

Иные соотношения между галогенной формацией и вмещающими ее отложениями характеризуют случаи, когда в почве или кровле формации залегают красноцветные и пестроцветные терригенные отложения большей частью континентального генезиса (второй и третий типы). В этих случаях далеко не всегда прослеживается эволюция осадочного процесса. Смена вверх по разрезу красноцветных отложений галогенными отложениями происходит как постепенно, так и более или менее резко. Последний случай обуславливается ингрессивным налеганием галогенных отложений на подстилающие их красноцветные породы. Смена галогенных отложений в кровле терригенными пестроцветными и красноцветными породами в большинстве случаев свидетельствует о резкой смене условий седиментации. Эти случаи, вероятно, связывались с изменением тектонического плана окружавшего бассейн района: происходило значительное поднятие прилегающих участков суши, усиление эрозии и сноса терригенного материала в солеродный бассейн, что прерывало и подавляло в нем галогенную седиментацию.

Четвертый тип соотношений галогенной формации с вмещающими отложениями при континентальных условиях накопления осадков ха-

рактируется тем, что в процессе галогенеза не прекращался снос в бассейн с окружающей суши терригенного материала, который при- мешивался к галогенным осадкам и временами почти полностью по- давлял процесс галогенеза.

К галогенным формациям первого типа относятся, например, де- вонская формация Припятского прогиба, миоценовые воротыщенская, верхнестебникская и тирасская формации Предкарпатского прогиба, силурийская формация Салайна (Salina) в Мичиганском бассейне, верхнеказанская формация Бугурусланской впадины, эоценовая фор- мация прогиба Эбро в Испании и многие другие.

Второй тип галогенных формаций характеризует кембрийская фор- мация юга Сибирской платформы. К этому же типу относится гало- генная формация пермского соленосного бассейна США. В основании этой формации располагаются морские отложения, представленные на площади бассейна Мидленд известняками и доломитами. На востоке эти отложения чередуются с песчаниками, а в центральной части ме- стами развиты рифогенные фации известняков. На площади бассейна Делавер подстилающие формацию отложения представлены песками и песчаниками серии Гваделупа также с рифовой известняковой фацией в восточной части бассейна. Покрывается галогенная формация крас- ноцветными песчаниками и глинами, лежащими с размывом на под- стилающих породах (King, 1942).

Примером галогенной формации третьего типа может служить миоценовая формация Ереванского межгорного прогиба. В основании формации, связываясь с ней постепенным переходом, залегает мощная толща верхнеолигоценовых — нижнемиоценовых озерно-континенталь- ных отложений молассового типа, сложенных глинами, алевролитами и песчаниками серого, желтовато-бурого и кирпично-красного цвета с прослоями конгломератов. В красноцветных породах встречены остатки фауны и флоры. Покрывается галогенная формация морскими и пресноводными отложениями разданской свиты верхнего миоцена, представленными зеленовато- и желтовато-серыми глинами, мергелями, аргиллитами и песчаниками с прослоями известняков в средней и верх- ней частях (Габриелян, 1964).

Если рассматривать среднедевонскую галогенную формацию бас- сейна Елк Поинт в Канаде в целом, а не ее часть, представленную ка- лиеносной формацией Прерие, то на большей части площади бассейна почву формации слагает маломощная (7—10 м) пачка красноцветных и пестроцветных глин (формация Ашерн), трансгрессивно залегающая на силурийских отложениях. Непосредственно выше красноцветов в од- ной части бассейна залегает каменная соль, в другой — морские кар- бонатные отложения (формация Виннипеджесис), в третьей — ангид- риты или ангидрито-доломиты (рис. 44). Покрывается формация Елк Поинт известняками и слоистыми глинами с проявлениями ангидрита и галита. В основании карбонатной толщи залегает маломощная пачка доломитистых глин красного и зеленого цвета (Pearson, 1955). По всем этим данным, галогенную формацию Елк Поинт следует связывать с третьим типом, но, может быть, она занимает переходное положение между третьим и четвертым типами.

К третьему типу относится также нижнемеловая (апт-альб) гало- генная формация бассейна Кванза, распространенная в Анголе. Гало- генная формация располагается на континентальной свите Куво, имеющей преапатский возраст и представленной красноцветными ар- гиллитами, доломитами и песчаниками. Мощность свиты около 250 м. Залегает она на кристаллических породах. Разрез галогенной формации состоит из нескольких частей. В основании ее залегает маломощная (25—30 м) пачка ангидрита. Выше лежит толща так называемой мас- сивной каменной соли с первичной мощностью 350—600 м и до 1400 м

в антиклинальных поднятиях. Верхний горизонт галогенной формации сложен мощным комплексом (более 1000 м), представленным чередующимися пачками ангидрита, каменной соли, доломитов, известняков и мергелей. Покрывается галогенная формация биокластическими известняками и глинистыми известняками (Браньон, Веррье, Массон, 1961; Пэгон, Рэйер, 1961; Brognon, Vergier, 1966).

Очень близка к этому типу миоценовая галогенная формация, распространенная в области Суэцкого залива, которая формировалась в бассейне, приуроченном к грабенообразному опусканию. Бассейн был полуизолирован «баром» на севере от Средиземного моря и поднятием суши на юге от Индийского океана (Неубгоск, 1965).

Галогенная формация подстилается толщей миоценовых, преимущественно обломочных отложений — конгломератами, песчаниками, мергелями и глинами с прослоями водорослевых известняков (группа Чарандаль), трансгрессивно залегающей на эоценовых и меловых отложениях или непосредственно на кристаллических породах. Мощность группы Чарандаль 540—900 м, местами 210 м.

Галогенная группа (формация) подразделена на три горизонта, из которых нижний и верхний сложены гипсо-ангидритами с прослоями мергелей и доломитов и доломитизированными водорослевыми известняками, а средний — каменной солью с прослоями ангидрита и доломита. Общая мощность галогенной формации колеблется от 200—300 до 350 м, достигая в северо-западной части залива 3400 м и более. Отложения каменной соли мощностью до 800—900 м и более приурочены к участкам бассейна, более быстро по-

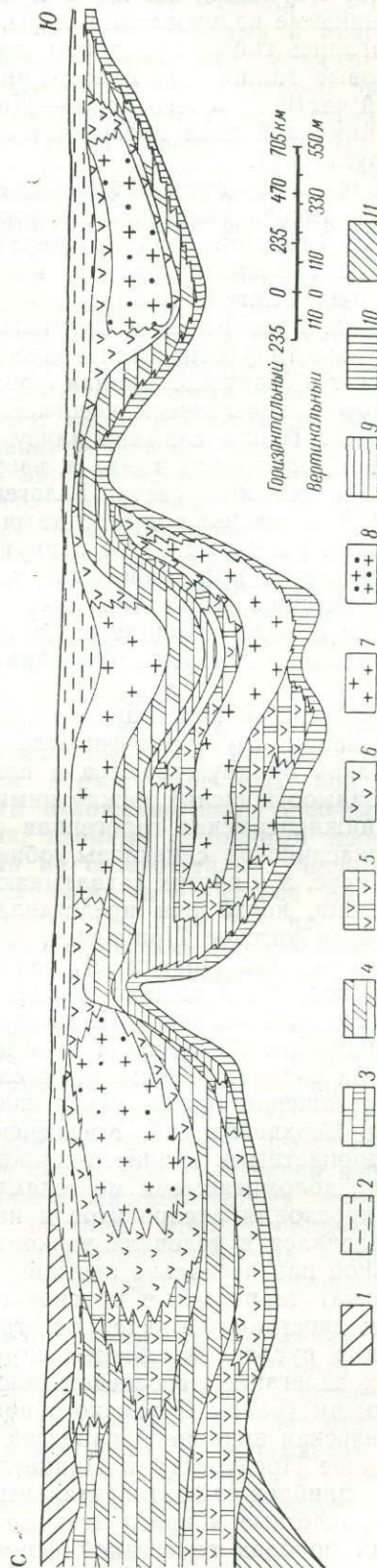


Рис. 44. Схематический разрез среднеговековой галогенной формации бассейна Элк Поинт в Альберте и Западном Саскачеване (по Pearson, 1965)

1 — морские известняки; 2 — верхние пестроцветные доломитизированные глины; 3 — рифогенные доломиты; 4 — морские карбонатные отложения (доломиты, доломитизированные известняки); 5 — ангидриты и доломиты; 6 — массивный ангидрит; 7 — каменная соль; 8 — каменная соль и калийные соли (формация Прерис); 9 — аргиллиго-карбонатные породы; 10 — нижние пестроцветные доломитизированные глины; 11 — доломиты ордовика

гружавшимся. На поднятиях же и прибрежных участках формировались известняковые водорослевые рифы, а между этими крайними участками отлагались гипсы, ангидриты, доломиты и мергели.

Миоценовые галогенные отложения вскрыты бурением на островах в южной части Красного моря — Дахлак и Фарасан, где мощность отложений каменной соли превышает 2000 м (возможно, в солянокупольных структурах).

Разнообразны галогенные формации четвертого типа. К ним относятся нижнепермская галогенная формация Юго-Западного Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины, верхнеэоценовая — нижнеолигоценная формация Рейнского грабена, континентальные галито-глауберитовые формации межгорных впадин Тянь-Шаня, содосодержащая формация бассейна Грин Ривер в Скалистых горах и др.

К этому же типу относится триасовая галогенная формация бассейна Хемиссет в Марокко. Данная формация подстилается толщей обломочных пород, залегающей несогласно и с разрывом на палеозойском субстрате. Толща сложена внизу конгломератами и аркозовыми песчаниками с прослоями глин, а вверху — глинистыми песчаниками красного и фиолетового цвета. Галогенная формация мощностью от 600 до 2500 м, сложенная ангидритами, гипсами и каменной солью с проявлениями калийных солей и внутриформационной интрузией базальта, покрывается красноцветными и пестроцветными гипсоносными глинами. Галогенная формация имеет, несомненно, морской генезис. Покрывающие и подстилающие ее отложения представляют, вероятно, континентальные и прибрежно-морские образования (Le gisement, 1965).

При широком распространении галогенных формаций в плане и сложном развитии структурно-фациальных условий накопления слагающих их осадков обнаруживаются в поле развития формаций различные типы взаимоотношений между ними и вмещающими отложениями. Например, нижнепермская галогенная формация Предуральяского прогиба и Прикаспийской синеклизы, обнимающая в некоторых районах кунгурский ярус, а в других захватывающая артинские и даже сакмарские отложения, когда они представлены соле- и ангидритоносными фациями (Оренбургское Приуралье, юго-восток Прикаспийской синеклизы, Волгоградское Поволжье), располагается в целом на морских отложениях, которые занимают разное стратиграфическое положение. На пространствах Косьвенско-Сылвенского бассейна, Бельской впадины и Актюбинского Предуралья в поле развития кунгурской галогенной формации распространены рифогенные структуры. Покрывающие формацию отложения (соликамская свита) в северных районах (Верхнепечорский, Верхнекамский, Косьвенско-Сылвенский бассейны) представлены сероцветными глинисто-карбонатными породами (мергелями, аргиллитами, доломитистыми мергелями, доломитами и известняками) местами с прослоями алевролитов и песчаников. Этот комплекс отложений образовался в условиях эпиконтинентального морского бассейна нормальной или несколько повышенной солености. Уфимские (шешминская свита) терригенные красноцветные и пестроцветные отложения на этом пространстве залегают стратиграфически выше, но глубокий разрыв в руслах временных потоков обусловил на некоторых участках их залегание непосредственно на различных горизонтах соленосной толщи (район Дуринского прогиба в Соликамской впадине). На юге (Бельская впадина и прилегающие к ней части Русской платформы, Южное Предуралье и Прикаспийская синеклиза) континентальные и прибрежно-континентальные верхнепермские (уфимские и др.) пестроцветные и красноцветные терригенные отложения располагаются на породах галогенной формации с наличием между ними разрыва или постепенного стратиграфического перехода (переходная

толща в Бельской впадине). Но на участках Русской платформы, лежащих западнее, между уфимскими красноцветами и кунгурской галогенной формацией вновь появляются отложения соликамской свиты, представленные, например, в Бугурусланско-Бузулукском районе сероцветными ангидрито-доломитами, глинистыми алевролитами и известняками с фауной остракод (Макарова и Горнштейн, 1959).

Таким образом, в Предуральском прогибе и на прилегающей территории Русской платформы соотношения кунгурской галогенной формации с вмещающими ее отложениями характеризуются как первым, так и вторым типом.

Гаурдакская галогенная формация верхнеюрского (кимеридж-титонского) возраста, широко распространенная в Гаурдак-Кугитангском районе и Таджикском прогибе, занимает разное положение по отношению к подстилающим ее породам. В первом из указанных районов галогенные отложения, по общепринятой точке зрения, согласно и с постепенным переходом залегают на оксфорд-кимериджских известняках, образовавшихся в мелководном морском бассейне, а в восточной части Таджикского прогиба морские известняки отсутствуют и галогенные отложения ингрессивно располагаются на красноцветных континентальных породах нижней юры. Покрывается галогенная формация согласно красноцветными глинами, аргиллитами и песчаниками карабильской свиты титона — валанжина, отлагавшимися в мелководных морских и континентальных условиях<sup>1</sup>. Таким образом, в Гаурдак-Кугитангском районе галогенная формация относится ко второму типу, а на востоке Таджикского прогиба — к четвертому типу.

По-разному можно рассматривать положение цехштейновой галогенной формации Восточно-Германской впадины. Цехштейновые отложения располагаются здесь на мощной толще красноцветных континентальных отложений нижней перми, известных под названием «мертвый красный лежень». Эти отложения представлены конгломератами, брекчиями, песчаниками, глинами с тонкими прослоями известняков и соляными залежами на северо-западе. Мощность их колеблется от первых сотен до нескольких тысяч метров. Выше залегают (не повсеместно) маломощная пачка (до 2 м) так называемого цехштейнового конгломерата, которая представляет базальное образование крупной трансгрессии бореального моря. Цехштейновый конгломерат резко сменяется вверх мансфельдскими медистыми сланцами (мощность 0,3—0,5 м), выше которых залегают цехштейновый известняк (мощность до 4 м), содержащий обильную фауну брахиопод, пелелипод и мшанок, образующих местами многочисленные рифы. Вся эта базальная серия некоторыми исследователями рассматривается как начальное звено в формировании нижней ( $Z_1$ ) серии цехштейновой галогенной формации. Выше верхней серии ( $Z_4$ ) галогенной формации залегают отложения пестрого песчаника нижнего триаса, представленные песчаниками и конгломератами пестрой, преимущественно красной окраски. Эти отложения являются континентальными и лишь на некоторых участках содержат прослой мелководных образований морских заливов (Richter-Bernburg, 1955).

Таким образом, если за основной комплекс отложений, подстилающих цехштейновую галогенную формацию, принимать отложения «мертвого красного лежня», то ее следует относить к четвертому типу. Если же принимать во внимание маломощные морские отложения, заканчивающиеся цехштейновым известняком, то формацию можно отнести ко второму типу. К последнему типу относится и краевая западная часть цехштейновой галогенной формации, распространенная на

<sup>1</sup> Эти красноцветные отложения также соленосны и включают залежи каменной и калийных солей (например, в Окузбулакской структуре).

территории Северо-Восточной Англии, где эта формация подстилается мощной толщей доломитизированных известняков и покрывается отложениями пестрого песчаника (Stewart, 1963; Lotze, 1938).

Кроме рассмотренных типов соотношений между галогенными и вмещающими их отложениями нужно отметить еще случаи несогласного, ингрессивного залегания галогенных формаций на значительно более древних породах. Это наблюдается, например, в Прибалтийской синеклизе, где комплекс (по-видимому, раннецехштейнового возраста) конгломератов, алевролитов, известняков и доломитов мощностью 25—35 м, залегающий в почве цехштейновой галогенной формации, отделяет ее от силурийского и девонского субстрата (Сувейздис, 1963). Триасовая соленосная толща Сахары по разрезу скв. 1 Эль Гасси (в 90 км к юго-западу от нефтяного месторождения Хасси Мессауд) залегает на маломощной пачке красноцветных ангидритсодержащих глин, которая в свою очередь лежит на ордовикском слюдистом песчанике (Кудрявцев, 1966).

Подобные соотношения галогенных отложений с подстилающими породами можно объяснить, по-видимому, вторжением (ингрессией) рассолов из более обширного солеродного водоема в расположенный по соседству с ним погружавшийся участок территории (впадину), где в дальнейшем осуществлялся общий (единый) с питающим водоемом процесс накопления осадков. Могут быть и иные решения этого вопроса.

### Глава III

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ РАЗНОГО ГЕНЕЗИСА И ТИПА

### СТРОЕНИЕ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ В СВЯЗИ С ОБЩИМИ УСЛОВИЯМИ ПРИНОСА И НАКОПЛЕНИЯ ОСАДКОВ В СОЛЕРОДНЫХ БАССЕЙНАХ

Легкорастворимые соли в открытых океанических и морских бассейнах не кристаллизуются и не образуют накоплений прежде всего потому, что соленость морской воды в условиях свободного водообмена и больших открытых пространств не может достичь необходимой концентрации. Не кристаллизуются соли и во внутриконтинентальных бассейнах морского типа, хотя концентрация солей в воде иногда достигает высоких значений. Так, в Мертвом море содержание солей 270—315 г/л, т. е. в 8—9 раз превышает соленость морской воды среднего состава.

Мощные ископаемые соляные залежи морского генезиса формировались не в открытых морских водоемах, а в солеродных бассейнах, которые находились в благоприятных ландшафтно-геологических и структурных условиях, были связаны с морем и питались в основном морской водой.

В познание условий образования ископаемых месторождений минеральных солей первый наиболее существенный по тому времени вклад внесла так называемая «теория баров» К. Оксениуса. Эта теория была безусловно прогрессивной для своего времени и в известной мере не потеряла интереса и в настоящее время, хотя, конечно, в целом трактовка по этой теории процесса солеобразования далека от современных знаний и представлений.

Свою теорию К. Оксениус (Ochsenius, 1877) построил в значительной степени на основе имевшихся тогда сведений о заливе Каспийского моря Кара-Богаз-Гол, который вслед за академиком Карлом Бером рассматривался исследователями как пример современного образования морской залежи соли невыясненной мощности. По К. Оксениусу, первым условием для возможности образования соляного месторождения является отшнуровывание участка моря посредством пересыпи (бара), создающей изолированный залив или бухту (рис. 45). По соображениям К. Оксениуса, «в морском заливе достаточно значительной глубины во внутренних частях и с плоской косой (баром) в устье, через которое в залив поступает морская вода только в таких количествах, какие могут испариться с поверхности залива, при отсутствии других сообщений с морем и при почти или полной безводности рай-

она может образоваться соляная залежь, мощность которой будет зависеть только от глубины залива и продолжительности процесса». К. Оксениус рассмотрел условия развития процесса и порядок выпадения солей в твердую фазу в этом заливе, возможность образования легкорастворимых калийных и магниевых солей и необходимые условия для их сохранения в недрах, происхождение пересыпи или бара и ряд других вопросов.

Теория Оксениуса на уровне знаний периода ее возникновения довольно обстоятельно объяснила условия образования ископаемых соляных месторождений. Но развитие исследований и познание месторождений показало, что эта теория не дает ответа на ряд вопросов, многие положения ее недостаточно или плохо обоснованы и противоречат геологической действительности. И все же нельзя не отметить, что в некоторых отношениях эта теория даже и сейчас в какой-то мере

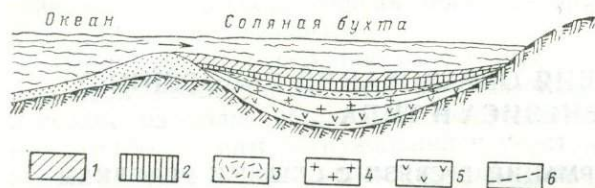


Рис. 45. Образование залежи солей по К. Оксениусу:  
1 — соленосная глина; 2 — калийные и магниевые соли; 3 — ангидрит; 4 — каменная соль; 5 — гипс; 6 — карбонаты кальция и магния

может быть использована в разрабатываемых гипотезах галогенного осадконакопления. Так, близко к этой теории отстаиваемое сейчас некоторыми исследователями представление о соответствии между мощностью образовавшейся соляной залежи и глубиной впадины, которая заполнялась выпадавшими солями. Не противоречит Оксениусу и выдвигаемые сейчас положения о том, что в известный момент маточные рассолы должны были покидать солеродный бассейн, вытекая через «бар» в открытое море, а для образования залежи легкорастворимых калийных и магниевых солей было необходимо полное отделение «соляной бухты» от питающего моря. Всеми исследователями признается положение Оксениуса, что для эволюции галогенной седиментации необходим сухой и теплый (аридный) климат и соответствующий режим водного питания солеродного бассейна.

Теория баров Оксениуса является по существу начальным звеном в целой серии появившихся за прошедшие десятилетия теорий, гипотез и идей, рассматривающих общие условия образования ископаемых месторождений минеральных солей или затрагивающих отдельные вопросы этой проблемы.

Древние солеродные бассейны, располагавшиеся в бессточных впадинах, так или иначе связанных с океаническим (морским) водоемом, получали основное питание от последнего, от прилегавшей суши, от разгружавшихся во впадине подземных вод и, наконец, от метеорных осадков. Морские воды и подземные источники обеспечивали приток в бассейн солевых компонентов; в меньшей степени эту роль выполняли воды поверхностного стока. При относительно низком дебите соляных источников по сравнению с другими статьями водного питания, они, однако, могли вносить как в морские, так и в континентальные солеродные бассейны большие количества солей, если являлись высокоминерализованными. Этот случай иллюстрирует Мертвое море, в которое, по вычислениям И. К. Бентора (Bentor, 1961), из  $63000 \cdot 10^6$  т солей, принесенных в море за последние 12 тыс. лет, менее чем одна треть поступила за счет р. Иордана, а более двух третей внесена источниками, хотя их общий приток составляет менее 0,9% от количества воды, вносимой р. Иорданом. Химический состав источников характеризует табл. 16.

## Химический состав источников

Источник	Содержание, г/л								
	Na	K	Ca	Mg	Cl	Br	SO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub>	Сумма
Буровая скв. Сдом I . . .	23,10	30,10	85,20	21,10	274,80	3,10	—	Следы	437,40
Среднее из 3 источников Моунт-Сдом . . .	24,81	15,99	37,24	41,67	247,72	2,90	0,10	0,13	370,56

Из таблицы видно, что источники имеют хлоридный состав с преобладанием катионов кальция и магния. Обращает на себя внимание высокое содержание брома, что И. К. Бентор склонен объяснять главным образом концентрацией брома в органическом остатке рассолов. Буровая скважина Сдом I вскрыла рассолы под слоем непроницаемой глины, вследствие чего они приобрели большой напор. Эти рассолы И. К. Бентор рассматривает как погребенную озерную рапу, захороненную в долине Рифта.

Пример Мертвого моря свидетельствует о большой в некоторых случаях роли соляных источников в питании соляных и солеродных бассейнов любого генезиса.

По данным английских исследователей (Miller, Densmore a. other, 1966), горячий рассол обнаружен судном «Атлантис-2» в средней глубокой части Красного моря (западнее г. Мекка) примерно на 2000 м ниже его уровня. Рассол, по-видимому заключенный в небольшой изолированной впадине на морском дне, имеет температуру 56° С при содержании солей 310 г/л (при 20° С) и рН менее 5,3. Химический состав рассола (г/л при 20° С): Na — 105,3; K — 3,61; Mg — 0,95; Ca — 6,44; SO<sub>4</sub> — 1,14; Cl — 195; Br — 0,083; B — 0,013; Fe — 0,070; Mn — 0,086; Zn — 0,003; Cu — 0,001; Ba — 0,0011; уд. вес. 1,196.

Интересно отметить, что бромхлорный коэффициент этого рассола  $\left(\frac{\text{Br} \cdot 10^3}{\text{Cl}}\right)$  равен 0,42. Иными словами, по своей концентрации рассол соответствует конечным стадиям кристаллизации галита.

Содержание NaCl в рассоле примерно в 10 раз больше, чем в морской воде, но в то же время отмечаются пониженное содержание магния и сульфатов и значительно повышенная концентрация тяжелых металлов; содержание цинка, меди, железа и марганца в 1000—5000 раз выше, чем в нормальной морской воде.

По мнению указанных исследователей, рассол имеет сходство с нефтяными водами, которые также обнаруживают обогащение железом и тяжелыми металлами и имеют нередко высокую температуру. Рассол мог образоваться при подземной циркуляции и выщелачивании соленосных отложений водой Красного моря или водами с соленостью, близкой к океанической. Близость очага интрузивных пород, широко распространенных под дном Красного моря, могла оказывать влияние на повышение температуры рассола.

Близкий по составу рассол был также обнаружен исследовательским судном «ДисCOVERи» в пункте, лежащем в нескольких километрах к юго-западу от указанного. Этот рассол имел температуру 44,7° С и концентрацию солей более 250 г/л (при 20° С).

В мае — июле 1966 г. рассолы глубоких впадин Красного моря изучались экспедицией Института океанологии АН СССР на исследовательском судне «Академик С. Вавилов». Пробы рассолов с глубины

более 1900 м имели весьма высокую соленость (до 280,7 г/л на глубине 2220 м) и температуру более 32° С (Войтов, 1967).

А. Л. Яншин (1960) связывает генезис этих рассолов с подъемом кислых гидротермальных вод по разломам, ограничивающим центральный грабен Красного моря.

Вопрос о возможном влиянии глубинных рассолов на состав и концентрацию солей в воде Красного моря в указанных работах не рассматривается.

Водные потоки с суши — постоянные, временные и внезапные — наряду с растворенными веществами вносили в ископаемые солеродные бассейны большие или меньшие массы терригенного материала, тонкие фракции которого в виде взвешенной мути разносились широко на площади бассейна, слагая пачки, слои и прослой и примешиваясь к кристаллизовавшимся солям. В узкой прибрежной части бассейна отлагался алевритовый, песчаный, а также и более крупный материал.

Нельзя также не принимать во внимание принос в солеродный бассейн терригенного материала эоловым путем, например при пыльных бурях. Поступавшие количества такого материала могли быть во многих случаях значительными, но обычно их роль плохо учитывается при исследованиях галогенных формаций. Ветер может транспортировать не только терригенную, но и соляную пыль или мельчайшие капельки рассола. Обращаясь к современным условиям, можно отметить, что, например, в соляное оз. Самбхор в пустыне Раджпутана (Северо-Восточная Индия), имеющее площадь 5700 км<sup>2</sup> и лежащее в 400 км от берега моря, поступает в год до 3000 т морской соли, переносимой ветром в виде соляной пыли.

По О. А. Алексину (1947), «роль эоловых осадков в процессе переноса солей и засоления территории земной поверхности несомненно велика. Но основную роль в этом, по-видимому, играют... не соли, выносимые с поверхности моря, а мельчайшие взвеси растворимых солей, легко поднимаемых ветром с земной поверхности. Наличие солей на поверхности коры выветривания... является постоянным пополнением для подобных эоловых переносов».

Эоловый перенос морских солей на сушу Земли, по Е. Эрикссону (Eriksson, 1959, 1960), играет большую роль в настоящее время и, вероятно, имел существенное значение в геологическом прошлом. По его данным, с поверхности океана в виде брызг и тонкой взвеси в воздух поступает около 1000 млн. т солей в год. Около 90% из этого количества осаждается обратно на поверхность океана, оставшееся количество солей (т. е. около 100 млн. т) переносится ветром внутрь континентов, причем срок пребывания этих морских солей на суше может колебаться от нескольких лет в периферической гумидной области до тысяч лет в аридной области или на площадях без краевого стока. Засоляя почвы и породы, эти соли в дальнейшем участвуют в общем круговороте растворимых веществ и могут сноситься в бессточные впадины и бассейны, способствуя формированию соленосных отложений.

Таким образом, в общем солевом балансе на суше Земли как в настоящее время, так и в геологическом прошлом необходимо учитывать эоловый перенос растворимых солей, какого бы происхождения они ни были.

Древние солеродные бассейны континентального генезиса совершенно не получали питания за счет морских вод, а питались водами поверхностного и подземного стоков и метеорными осадками, причем с этими типами вод в бассейны поступали и все соли, которые извлекались из промываемых, выщелачиваемых и растворяемых пород суши, окружающей бассейны. В континентальные бассейны поступление терригенного материала, разного по гранулометрическому, минеральному

и химическому составу, было, за немногими исключениями, более значительным, чем в бассейны морского генезиса.

Количества вносившегося в солеродный бассейн терригенного материала, усиление и ослабление его поступления и другие стороны этого процесса в значительной степени, если не полностью, обуславливались тектоническими движениями, происходившими в эпоху накопления галогенных осадков. Поднятия прилегавших к котловинам бассейнов участков суши, омоложение их рельефа, оживление эрозивной деятельности и усиление вообще денудационных процессов — все это обуславливало образование масс обломочного материала, сносившегося во впадины солеродных бассейнов.

Вещественный состав и количества вносившегося терригенного материала в значительной степени зависели от состава пород, которые слагали участки суши, прилегавшие к солеродным бассейнам. Например, при разрушении песчаниковых, глинисто-песчаниковых, аргиллитовых, конгломератовых и других обломочных пород образовывались гораздо большие количества обломочного материала, чем при разрушении карбонатных, кремнистых, кристаллических пород.

Ширина разноса обломочного терригенного материала на площади бассейнов нередко зависела от структурного положения впадин и конфигурации самих бассейнов. Как отмечалось, крупный обломочный материал отлагался в узкой полосе периферии бассейнов, прилегавшей к расчлененной, возвышенной суше, а мелкий материал разносился на более широкую площадь бассейнов, достигая их центральных частей. При прочих равных условиях терригенный материал в относительно большей степени аккумуляровался в бассейнах, располагавшихся в узких вытянутых впадинах, связанных с предгорными прогибами, грабенами и другими подобными структурами. Примерами могут служить галогенные формации Рейнского грабена и Предкарпатского краевого прогиба.

Выпадение в солеродных бассейнах хемогенных компонентов в твердый осадок обеспечивалось в первую очередь процессами солнечного испарения в условиях аридного климата, что в конце концов доводило минерализацию воды бассейна до состояния рассола (рапы), из которого в соответствии с концентрацией, температурой и составом кристаллизовались соли.

Для поступательного развития этого процесса и формирования мощной толщи галогенных осадков наряду с конседиментационным прогибанием площади бассейна и прочими ландшафтно-тектоническими факторами должен был выдерживаться водный баланс бассейна и его гидродинамический режим. Иначе говоря, поступление в бассейн водных масс и их испарение с акваторий бассейнов были взаимосвязаны и превышение одного фактора над другим влекло за собой нарушение процесса галогенеза. При усилении поступления в бассейн морских вод понижалась концентрация рапы, причем кристаллизация поваренной соли сменялась выпадением сульфата кальция в виде гипса или ангидрита, кристаллизация калийных солей сменялась выпадением хлористого натрия и т. д. При еще большем разбавлении рапы морскими водами происходило формирование карбонатных осадков не только хемогенного, но и органического происхождения (например, водорослевых известняков и доломитов или карбонатных пород, содержащих морскую фауну).

Притоки и вторжения в солеродные бассейны пресных вод с континента вызывали понижение концентрации рассола и приостанавливали кристаллизацию солей. При значительном и быстром притоке континентальных вод могло происходить высаливание карбоната кальция, а при более медленном — образование доломита (Петрова, 1965). Выпадал также ангидрит (гипс), тонкие прослои и желваки которого

часто обнаруживаются в почве и кровле внутрисоляных карбонатно-глинистых пачек и слоев.

Таким образом, гидродинамический режим и водный баланс солеродных бассейнов обуславливали в значительной степени его существование, развитие, темп и состав соленакопления, стратиграфо-литологический характер отложений. При значительном превышении притока в бассейны пресных и слабосоленых вод над испарением накопление галогенных осадков могло совсем прекратиться. Наоборот, при превышении испарения над притоком солеродные бассейны «высыхали», а в дальнейшем и вовсе отмирали.

Эти явления были тесно связаны с тектоническими (колебательными) движениями территории солеродных бассейнов. Прекращение или длительная остановка прогибания их впадин вызывала остановку седиментации на той или иной стадии, хотя по условиям питания процесс мог развиваться и далее. По заключению Н. М. Страхова (1962), «для полного развития галогенеза в морских солеродных бассейнах необходимо было сочетание двух условий: а) длительного и устойчивого сохранения в области пролива тектонического режима, обеспечивавшего солеродному водоему положительный солевой баланс, т. е. преобладание вноса солей над их выносом; б) сохранение котловиной, накоплавшей осадок, такой скорости прогибания, которая для каждой стадии галогенеза была больше скорости осадкообразования».

Объемы притоков вод в солеродные бассейны как морских, так и континентальных определялись тектоническим и климатическим факторами, из которых первый имел широкое значение, а последний играл большую роль в континентальном питании бассейнов.

В бассейны морского генезиса морские воды поступали, как мы предполагаем, разными путями. Однако фактических данных для выяснения и установления этих путей пока недостаточно, так как окраинные части солеродных бассейнов освещаются бурением, как правило, значительно хуже, чем их внутренние участки. Морские воды могли поступать через проливы или системы проливов, зоны мелководья и отмелей, между грядами островов, возвышенностей, приподнятых участков и барьерных рифов и других структурных образований, которые создавали естественную преграду между солеродным бассейном и питающим его морским водоемом. Тектонические движения изменяли характер этих преград, а также конфигурацию, ширину и глубину проливов и других путей движения морских вод, в связи с чем менялись и объемы поступления их в солеродные бассейны. Во многих случаях объемы поступления морских вод зависели от климатических условий и эвстатических колебаний уровня моря.

По представлениям Н. А. Архангельской и В. Н. Григорьева (1966), в нижнекембрийском солеродном бассейне Сибирской платформы наблюдается постепенная смена по простиранию осадков, выпавших при разных степенях осолонения морской воды. В этом бассейне ими не обнаружено признаков изоляции его солеродной части от остальной площади моря. На этом основании упомянутые исследователи приходят к выводу, что прямое испарение морской воды могло довести ее соленость до такой степени, что в открытом морском бассейне могла начаться садка соли на каком-то участке без его отшнуровывания или изоляции. Этот вывод едва ли можно признать обоснованным.

Для иллюстрации условий питания солеродных бассейнов можно привести данные по Кара-Богаз-Голу (Буйневич, 1963; Уланов, 1963; Дзенс-Литовский, 1967). До начавшегося в 1929 г. падения уровня Каспийского моря ежегодный сток каспийской воды в залив составлял  $25,6 \text{ км}^3$ . Скорость течения в проливе составляла  $1,5\text{--}2 \text{ м/сек}$ . Длина пролива была  $5,6 \text{ км}$ , ширина — от 200 до 500 м, глубина до 6 м. По-

ступавшая каспийская вода испарялась с поверхности залива ( $18\,000\text{ км}^2$ ) и частично пополняла запасы межкристалльной рапы. Мощность испарявшегося слоя воды составляла примерно  $1,4\text{ м/год}$ . В настоящее время в связи со значительно изменившимися природными условиями Каспийского моря и Кара-Богаз-Гола длина пролива увеличилась до  $10,5\text{ км}$ , глубина уменьшилась до  $1,5\text{—}3\text{ м}$ , а средняя скорость течения морской воды в проливе — до  $1\text{ м/сек}$ . Сток каспийской воды в пролив в настоящее время составляет около  $10\text{ км}^3$  в год. Все это обусловило значительное повышение концентрации солей в рапе залива и уменьшение мощности испаряющегося слоя воды до  $0,8\text{ м/год}$ .

Расчеты, произведенные Л. И. Бригсом (Briggs, 1958) по силурийскому бассейну Салайна, показали, что при площади этого бассейна



порядка  $390\text{ тыс. км}^2$  и испарении слоя воды  $1,5\text{ м/год}$  общая потеря ее составляет  $5,8 \cdot 10^{11}\text{ м}^3/\text{год}$ , или  $1,8 \cdot 10^4\text{ м}^3/\text{сек}$ . Равный объем притекавшей воды должен был возмещать эту потерю. При скорости течения в проливе  $0,3\text{ м/сек}$  и глубине пролива  $30,5\text{ м}$  он должен был иметь ширину всего  $2\text{ км}$ . Но если его глубина была  $3\text{ м}$ , то ширина при тех же объемах питания должна была достигать  $19,3\text{ км}$ .

Эти цифры, а также произведенные нами аналогичные расчеты для других солеродных бассейнов прошлого свидетельствуют, что для питания их морской водой через проливы, зоны мелководья или иным путем не требовались какие-то исключительные условия и необычные размеры подводящих путей.

Параметры последних могли быть еще меньшими, если учесть, что, по представлениям ряда исследователей (например, Lotze, 1938, 1957; Richter-Bernburg, 1955<sub>2</sub>; Fulda, 1924; Vaag, Khün, 1962), к которым присоединяется М. П. Фивег (1958), морская вода поступала в солеродные бассейны не непосредственно, а через более или менее длинную зону мелководья или ряд промежуточных бассейнов, где вода, испаряясь, повышала свою минерализацию вплоть до выпадения в осадок наиболее труднорастворимых соединений — карбонатов кальция и магния, сульфатов кальция (рис. 46). Так, по соображениям М. П. Фивега (1958), сгущение океанической воды «происходило в пределах больших территорий, на малоподвижных площадях которых в подготовительных бассейнах отлагались доломиты и ангидриты (гипс). В пределах же более лабильных участков накапливались концентрированные рассолы и там ... происходило образование каменной соли и связанных с нею калийных солей».

Условия накопления галогенных осадков в древних солеродных бассейнах довольно подробно рассмотрены в работе Л. Л. Слосса (Sloss, 1953). Не со всеми выводами этого автора можно согласиться, но ряд развиваемых им положений заслуживает внимания.

Автор отмечает, что главнейшие установленные галогенные формации занимают определенное географическое положение в области

седиментации, и их формирование контролировалось климатическими и топографическими факторами. Подводная топография создавалась тектоническими процессами.

Галогенные формации большей частью занимают центральные части бассейнов, сменяясь в краевых частях солонатоводными, терригенными или нормальными морскими отложениями. Но имеется и боковое расположение формаций. Нередко галогенные отложения ассоциируются с рифовыми сооружениями. Последние обычно представляют линейные структуры барьерного типа и располагаются вдоль тектонических флексур, разделяющих бассейн и область шельфа. Имеются также круговые рифы. Морские воды поступали в солеродные бассейны через зоны рифов, мелководья, банок биокластических образова-



Рис. 47. Диаграмма-разрез галогенной аккумуляции во внутреннем бассейне (по Sloss, 1953 г.)

ний, песчаных баров. При этом создавались переходные зоны между морскими, соленосными и соляными отложениями.

На рис. 47 представлена диаграмма — разрез внутреннего солеродного бассейна и условий накопления осадков в зависимости от морфологии и тектоники дна бассейна. Гипотетический участок, лежащий в левой части рисунка, характеризует свободную циркуляцию воды в морском бассейне. Этот участок отделяется от погруженного внутриплатформенного бассейна порогом-поднятием. Тектонические движения обуславливали поднятие или погружение порога и площади солеродного бассейна, с чем был связан характер и объем поступления в бассейн морских вод, интенсивность испарения и, следовательно, условия накопления и вещественный состав осадков. Все фазы обстановки седиментации от нормальной морской до солонатоводной, соляной и терригенной в этом случае существовали бок о бок.

Рисунок 48 иллюстрирует условия накопления галогенных осадков в бассейне, ограниченном рифогенными поднятиями. В этом случае действовали те же тектонические и геоморфологические факторы, но кроме них стали играть роль появившиеся на порогах между открытым морем и солеродным бассейном и между краевой частью последнего и прилегающим стабильным склоном шельфа рифы.

Наблюдаемые мощности слагающих формации галогенных пород, как правило, не отвечают теоретическим, расчетным соотношениям мощностей солей, образующихся при прямом испарении морской воды среднего состава. Это положение, а также наблюдения над условиями водообмена между Средиземным морем и Атлантическим океаном, между Черным и Средиземным морями, Красным морем и Индийским

океаном<sup>1</sup> дали основание ряду исследователей высказать предположение, что на определенной стадии галогенного процесса какая-то часть рассолов покидала солеродный бассейн, вытекая через пролив в море или в промежуточный обширный водоем, а на их место поступали новые порции морской воды. Эту гипотезу, в частности, высказал Р. Кинг (King, 1947) применительно к накоплению осадков в Пермском бассейне США. Путем соответствующих расчетов и допущений Кинг определил количество рассола, которое было возвращено из бассейна в море, скорости испарения, продолжительность образования формации и другие параметры. Однако многие из его цифр могут быть приняты лишь условно.

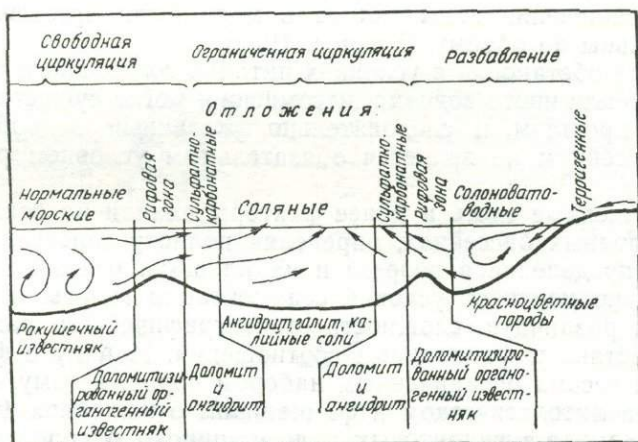


Рис. 48. Диаграмма-разрез галогенной аккумуляции в бассейне, ограниченном рифами (по Sloss, 1953 г.):

Более подробно гипотеза отливов была разработана П. Скрутоном (Scruton, 1953), который указывает, что в районах с гумидным климатом, где пресная вода поступает в бассейн в большем количестве, чем испаряющаяся с акватории бассейна, существует обменное течение поверхностного слоя пресной воды в море и придонного слоя морской воды в бассейн. В условиях аридного климата, где испарение превышает приток в бассейн речной воды и атмосферных осадков, имеется поверхностное течение морской (удельно более легкой) воды внутрь бассейна и обратное ему придонное течение рассола из бассейна в море.

Эти представления в той или иной мере разделяются рядом исследователей. Так, Г. Рихтер-Бернбург (Richter-Bernburg, 1955<sub>2</sub>) отмечает, что всюду, где каменная соль не превышает в 20 раз мощность отложений сульфата кальция, которую она должна иметь при полном испарении определенного объема морской воды, имел место обратный отток рассола из бассейна в море.

Полностью разделяет приведенную гипотезу Н. М. Страхов (1962<sub>1</sub>). В указанном труде он использует ее для объяснения многих особенностей строения и генезиса различных галогенных формаций. В частности, он применил эту гипотезу для истолкования механизма, обусловившего многообразное циклическое строение галогенных формаций.

Возможно, что процесс обмена между рассолами солеродных бас-

<sup>1</sup> Сток глубинных вод Красного моря в Индийский океан в среднем составляет 300—400 м<sup>3</sup>/сек. Из Аденского залива в Красное море идет поверхностное течение со скоростью 3,7—4,6 км/час; приток составляет в среднем около 500 тыс. м/сек; соленость глубинных вод Красного моря достигает 40,5—41,0‰.

сейнов и морской водой действительно происходил. Однако едва ли можно придавать ему универсальное значение. При многообразии условий питания и путей поступления морской воды в солеродные бассейны вряд ли во всех случаях могла существовать обстановка, благоприятствовавшая указанному процессу. Можно например, сослаться на залив Кара-Богаз-Гол. В связи с многолетним, начавшимся в 1929 г., понижением уровня Каспийского моря удлинился пролив, связывающий море с заливом, и на дне последнего обнажались менее размываемые породы (суглинки и известняки), а в проливе в 6,6 км от истока образовался водопад высотой около 1,5 м<sup>1</sup>. Последний исключает возможность поступления воды из залива в море и поэтому имеется только односторонний водный поток из моря в залив. Но и ранее, до 1930 г., случаи проникновения воды залива в море были чрезвычайно редки и незначительны по объему (Уланов, 1963).

Подобная обстановка в условиях питания солеродного бассейна водой морского или иного водоема, несомненно, могла существовать в геологическом прошлом, и, следовательно, указанный водообмен между морем и бассейном не является обязательным условием развития галогенеза.

Все отмеченные здесь и ранее факторы влияли на осадочный процесс в солеродных бассейнах, определяя полноту галогенной седиментации и распределение в разрезе и на площади бассейнов различных пород. В зависимости от условий седиментации галогенные формации приобретали различную сложность стратиграфического разреза, вещественного состава и фациальных соотношений. Наряду с формациями, сложными весьма ограниченным набором пород, к тому же довольно устойчивых в литологическом и фациальном отношении (гипсо-ангидритовых, доломито-ангидритовых и др.), широко распространены формации более сложного состава, представленные комплексами галогенных и других ассоциирующихся с ними пород, связанных между собой и стратиграфическими и фациальными взаимоотношениями. Эти формации различаются между собой и по степени эволюции галогенеза, в одних случаях обрывавшегося на самых начальных стадиях (образование гипса, ангидрита и других труднорастворимых соединений), в других — доходившего до средней стадии (образование каменной соли) и, наконец, в третьих — достигавшего наиболее высоких стадий (образование калийных, калийно-магниевых, магниевых и других легкорастворимых солей). При образовании одних формаций галогенная седиментация развивалась последовательно от начальных до конечных стадий. В других же случаях этот процесс приостанавливался более или менее резко и на более или менее длительный срок, сменяясь отложением других осадков терригенного, пегнигогенного, а иногда и органического происхождения.

Для характеристики стратиграфо-литологических и фациальных особенностей галогенных формаций наибольший интерес представляют более сложные из них как по стратиграфическому разрезу, так и по вещественному составу. В таких формациях по развитию осадочного процесса в большинстве случаев можно выделить три основные ступени: начальную, или подготовительную, среднюю (собственно соленосную) и конечную, или завершающую. Каждая из этих ступеней характеризуется своим набором пород и фаций, а также их соотношениями. Поэтому в наиболее полно развитой формации такие ступени могут рассматриваться как соответствующие субформации, которые в свою очередь могут быть подразделены более подробно. Естественно, что «недоразвившиеся» галогенные формации представлены только одной-двумя из этих ступеней.

<sup>1</sup> По А. И. Дзэнс-Литовскому (1967), высота водопада около 4—4,5 м.

Начальная (подготовительная) ступень характеризуется накоплением осадков в условиях средней и временами повышенной и высокой минерализации воды бассейна, что определяло возможность выпадения в осадок тех или иных солей (галогенных минералов) большей частью в комплексе с другими осадками. Эта ступень лучше выражена и имеет наибольшую мощность в галогенных формациях первого и второго типов (см. предыдущий раздел работы), при образовании которых осадочный процесс развивался последовательно от морских условий к условиям солеродного бассейна. Эта ступень, наоборот, слабо выражена или даже отсутствует в галогенных формациях третьего и четвертого типов, при образовании которых галогенные отложения резко и иногда

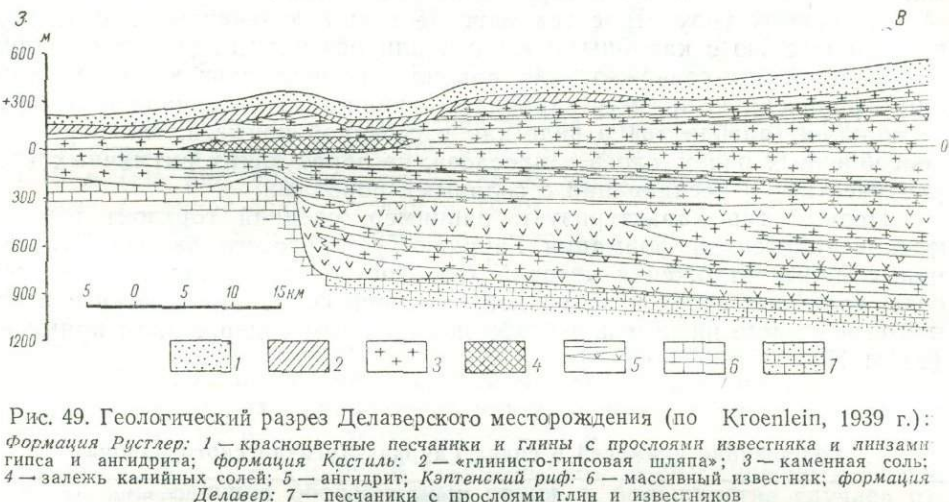


Рис. 49. Геологический разрез Делаверского месторождения (по Kroenlein, 1939 г.):  
 Формация Рустлер: 1 — красноцветные песчаники и глины с прослоями известняка и линзами гипса и ангидрита; Формация Кастиль: 2 — «глинисто-гипсовая шляпа»; 3 — каменная соль; 4 — залежь калийных солей; 5 — ангидрит; Кэптенский риф: 6 — массивный известняк; Формация Делавер: 7 — песчаники с прослоями глины и известняков

несогласно сменялись отложениями пород иного фациального профиля.

В большом числе районов начальная ступень галогенной седиментации представлена преимущественно сульфатом кальция (гипсом, ангидритом). Например, в основании гаурдакской галогенной формации в Восточной Туркмении ангидритовый горизонт имеет мощность до 400 м. Он сложен массивным мраморовидным ангидритом с редкими прожилками и прослоями доломита. В самой верхней части горизонта мощностью 30—35 м прослеживаются пластово-линзообразные залежи каменной соли мощностью до 3—5 м (Петров и Чистяков, 1964). Нижний горизонт эоценовой галогенной формации в бассейне Эбро в Испании сложен ангидритом, но уже мощностью всего от 2 до 12 м. В основании галогенной формации Пермского бассейна США располагается толща массивного и слоистого ангидрита с линзами каменной соли, образующая так называемую нижнекастильскую формацию (рис. 49). Мощность ее в южной части Делаверского бассейна до 600 м; в направлении к северу она уменьшается и вблизи Кэптенского рифа составляет 400—200 м (Kroenlein, 1939). Верхнеюрская галогенная формация Шедокского района в Предкавказье также начинается ангидритовым горизонтом мощностью 65—75 м, в котором содержатся прослой доломита. В основании галогенной формации верхнеказанского возраста, связанной с Бугурусланско-Бузулукской впадиной, залегают пачка ангидритовой породы с линзовидными прослоями и сетчатыми прожилками доломита и местами прослоями песчаников и алевролитов мощностью 0,5—2,5 м. В ангидрите наблюдаются мелкие вкрапления розового галита. Мощность всей пачки 10—15 м. По-разному представлен нижний горизонт галогенной формации Елк Поинт в Канаде, но преимущественно здесь развиты ангидриты и ангидрито-доломитовые

породы (см. рис. 44). Толща ангидритовой породы мощностью около 60 м располагается в основании нижнемиоценовой галогенной формации Рейнского грабена.

Средняя, собственно соленосная, ступень галогенной седиментации характеризуется накоплением осадков в условиях высокой и очень высокой соленосности рапы бассейнов. Такие условия создавали возможность массового выпадения в осадок различных солей, начиная от галита и кончая в ряде случаев калийными и калийно-магниевыми солями. В зависимости от характера развития этого процесса создавался тот или иной тип разреза и вещественного состава галогенной формации. Можно указать три основных типа с такими условными названиями: соляной, соленосный и терригенно-соленосный.

К первому типу относятся мощные толщи, сложенные в основном каменной солью с калийными солями или без них. В таких отложениях соляные породы содержат, как правило, незначительную, небольшую или ограниченную примесь карбонатно-глинистого материала и сульфата кальция (ангидрита) в виде как рассеянной примеси, так и редких обособленных пачек, слоев и прослоев, не образующих ритмичных (периодических) переслаиваний с соляными породами.

Первый тип характеризует, например, средний горизонт верхнеюрской галогенной формации Гаурдак-Кугитангского района Туркмении, соляные отложения которой (горизонты подстилающей каменной соли, калийных солей и покровной каменной соли) отличаются в главной своей массе низким или слабо повышенным содержанием примесей (табл. 17).

Таблица 17

Содержание примесей в солях Гаурдак-Кугитангского района

Месторождение	Каменная соль		Калийные соли	
	CaSO <sub>4</sub> , %	Карбонатно-глинистый материал, %	CaSO <sub>4</sub> , %	Карбонатно-глинистый материал, %
Гаурдакское . . . . .	1,0—2,3	0,1—0,4	0,2—4,5	0,2—6,5
Тюбегатанское . . . . .	0,2—2,5	0,5—5,0	0,2—4,0	0,1—8,0
Карлюкское . . . . .	0,5—6,5	0,02—4,4	0,3—4,0	0,3—5,2

В разностях глинистых солей содержание карбонатно-глинистой примеси повышается до 10—15% и более при сохранении примерно тех же содержаний CaSO<sub>4</sub>, что и в чистых разностях солей. Обособленные прослои, сложенные ангидрито-карбонатно-глинистым материалом, распределены в соляной толще редко и не достигают большой мощности. Только в основании соляной толщи имеются линзы и слои ангидрита мощностью до 3—10 м (Петров и Чистяков, 1964; Набиев и Осичкина, 1965).

Соляная толща галогенной эоценовой формации бассейна Эбро в Испании (древняя каменная соль, зона калийных солей, молодая каменная соль), как правило, обладает большой чистотой. В древней соли содержание NaCl 98,5%. В зоне калийных солей и в молодой (верхней) каменной соли наблюдаются тонкие прослои мергеля и глины с гипсом и ангидритом (Lotze, 1938).

Большой чистотой обладает каменная соль соляных куполов Луизианы и Техаса, которая, как показал ряд анализов; содержит 92,7—99,3% NaCl, 0,7—3,9% CaSO<sub>4</sub>, следы — 3,3% нерастворимого остатка (Pierce, Rich, 1962).

Второй тип — соленосный — средней ступени галогенной формации характеризуется более или менее частым чередованием в разрезе пачек и слоев соляных и несоляных пород с близкими или соизмеримыми мощностями, колеблющимися от немногих сантиметров до 4—5 десятков метров и иногда более. Среди несоляных пород выделяются карбонатно-глинистые, аргиллитовые, ангидрито-доломитовые, ангидритовые, карбонатные (иногда органогенного происхождения или содержащие остатки фауны), алевритовые и песчаные породы с различным цементом.

Исключительно тонкое чередование слоев каменной соли и соленосных брекчий наблюдается, например, в триасовой соленосной толще соляного купола Фонте да Бика в Португалии. Слои каменной соли здесь имеют мощность от 1,8 до 13 м (в четырех случаях от 20,5 до 37,1 м), а соленосных брекчий — от 1,0 до 11,7 м (в одном случае 45,5 м) при общей мощности вскрытого разреза 273 м (Zbyszewski, 1961).

В верхнекастильской соленосной толще Пермского бассейна США прослеживается серия (более 40) пачек и слоев ангидрита мощностью до 10 м (см. рис. 49), чередующихся со значительно более мощными пачками каменной соли (Kroenlein, 1939).

Соленосная толща Шедокского месторождения Предкавказья также сложена пачками каменной соли и ангидрита, которые особенно часто переслаиваются в верхней части толщи (мощность 142—205 м), где установлено от 25 до 75 слоев и пачек каменной соли мощностью от 5 см до 11,5 м; коэффициент соленасыщения колеблется от 45 до 70%. В Нордвикском соляном куполе мощность прослоев ангидрита и ангидритсодержащих карбонатно-глинистых пород обычно измеряется долями метра, но иногда достигает 15—20 м.

Характерно, что при таком строении соленосного горизонта каменная соль, слагающая обособленные пачки, в большинстве случаев отличается довольно большой чистотой, независимо от вещественного состава переслаивающих ее пачек несоляных пород. Содержание NaCl в соли обычно превышает 85—90% и нередко достигает 95—97% при содержании CaSO<sub>4</sub> и карбонатно-глинистого материала от долей процента до нескольких процентов.

В рассматриваемом типе соленосного горизонта, как и в каждом разрезе отложений, представленном чередующимися породами, можно выделить ритмы, циклы и периоды накопления осадков разного порядка. Подчеркнем, однако, что такое расчленение не должно быть опрочетчивым. Прежде всего оно предполагает выявление генетической закономерности в чередовании литологически разнородных комплексов и установление их пространственной выдержанности с целью уточнения связи седиментации с тектоническими движениями и корреляции разрезов.

Третий тип средней ступени галогенной седиментации — терригенно-соленосный — характеризуется в целом значительно большей долей участия терригенного материала в сложении разреза, чем предыдущий — соленосный. В данном случае терригенный материал слагает не только пачки, линзы, слои и прослойки, но и входит как обязательная составная часть во все разновидности галогенных пород, нередко подчиняя или подавляя другие их компоненты. Терригенно-соленосный тип менее выдержан, чем предыдущие, как в разрезе, так и в плане. Вещественный состав пород, как правило, довольно значительно изменяется и колеблется, что обуславливает литолого-стратиграфическую и фациальную пестроту отложений, расчленение которых иногда возможно только путем выделения характерных комплексов и ассоциаций пород. Но и такое расчленение нередко содержит элементы условности.

В качестве примера строения галогенной формации третьего типа

можно привести формацию Северных Альп позднепермского — раннетриасового возраста. Однако из-за сложной тектоники стратификация соленосных отложений разработана недостаточно. Альпийские соленосные отложения (Görgey, 1914; Fulda, 1938; Lotze, 1938) сложены каменной солью, глинисто-мергелистыми породами, ангидритами и карбонатными породами, либо представленными обособленными пачками и пластами, либо образующими тектоническую брекчию — «хазельгебирге» (Haselgebirge), содержащую ряд калийных минералов. Каменная соль в чистых разностях содержит NaCl до 90% и более, но чаще загрязнена карбонатно-глинистым материалом и ангидритом, переходя в «хазельгебирге». В этой породе выделяют богатую разность с содержанием 50—60% NaCl, нормальную — 30—50% NaCl и бедную — 20—30% NaCl. Ангидритовая порода содержит тонкие прослойки темно-серой глины. Среди терригенных пород выделяются листоватая светло-серая глина, черные глинистые мергели, оливково-зеленая тонкослонстая глина, зеленая глина с ангидритом и др.

К этому же типу относится миоценовая галогенная формация Предкарпатского прогиба, сложенная мощными толщами соленосных брекчированных глин, содержащих пачки глинистой каменной соли и пластовые линзы калийных солей тоже с высоким содержанием глинистого материала.

Конечная, или завершающая, ступень галогенной седиментации, как и две предыдущие, имеет различные характер и мощность. Формирование ее шло в зависимости от общих условиях галогенного седиментогенеза, в той или иной ландшафтно-тектонической обстановке прошлых геологических эпох. В целом эта ступень характеризует конечную стадию формирования галогенных отложений, этап понижения солености рапы бассейнов, рассолонения ее и отмирания бассейнов как солеродных. В одних случаях имела место постепенная смена предыдущего этапа (ступени), в других случаях смена происходила быстро, с обозначением более или менее резкой границы. Отложения конечной ступени имеют различный облик.

Так же, как начальная ступень галогенеза во многих случаях характеризуется накоплением сульфата кальция (ангидрита, гипса), нередко и конечная ступень представлена этими же породами. Так, в галогенной формации Гаурдак-Кугитангского района покровный гипсо-ангидритовый горизонт имеет мощность от 5—10 до 20—30 м, в цехштейновой формации (Z<sub>4</sub>) мощность этого горизонта 70 м, а в Йоркширском районе всего 3 м. Ангидритом представлена конечная ступень галогенных формаций двинско-сухонской, бугурусланско-бузулукской, сорочинской, нивенской, шедокской, триасовой на территории ФРГ и др. Мощность покровного ангидритового горизонта от 6 до 60 м, но иногда (Шедокская, Двинско-Сухонская формации) достигает 200—230 м.

В тех случаях, когда перерыв в накоплении галогенных осадков был резким, конечная ступень в галогенных формациях не выделяется или выделяется условно. К таким формациям, например, относятся верхнепечорская, старобинская, пермская Днепровско-Донецкой впадины, Рейнского грабена, Салайна в США, саскачеванская.

Классификация древних солеродных бассейнов и образовавшихся в них галогенных формаций базируется на различных признаках и особенностях процесса седиментации, а некоторые из классификаций учитывают также наблюдающееся структурно-фаціальное положение формаций. Мы предпочитаем придерживаться ландшафтно-тектонической классификации галогенных отложений, разработанной Н. М. Страховым (1962<sub>1</sub>), в которой он выделяет галогенные формации континентального и морского генезиса, подразделяя последние на четыре типа: лагунный; крупных морских заливов; бассейнов краевых частей откры-

тых эпиконтинентальных морей; внутриконтинентальных морских бассейнов.

Определение палеогеографического типа галогенной формации не всегда может быть выполнено однозначно и безоговорочно. Так, Н. М. Страхов (1962<sub>1</sub>) к типу лагунных относит миоценовую галогенную формацию, распространенную во впадине Центральной Сицилии, и девонскую соленосную формацию, связанную с Тувинским прогибом. Обе эти формации ни по мощности и площади распространения соленосных накоплений, ни по морфологии залежей и их литологии не отвечают тем признакам, по которым Н. М. Страхов произвел определение лагунных формаций. В особенности характерно, что с галогенной формацией Сицилии связаны промышленные залежи калийных солей; проявления калийных солей имеются и в тувинской формации, чего, по Н. М. Страхову, не должно быть в лагунных формациях. Сицилийскую и тувинскую формации, вероятно, следует относить к типу бассейнов межгорных впадин или морских заливов.

## ГАЛОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ МОРСКОГО ГЕНЕЗИСА

### Лагунные галогенные формации

Солеродные бассейны, в которых образовались эти формации, отвечали типу современных лагун. Лагунные формации, по Н. М. Страхову (1962<sub>1</sub>), «являются наиболее устойчивым историко-геологическим типом галогенных формаций вообще». К ним относятся «комплексы, возникшие в осолоненных лагунных водоемах, т. е. в ограниченных по размерам заливах, отделенных от моря намывными косами или пересыпями». Эти комплексы формировались на наклонных к морю площадках, «в небольших осолоненных лагунах, морфологически аналогичных современным лиманам Черноморского побережья, Сивашу, а также прихотливой цепи межостровных проливов и заливов по восточному побережью современного Аральского моря».

Галогенные отложения, сформировавшиеся в лагунных водоемах, по Н. М. Страхову, как правило, обладают ограниченными или небольшими мощностями (несколько метров, реже 2—3 десятка метров) и различным распространением в плане (от единиц до десятков и сотен квадратных километров). Но бывают из этих правил и исключения.

Лагунные формации распространены широко как по времени своего образования (от кембрия до неогена), так и по лику Земли. В подавляющем большинстве случаев лагунные формации представлены отложениями гипса, реже в них содержится ангидрит, еще реже залежи каменной соли и ни в одной не обнаружены калийные соли.

Лагунные формации, по Н. М. Страхову, развиты преимущественно на платформах, в краевых прогибах и межгорных впадинах, но известны также в геосинклинальных областях, где они локализируются в краевых частях — на границе с платформой, или находятся на площадях внутригеосинклинальных зон. Лагунные формации возникали как на фоне погружений и трансгрессий, так и на фоне поднятий — регрессий.

**Верхоленская кембрийская терригенно-гипсоносная формация.** Огромную площадь, вытянутую в северо-западном направлении на 2000—2200 км и имеющую ширину 1000—1600 км, занимают терригенно-гипсоносные отложения верхоленской свиты на юге Сибирской платформы (рис. 50). Стратиграфическое положение этой свиты рассматривается по-разному. Ряд исследователей (Карасев и др., 1966), придерживаясь прежней точки зрения, относит ее к верхнекембрийским отложениям, тогда как другие связывают ее со средним кембрием, учитывая отсутствие в основании свиты длительного регионального континен-

тального перерыва в осадконакоплении в среднем кембрии (Королюк, Писарчик, 1965). М. А. Жарков (1966) связывает верхоленскую свиту с майским ярусом. Мощность верхоленской свиты в прогибах достигает 1200 м.

Верхоленская формация Н. М. Страховым (1962<sub>1</sub>) отнесена к типу лагунных. Характерной ее особенностью являются пестрота и изменчивость состава пород, свидетельствующие о том, что в процессе накопления осадков участвовали разные природные агенты и менялась их роль. Изменялись также условия осадконакопления. В питании бас-

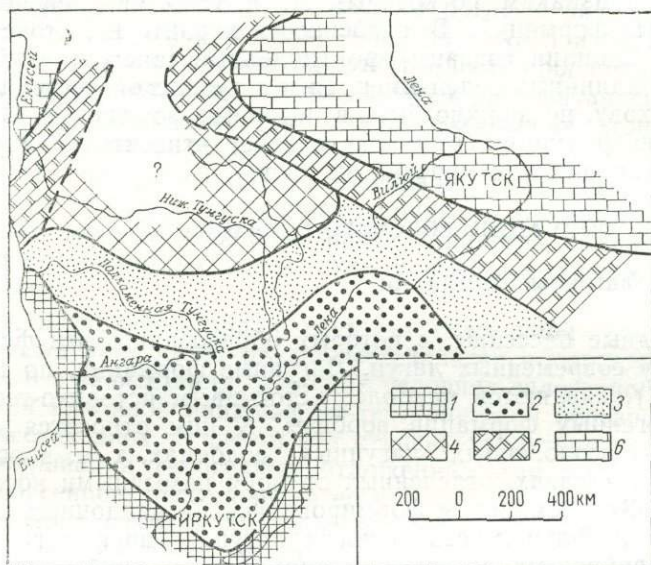


Рис. 50. Палеогеографическая схема эпохи майского яруса среднего кембрия (по М. А. Жаркову, 1966 г.):

1 — суша; 2 — аллювиальная равнина, временами заливавшаяся морем; 3 — область частого чередования мелководно-морских, лагунных и континентальных условий осадконакопления; 4 — предполагаемая солеродная область; 5 — мелкие участки моря с повышенной соленостью воды; 6 — мелкое море с нормальной соленостью воды

сейна и отдельных более мелких водоемов, на которые временами бассейн распадался, большую роль наряду с морской водой играл сток вод с суши, вносивший массы мелкого обломочного материала с горных обрамлений Иркутского амфитеатра (Жарков, 1965). Обломочный материал примешивался к выпадавшему сульфату кальция (гипсу) или подавлял его садку. По Н. М. Страхову (1962<sub>1</sub>), накопление осадков формации происходило на пространствах наклоненной к морю равнины с малой амплитудой колебания рельефа. По его соображениям, «Западины рельефа были заняты морской водой, поднятия играли роль водоразделов или же были подводными отмелями между водными массивами... Очертания водных языков отличались чрезвычайной прихотливостью, часто ветвистостью, а сами бассейны — очень малой глубиной, в доли метра и в немногие метры. Лагуны в одних случаях отгораживались от моря барами и пересыпями, в других открыто общались с ним».

Образовавшиеся в таких водоемах гипсоносные отложения, приуроченные большей частью к нижним горизонтам формации или к ее основанию, распространяются на площади в десятки и сотни квадратных километров, но, как правило, имеют небольшие мощности, не превышающие обычно 20—30 м. Между такими площадями располагаются большие пространства, на которых гипсоносность отложений незначи-

тельна или гипсоносные пачки почти полностью замещены терригенным материалом.

В последние годы появились данные, свидетельствующие о наличии в верхоленской формации залежей каменной соли. Они были обнаружены бурением в Заярском районе на глубине 200 м в виде пластов и слоев мощностью до 3 м (Цахновский, 1965). Судя по общей обстановке осадконакопления в верхоленское время, сформировавшиеся залежи каменной соли должны иметь ограниченную мощность при широком, возможно, распространении в плане. Вместе с этим соленакопление едва ли было устойчивым. Солеобразование, как и гипсообразование, прерывалось или подавлялось накоплением терригенного материала, что обусловило фаціальную изменчивость сформировавшихся отложений. Нет оснований предполагать наличие в верхоленских соленосных отложениях калийных солей.

Лагунный характер имеют также проявления гипса и ангидрита в отложениях ордовика и силура на севере Сибирской платформы. Гипс и ангидрит в содержащих их толщах слагают пластово-линзообразные залежи, пачки и слои мощностью от нескольких сантиметров до 3—4 м. Лишь в лудловском ярусе в бассейне р. Мойеро мощность этих залежей местами достигает нескольких десятков метров. Залежи эти чередуются с карбонатными породами, преимущественно доломитами (иногда водорослевыми), глинами, алевролитами, аргиллитами. Формирование гипсоносных пачек происходило в обстановке частой смены лагунных условий морскими и при значительном поступлении в лагунный бассейн вод с суши, приносивших массы терригенного материала. Гипсоносность отложений от 15 до 30%.

Морские бассейны ордовика и силура, существовавшие на Сибирской платформе, отличались мелководностью и большой изрезанностью берегов. Благодаря этому небольшие поднятия дна способствовали отшнуровыванию от моря ограниченных по размерам заливов и лагун, в которых временами накапливались гипсоносные осадки. До садки солей процесс не доходил.

Бликий к этому характер имеют девонские лагунные накопления гипса и ангидрита в Минусинской и Чулымо-Енисейской межгорных впадинах Алтае-Саянской области, а также лагунная гипсоносная формация, связанная со средней частью шелонских слоев Главного девонского поля Прибалтики.

### Галогенные формации морских заливов

Галогенные формации данного генетического типа образовались в крупных морских заливах, приуроченных к синклинальным структурам, которые в процессе осадконакопления отличались интенсивной тектонической жизнью. Н. М. Страхов (1962<sub>1</sub>) различает две группы таких формаций — карабогазскую и виррилскую. В первой из них галогенное осадконакопление происходило в солеродных бассейнах, по конфигурации и условиям питания близких к современному Кара-Богаз-Голу, а во второй — в условиях, близких к заливу Бокано-де-Виррила в Южной Америке.

Галогенные формации заливов отличаются крупными размерами, сложным строением и длительностью развития осадочного процесса. Последний достигал в стадии галогенеза кристаллизации не только галита, но в ряде формаций и легкорастворимых калийных и магниевых солей. В стратиграфической шкале эти формации известны в силуре, девоне, нижней перми, мелу, палеогене и неогене.

Главная масса галогенных формаций морских заливов связана с синеклизами, авлакогенами, грабенами и краевыми прогибами платформ.

**Галогенная формация Мичиганской синеклизы.** Из первой группы формаций морских заливов, пожалуй, наиболее показательной является формация Салайна (Salina), образовавшаяся в соллеродном бассейне позднесилурийского возраста в Мичиганской синеклизе Северо-Американской платформы. С этим бассейном тесно связан Огайо-Ньюйоркский бассейн в Аппалачском предгорном прогибе (рис. 51).

По данным Л. И. Бриггса (Briggs, 1958), акватория более крупного Мичиганского бассейна достигала 400 000 км<sup>2</sup>. Природным барьером между Мичиганским и Огайо-Ньюйоркским соллеродными бассейнами служила горная гряда, простирающаяся с северо-востока на юго-

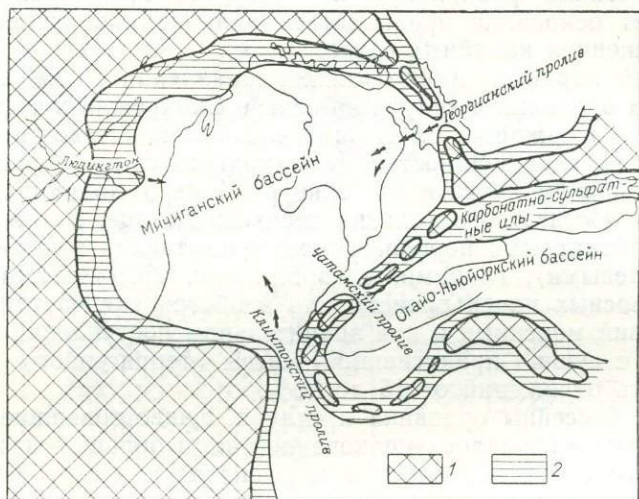


Рис. 51. Палеогеографическая схема Мичиганского и Огайо-Ньюйоркского бассейнов во время Салайна (по Briggs, 1958 г.):

1 — суша; 2 — прибрежные отложения

запад и известная под названием Финдлейского вала. В формировании вала значительную роль играли рифогенные сооружения, которые распространены и в краевой части Мичиганского бассейна (Sanford, 1965). Соотношения между соленосными отложениями и рифогенными структурами в этом районе близки к соотношениям между такими же отложениями и структурами в районе Бельской впадины в Предуралье. Финдлейский вал прорезался Чатамским проливом, через который осуществлялась связь между бассейнами.

Георгианским проливом Мичиганский бассейн соединялся с арктическим морским бассейном, простиравшимся в Канаду. Клинтонский пролив соединял бассейн с морем Аппалачского прогиба. На западе, вблизи Лудингтона, в бассейн впадал постоянный водный поток с суши.

Мичиганский бассейн был более изолирован от питавших его морских водоемов, чем Огайо-Ньюйоркский. Поэтому на его площади создавалась более благоприятная обстановка для накопления галогенных осадков и формировались более мощные толщи каменной соли и сопровождающих ее доломитов, ангидритов и глинисто-мергелистых пород.

В центральных частях Мичиганского бассейна мощность силурийской галогенной формации Салайна достигает 700—750 м, в то время как в Огайо-Ньюйоркском бассейне она не превышает 200—250 м. В формации на площади Мичиганского бассейна прослеживаются три

толщи каменной соли общей мощностью до 300—400 м, разделенные толщами доломита, аргиллитов и пачками ангидрита мощностью до 15—50 м. Коэффициент соленасыщения колеблется от 50 до 93%. В Огайо-Ньюйоркском бассейне, очевидно менее прогибавшемся и имевшем более свободную связь с открытым морем, образовалась лишь одна толща каменной соли значительно меньшей мощности (Briggs, 1958). По строению соленосного горизонта формация Салайна должна быть отнесена ко второму (соленосному) типу.

В каменной соли формации Салайна установлены проявления полигалита в виде тонких прослоев и отдельных желваков, а также карналлита в виде округлых или перистых зерен и идиоморфных кристаллов, рассеянных или сконцентрированных в кристаллах галита. В некоторых шлифах обнаружены редкие кристаллы лангбейнита (Dellwig, 1955).

**Галогенная формация Данакильской депрессии.** В заливе или в краевой мелководной части моря, причленявшейся к современному Красному морю, образовалась при одностороннем морском питании галогенная формация Данакильской депрессии в Эфиопии. Особенности этой формации является ее четвертичный возраст и связь с ней довольно мощной залежи калийных солей, которая, таким образом, относится к наиболее молодым в мире.

В недавно опубликованной статье И. Г. Холверда и Р. В. Хатчинсона (Holwerda and Hutchinson, 1968) приводится следующее описание рассматриваемой формации. Соленосные отложения выполняют впадину, положение которой, в общем, совпадает с положением современной Данакильской депрессии. Поверхность этой депрессии (соляная равнина) лежит на 120 м ниже уровня Красного моря. Депрессия имеет длину около 185 км и ширину до 64 км и протягивается, в общем, параллельно Красному морю, отстоя от его побережья на 50—80 км в глубь страны.

В современных поверхностных отложениях соляной равнины наличие калийных солей (сильвинит, карналлит) было установлено еще в 1906 г. (район горы Даллол), причем до 20-х годов они добывались итальянской концессией. В 1954 г. в этом районе началось бурение глубоких скважин американской компанией. В результате было открыто месторождение калийных солей Масли, на котором с 1966 г. производится подземная добыча сильвинина на глубине около 600 м.

Соленосная толща выполняет асимметричную впадину, западный край которой образован крутым, резко расчлененным откосом горы, возвышающейся более чем на 1200 м над плоской равниной. Этот откос связан на глубине с глубоким, почти вертикальным разломом, относящимся к системе Африканского рифта. Вблизи западной границы мощность соленосной формации достигает 975 м, но полный разрез ее еще не установлен. В восточном направлении почва соленосной формации (дно впадины) постепенно повышается и на расстоянии 40—65 км от центра соляной равнины достигает более 300 м над уровнем Красного моря, а затем снова снижается в направлении к нему. На этом пространстве прослеживается постепенная латеральная смена фаций: отложения каменной соли с калийными солями, занимающие центральную площадь размером около 325 км<sup>2</sup>, сменяются к востоку толщей гипсо-ангидритовых пород, затем отложениями терригенных гипсоносных красноцветных пород и, наконец, в районе побережья моря — рифовыми морскими известняками.

Как гипсо-ангидритовые, так и красноцветные отложения на некоторых участках депрессии переслаиваются с излияниями базальтов. Такой характер смены фаций явно указывает на существовавшую ранее непосредственную связь солеродного бассейна с Красным морем и свидетельствует о накоплении соляных масс за счет одностороннего

питания бассейна морскими водами. Соли отлагались в мелководной, удаленной от моря опущенной части Афарской депрессии, постепенно конседиментационно погружавшейся, возможно, по разломам рифтовой системы.

Как уже отмечалось, калийные соли кроме поверхностных образований слагают залежи в толще каменной соли. Основная промышленная залежь располагается в западной части на глубине 40—200 м, погружаясь к востоку до 700 м и более; второй горизонт калийных солей вскрыт единичными скважинами на глубине 500—930 м. В месторождении Масли залежь калийных солей прослеживается на 19 км с севера на юг и на 11,3 км с запада на восток.

Кровлю основной залежи слагает каменная соль, содержащая тонкие прослои ангидрита и глины и имеющая мощность от 6 до 180 м. Выше залегают аллювиальные гравийно-галечные и песчаные отложения мощностью от нескольких метров до 30—35 м.

Промышленная залежь калийных солей (формация Хаустон) имеет общую мощность от 15 до 40 м. В основании ее залегают пачка каинитовой породы, сложенная тонкозернистым янтарно-желтым каинитом с примесью до 25% галита. Мощность пачки колеблется от 4 до 13 м. По мнению авторов рассматриваемой работы, каинитовая пачка имеет первично-седиментационное происхождение.

Выше залегают так называемая переходная пачка, содержащая комплекс калийных и сопутствующих минералов в соотношениях: галита 33%; карналлита 20%; ангидрита 15%; кизерита 10%; сильвина 10%; каинита 10%; полигалита 2%; риннеита следы; бишофита следы. Из этих минералов сильвин и карналлит наиболее богато представлены в верху пачки, а содержание каинита, наоборот, увеличивается к ее почве. Мощность пачки колеблется от 3 до 25 м.

Верхняя промышленная пачка представлена сильвинитом, содержащим до 52% сильвина, 15% ангидрита и 30% галита с незначительной примесью глинистого материала. С углублением в пачке возрастает содержание карналлита, кизерита, полигалита и каинита. Мощность пачки колеблется от 0 до 11 м, в краевых частях залежи она выклинивается или разубоживается. Как и в ряде других месторождений калийных солей, встречаются обедненные (безрудные) зоны.

По заключению авторов рассматриваемой работы, сильвин сильвинитовой пачки является вторичным минералом, возникшим за счет карналлита при воздействии на него атмосферной влаги и временных поверхностных потоков до захоронения соляных отложений и влаги, инфильтрирующейся из поверхностных отложений после захоронения пласта. Ни воды дегидратации соляных минералов, ни термальные воды, связанные с вулканической деятельностью, в процессе образования сильвина не участвовали или играли очень незначительную роль.

Подстилающая калийный горизонт толща каменной соли, содержащая тонкие прослои и вкрапленность ангидрита, имеет мощность более 150—200 м.

Следует отметить еще одну особенность Данакильской депрессии — широкое проявление здесь вулканической деятельности в прошлом и еще не заглохшей до настоящего времени, свидетельством чего являются многочисленные выходы высокоминерализованных вод и рассолов с температурой до 100—130° С. Источники выносят хлориды магния и калия и серу. Последняя местами образует скопления, представляющие практический интерес. Из рассолов вблизи источников кристаллизуются карналлит и сильвин.

Вулканическая деятельность не играла роли ни в образовании соляной залежи, в том числе калийных солей, ни в метаморфизации минерального состава последних. Есть основания предполагать, что, на-

оборот, минерализация термальных вод происходит за счет отложенных солей.

Что касается галогенных формаций, образовавшихся в заливах виррильского типа, то распространение их, по-видимому, шире, чем формации карабогазского типа. Большой интерес в этом отношении представляет область Большого Донбасского прогиба, протягивающегося почти на 1500 км и включающего Днепровско-Донецкую впадину, Припятский прогиб и Донецкий синклиорий.

**Девонская галогенная формация Днепровско-Донецкой впадины.** В современном структурном плане Днепровско-Донецкая впадина вместе с Припятским прогибом представляет на Русской платформе грабенообразную структуру (авлакоген), фундамент которой опущен на 5—6 км. Впадина выполнена толщами разнофациальных отложений, среди которых исключительную роль играют девонские галогенные образования мощностью 3,5—4 км. Поднятия и выступы фундамента платформы — Белорусская и Воронежская антеклизы и Украинский кристаллический массив — ограничивают структуру с севера, северо-востока и юго-запада. На северо-западе Припятский прогиб замыкается в области Полесского вала, а на юго-востоке Днепровско-Донецкая впадина (Донецкий синклиорий) ограничена складчатыми сооружениями Донецкого бассейна. Между Припятским прогибом и Днепровско-Донецкой впадиной располагается Брагинский выступ фундамента (Черниговское поднятие). Все эти положительные структуры оказывали свое влияние на морфологию и характер девонских бассейнов седиментации, а наиболее крупные из них являлись областями сноса в бассейны терригенного материала. Брагинский выступ фундамента с развитой в Черниговском районе мощной толщей осадочно-эффузивных пород служил барьером между Днепровско-Донецкой впадиной и Припятским прогибом, затруднявшим, а временами почти полностью прекращавшим сообщение между расположенными в этих структурах бассейнами осадконакопления.

Исключительное преобладание галогенного осадконакопления в бассейнах этой территории было связано с позднедевонским этапом (франкий и фаменский века) и приурочивалось к саргаевскому, евлановско-ливленскому, задонско-елецкому и данково-лебедянскому времени (Кириков, 1963, 1964).

По данным В. П. Кирикова, в саргаевское время, в Днепровско-Донецкой впадине существовал солеродный бассейн, в котором отложилась мощная (вероятно, во много сотен метров) толща каменной соли с пачками и слоями карбонатных и терригенных пород. В каменной соли (Роменская солянокупольная структура) имеется вкрапленность сильвина. В этот бассейн доступ вод с запада был затруднен Брагинским выступом, а с открытым морем Московской синеклизы и других районов платформы связь бассейна осуществлялась, по-видимому, через пролив на юго-востоке.

В это же время в Припятском бассейне, который являлся частью обширного морского бассейна Русской платформы и отделялся от бассейна Московской синеклизы подводными поднятиями и отмелями, была сформирована толща доломитов и известняков с маломощными прослоями ангидрита в нижней половине толщи. Общая ее мощность колеблется от 30—40 до 70 м. Эта толща представляет начальную или подготовительную ступень галогенной формации Припятского прогиба.

В течение длительного этапа, охватывающего семилукское, бурегское, воронежское и почти все евлановское время, на пространствах Днепровско-Донецкой впадины и Припятского прогиба существовали условия эпиконтинентального морского бассейна с нормальной соленостью, открыто сообщавшегося с бассейнами Русской платформы. За

это время здесь образовались толщи карбонатных и карбонатно-глинистых пород мощностью до 300 м и более.

При поднятии Белорусского и Воронежского кристаллических массивов в конце евлановского и начале ливенского времени произошло отчленение Припятского и Днепровско-Донецкого бассейнов от бассейнов центральной и восточной частей Русской платформы. Таким образом, в указанных бассейнах вновь началось накопление галогенных и терригенно-галогенных осадков. В юго-восточной части Припятского бассейна, по данным В. П. Кирикова, в течение ливенского времени отложилась толща каменной соли мощностью от 140—220 м на западе и севере этой площади до 1000—1300 м на юге ее (нижняя соленосная толща). В Днепровско-Донецком же бассейне в это же время сформировалась толща каменной соли с прослоями глинисто-карбонатных и терригенных пород мощностью до 450—500 м. Этот бассейн был открыт на юго-восток и отсюда, по-видимому, шло его питание.

Погружение обширных районов Русской платформы в начале задонско-елецкого времени, как отмечает В. П. Кириков (1964), захватило не только территорию Припятского прогиба и Днепровско-Донецкой впадины, но и ограничивающие прогиб поднятия (Брагинский выступ, Полесский вал, Белорусский массив), что способствовало трансгрессии вод открытого моря на эту территорию главным образом с запада. В раннефаменское время существовала широкая связь между бассейнами, располагавшимися на территории Припятского прогиба, Днепровско-Донецкой впадины, Львовской мульды и Московской синеклизы.

Однако в центральной и юго-восточной частях Припятского бассейна, по-видимому, более изолированных, и в раннефаменское (задонско-елецкое) время продолжалось накопление галогенных осадков, представленных пачками и слоями каменной соли, чередующимися с ангидритами, глинами, доломитами и известняками. В восточной и западной частях бассейна и на площади Днепровско-Донецкого бассейна в это время отлагались карбонатные и карбонатно-глинистые осадки с морской фауной. Мощность отложений задонско-елецкого времени колеблется от 200 до 1000—1500 м.

По данным В. П. Кирикова, регрессия моря в данково-лебединское время на всей территории Русской платформы захватила область Припятского прогиба и Днепровско-Донецкой впадины, где при этом возникли солеродные бассейны. Припятский солеродный бассейн, распространенный почти на всей площади прогиба, характеризовался высокой степенью соленасыщенности. В нем образовалась мощная соленосная толща (верхняя), иллюстрирующая строение и условия образования соленосных отложений второго (соленосного) типа средней ступени галогенной формации. Верхняя соленосная толща сложена часто чередующимися пачками и слоями каменной соли (с рядом которых связаны пласты, слои и проявления калийных солей) и глинисто-карбонатных пород. На площади Старобинского месторождения в соленосной толще общей мощностью 650 м установлено 40 таких пачек мощностью: терригенных — от 2 до 36 м и соляных — от 6 до 50 м. Средний коэффициент соленасыщения 60%, в отдельных частях разреза от 45 до 80%. В восточном направлении от площади Старобинского месторождения, по данным Старобинской геологоразведочной партии, мощность верхней соленосной толщи возрастает до 1500 м и более. В ней насчитывается уже 70 пачек и слоев каменной соли и карбонатно-глинистых пород мощностью соответственно от 0,5 до 90 м и от 1,5 до 35 м (рис. 52, 53). Коэффициент соленасыщения здесь от 65 до 80%.

Нижняя соленосная толща на юге Припятского прогиба имеет мощность более 1300 м, коэффициент ее соленасыщения в наиболее пол-

ных разрезах равен 65%. В состав толщи входят: каменная соль до 80%; глинистые породы 10—30%; мергели до 20%; известняки до 10%; ангидрит до 6% и доломиты и алевролиты-песчаники до 5%.

Карбонатно-глинистые и глинисто-карбонатные породы верхней соленосной толщи по данным исследований, выполненных в Институте геологии (Я. Я. Яржемский, Е. М. Петрова и др.), имеют сильно колеблющийся состав при процентном содержании: глинистого материала — 13—65; кальцита — 2—25; доломита — 0—72; ангидрита — 0,5—60; галита — 0,3—8. Магнезит в указанных отложениях отсутствует. Ниже третьего горизонта калийных солей прослеживаются два слоя засоленного кварцевого песчаника с глинисто-карбонатным или кремнистым цементом.

Как это прослежено в Роменском месторождении, девонская соленосная толща, слагающая солянокупольные структуры Днепровско-Донецкой впадины, также содержит пачки и слои доломитов, доломито-ангидритов, ангидритов и карбонатно-глинистых пород мощностью от долей метра до 2—3 десятков метров.

Таким образом, в период формирования соленосной толщи в солеродный бассейн Днепровско-Донецкой впадины и Припятского прогиба наряду с морскими водами периодически, через более или менее близкие интервалы, поступали в значительных количествах континентальные воды, приносившие массы карбонатно-глинистого материала, которым сложены пачки и слои в соленосной толще. Эоловый принос материала, вероятно, также имел место, но роль его не выяснена.

На площади собственно Старобинского месторождения к четырем пачкам каменной соли приурочены пласты калийных солей, из которых три (I, II и IV) сложены сильвинитом и один (III) — сильвинитом с содержанием в средней его части тонких прослоев, вкраплений и прожилков карналлитовой породы. Мощность пластов от 2,5 до 21 м. Эти пласты прослеживаются на широкой площади к востоку от Старобинского месторождения, где между ними, а также выше и ниже их в разрезе появляются новые пласты и слои калийных солей, в основном сильвинита. Таким образом, общее число пластов и слоев возрастает до 30.

Проявления сильвина установлены также в саргаевской каменной соли Роменской структуры в Днепровско-Донецкой впадине. Не исключена возможность, что на площади впадины калийные соли в девонской галогенной формации распространены шире.

Большое влияние на палеогеографическую обстановку и условия накопления осадков в Припятском прогибе оказала интенсивная вулканическая деятельность (Махнач и др., 1966). В воронежское и елановское время в этой области произошли сильные тектонические движения, с которыми в районе Брагинского поднятия и смежных районах совпала активизация вулканической деятельности. И поскольку накопление осадков, слагающих верхнюю и нижнюю соленосные толщи и межсолевые отложения, сопровождалось проявлением вулканизма, в бассейны поступали лавовые потоки и большое количество пирокластического и пеплового материала. Этот материал отлагался в бассейнах, образуя прослои вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. Вулканическая деятельность проявлялась в наземных условиях, с перерывами до конца девона.

Бассейн Припятского прогиба в позднелебедевское время, как предполагает В. П. Кириков, сообщался через Жлобинскую котловину с бассейном Московской синеклизы, из которого происходил постоянный приток морских вод. Что же касается связи между Припятским и Днепровско-Донецким бассейнами, то она была затрудненной, но могла периодически осуществляться через северную наиболее погруженную часть Брагинского выступа фундамента. Во всяком случае, в Днепров-

ско-Донецкой впадине соленосные отложения, вероятно, позднефаменского времени установлены на нескольких участках. Представлены они мощными толщами (до 1500 м) каменной соли с пачками аргиллитов и реже песчаников. Возможно, что формирование соленосных столжений происходило на отдельных, наиболее изолированных участках бассейна. На юго-востоке Днепровско-Донецкий бассейн сообщался проливом с соседними бассейнами Русской платформы.

Таким образом, существовавшие во франкий и фаменский века в Днепровско-Донецкой впадине и Припятском прогибе крупные бассейны галогенного осадконакопления не сохраняли постоянных конфигурации и размеров: менялись во времени условия их питания, характер осадконакопления и вещественный состав осадков. Тем не менее по своему типу они относятся к крупным заливам, которые в большинстве случаев обладали односторонней связью с морскими эпиконтинентальными бассейнами и получали в основном из них свое водное и солевое питание. Как отмечалось, весьма характерная особенность осадконакопления в этих бассейнах состояла в том, что оно неоднократно сопровождалось вулканической (эффузивной) деятельностью, то усиливавшейся, то, наоборот, затухавшей.

Проливы, или открытые части бассейнов, через которые осуществлялась их связь с другими бассейнами Русской платформы, располагались временами на западе и северо-западе, а временами на юго-востоке. В этой связи представляет интерес следующее обстоятельство. Как известно, высказывались предположения о наличии в Прикаспийской синеклизе девонских соленосных отложений (Шатский, 1946). Если это отвечает действительности, то при питании девонских солеродных бассейнов Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины с юго-востока был возможен подток в них вод повышенной солености из области Прикаспийской синеклизы.

**Пермская галогенная формация Днепровско-Донецкой впадины.** В Днепровско-Донецкой впадине солеродные бассейны существовали и развивались не только в позднем девоне, но и в ранней перми. До недавнего времени галогенные отложения нижней перми были известны только в северо-западной части Донбасса. В настоящее время установлено их широкое распространение и на территории Днепровско-Донецкой впадины. Протягиваясь к северо-западу от складчатого Донбасса в виде полосы сложного строения, галогенные отложения прослеживаются до района Чернигова. Таким образом, протяженность этой полосы достигает 560 км

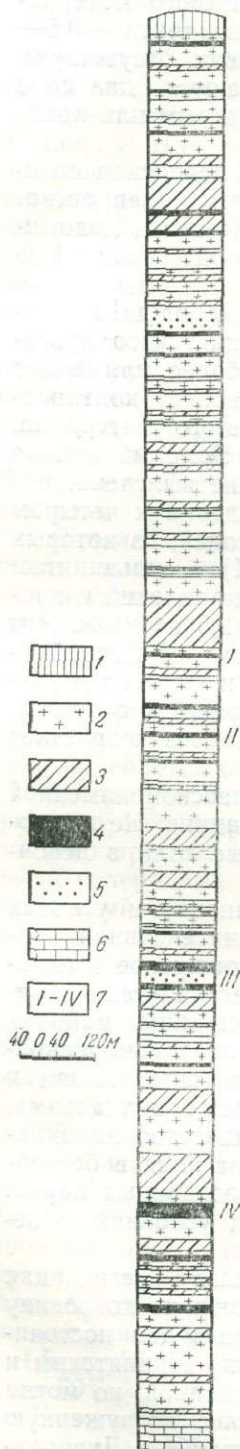


Рис. 52. Сводный стратиграфический разрез соленосной формации северо-западной части Припятского прогиба (по Ю. И. Лупинвичу, 1966 г.):

1 — покрывающие глинисто-мергельные породы; 2 — каменная соль; 3 — соленосные мергели; 4 — сylvинит; 5 — карналлитовая порода; 6 — подстилающие глинисто-карбонатные породы; 7 — пласты калийных солей Старобинского месторождения

при ширине от 20 до 85 км. Несколько большее пространство занимал весь раннепермский бассейн, во внутренних частях которого и сформировались галогенные отложения (рис. 54).

Нижнепермскую галогенную формацию Северо-Западного Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины Н. М. Страхов (1962) рассматривает как часть известняково-доломитовой формации, широко распространенной на востоке Русской платформы и формировавшейся во внутриконтинентальном соленом водоеме морского типа. Учитывая особенности морфологии соленого бассейна Днепровско-Донецкой впадины и литологию сформировавшихся в нем галогенных отложений, нам представляется более правильным считать, что эта формация образовалась в бассейне типа морского залива. Несколько засоленный морской водоем, располагавшийся на востоке и севере Русской платформы, служил источником водного и солевого питания для этого бассейна (залива).

По данным исследований последних лет, в нижнепермских отложениях рассматриваемого региона выделяются (снизу) картамышская, никитовская, славянская и краматорская свиты ассельско-сакмарского возраста. Процессы галогенеза начались уже в конце картамышского времени, когда сформировалась толща мощностью 120—180 м красноцветных и сероцветных песчаников и алевролитов с серией пачек и слоев известняков (0,5—5 м) и ангидрита (до 2—3 м). Эта верхняя часть разреза картамышской свиты, по мнению ряда исследователей (Корневский, Бобров и др., 1964; Бобров и Корневский, 1965), образовалась в условиях проникновения в седиментационный бассейн морских вод, быстро здесь осолонившихся (появление слоев ангидрита и в самом верху разреза на некоторых участках маломощных слоев каменной соли). Этот горизонт картамышской свиты является основным нижнепермской галогенной формации.

Картамышская свита сложена красноцветными аргиллитами, алевролитами и песчаниками местами с проявлением медного оруденения, маломощными прослоями известняков и доломитов, содержащих остатки водорослей, мшанок, брахио-

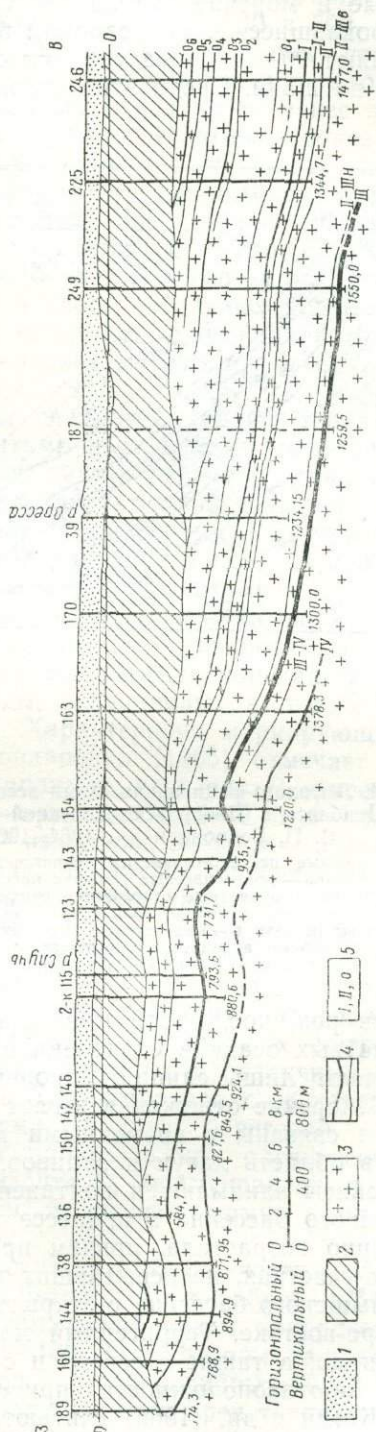


Рис. 53. Схематический разрез соленосной формации в северо-западной части Припятского прогиба (по И. И. Зеленову, 1966 г.); 1 — мезозойские и кайнозойские отложения; 2—4 — верхнедевонские (дакво-лебедянские) отложения; 2 — глинисто-мергельный горизонт, 3 — соленосный горизонт, 4 — пласти каменных солей; 5 — индекс пластов

под и других организмов, и пластами ангидрита в верхних горизонтах свиты.

О. В. Зарицкая (1965) выделяет в данной свите континентальные, лагунные и морские отложения. Лагунные терригенные отложения, формировавшиеся в мелководном бассейне с ненормальной соленостью, составляют 90—95% разреза свиты и распространены на всей исследованной площади. Среди этих отложений преобладают фации песчаных

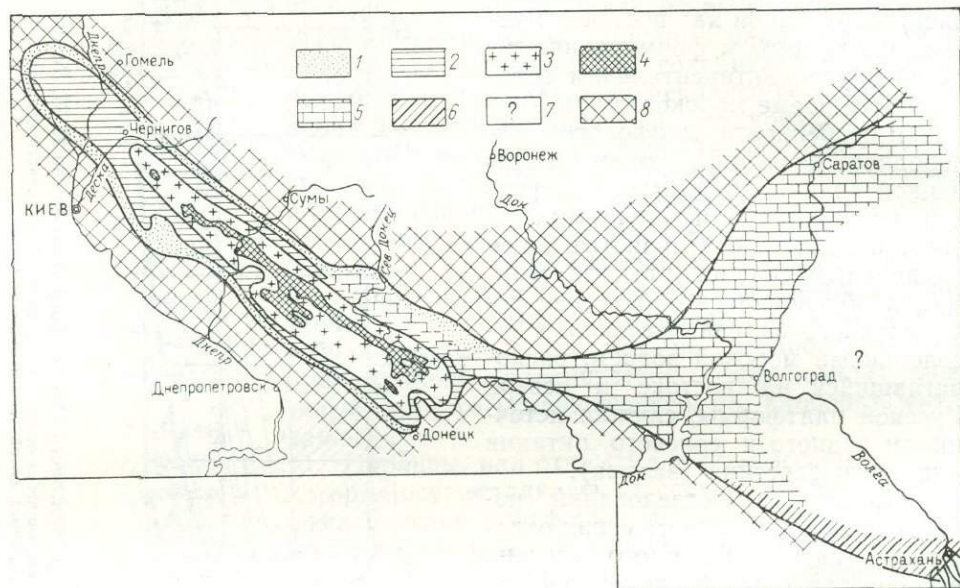


Рис. 54. Литолого-фациальная схема ассельско-сакмарских отложений Северо-Западного Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины (по данным С. М. Кореневского, В. П. Боброва и др., 1964, 1965 гг. и И. Ю. Лапкина, 1954 г.):

1 — прибрежные песчано-глинистые терригенные отложения на северо-западе; в Припятской части бассейна — красноцветные глины с прослоями алевролитов, доломита, глин и ангидрита; 2 — терригенно-карбонатные отложения периферических частей солеродного бассейна; 3 — соленосные отложения: каменная соль с пачками и слоями ангидрито-карбонатных и карбонатно-терригенных пород; 4 — калиеносные отложения краматорской свиты; 5 — известняки и доломиты с прослоями ангидрита, преимущественно в северо-восточной части; 6 — песчано-глинистые отложения; 7 — литология отложений не установлена; 8 — суша

выносов рек, кос, баров и заливного мелководья. Фации сульфатно-карбонатных осадков осолоненной лагуны — доломиты и ангидриты — составляют лишь единицы процента от общей мощности отложений свиты. Морские отложения имеют в ней также небольшое распространение и связаны с временными морскими трансгрессиями, проникавшими в область лагун и заливов. Очень незначительный объем в составе свиты занимают и континентальные отложения. Соленость картамышского бассейна в процессе постепенной аридизации климата закономерно возрастала, причем прежде всего на окраинных, полузамкнутых участках, не испытавших влияния притока пресных вод. Связь картамышского бассейна с открытым морем осуществлялась на востоке и северо-востоке. Терригенный материал в бассейн сносился с юга и юго-запада, а также с севера и с Воронежского массива.

В противоположность приведенным данным, Н. Ф. Брынза, В. Д. Коган и др. (1966) считают, что почти вся картамышская свита формировалась в континентальных условиях и лишь на востоке, в пределах Криволукско-Камышевахской синклинали, временами на непродолжительный срок устанавливались морские условия. Никитовскую, славянскую и краматорскую свиты указанные исследователи объеди-

няют в бахмутскую соленосную серию, которая, по их мнению, залегает на подстилающих породах трансгрессивно.

В особенно соленосной толще нижнепермской галогенной формации выделяются никитовская, славянская и краматорская свиты, мощности которых соответственно составляют 250—300, 600 и 500—600 м. Каждая из этих свит и соленосная толща в целом по своему строению характеризуют второй (соленосный) тип средней ступени галогенеза. Однако чередование соляных и несоляных пород здесь менее закончимо: мощности пачек и слоев этих пород колеблются в более широком диапазоне и вещественный состав их более разнообразен и менее выдержан, чем мощности и состав формации Припятского прогиба. Соленасыщенность разреза возрастает снизу вверх: в никитовской свите она составляет 12—25% (иногда снижается до следов), в славянской — 40—60% и в краматорской — 75—85%. В соответствии с этим мощности (но не количество) пачек и слоев несоляных пород уменьшаются, а мощности пачек и слоев каменной соли, наоборот, возрастают по разрезу снизу вверх от нескольких метров до 50—60 м и более (Бобров и Кореневский, 1965).

В составе несоляных пород всех свит преобладают терригенные компоненты, представленные аргиллитами и алевролитами с прослоями песчаников; широко распространены также доломиты, известняки и ангидриты. К пачкам несоляных пород или каменной соли приурочены маркирующие горизонты, обозначаемые индексами  $R$  (никитовская свита),  $S$  (славянская свита) и  $T$  (краматорская свита). В краматорской свите они сложены красноцветными алевролитами с прослоями ангидрита и каменной соли, а также ангидритом; в никитовской и славянской свитах — известняками и доломитами с прослоями аргиллитов и ангидрита. В карбонатных породах содержится морская фауна — фораминиферы, брахиоподы, остракоды, пелециподы, а также водоросли (Бобров и Кореневский, 1965). Характеризуя маркирующие горизонты никитовской свиты, С. П. Бондаренко (1965) отмечает большей частью их сложное строение. Например, горизонт  $R_1$  имеет разрез: 0,1—0,3 м — известняк, 1—2 м — аргиллит, 0,15—0,75 м — известняк; разрез горизонта  $R_3$ : 0,5—1,8 м — известняк, 3—10 м — алевролит, гипс, ангидрит, 2,5—3,5 м — известняк. В других случаях горизонт сложен только известняками или только аргиллитами.

Маркирующие карбонатные горизонты  $S_1$ — $S_4$  славянской свиты, как и никитовской свиты, по данным С. П. Бондаренко (1966), охарактеризованы обильной фауной (фораминиферы, криноиды, остракоды и др.) и сложены известняками с прослоями ангидрита, алевролита и аргиллита. Мощность горизонтов колеблется от немногих метров до 15 м и более. Карбонатные осадки накапливались в различных фациальных условиях. Известняки  $S_1'$ ,  $S_2$  и  $S_4$  формировались в неустойчивой обстановке полузамкнутого водоема, вблизи береговой линии, с резким преобладанием хемогенных процессов над органогенными. Время образования карбонатного горизонта  $S_3$  ознаменовалось распространением обширнейшей трансгрессии, достигшей самых западных пунктов Днепровско-Донецкой впадины.

Вещественный состав соленосных свит на разных участках их распространения характеризует табл. 18 (Левенштейн и Бобров, 1964).

К верхней половине разреза картамышской свиты приурочен калиеносный горизонт мощностью до 60—100 м, в котором на широкой площади прослеживается до 11 пластов и слоев калийных солей мощностью от долей метра до 5—5,5 м. Калийные соли представлены сильвинитом и карналлитом, встречаются проявления каинита, полигалита, лангбейнита.

Покрывается нижнепермская галогенная формация Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины красноцветными и пестроцветными,

Состав соленосных свит Северо-Западного Донбасса (%)

Породы	Свиты		
	Никитовская	Славянская	Краматорская
Каменная соль . . . . .	0—50	41—66	78,5—84
Ангидрит . . . . .	3—12	19—32	5—6,5
Аргиллиты и алевролиты . . . . .	35—80	2—22	4—11
Песчаники . . . . .	0—16	0—2	—
Доломиты и известняки . . . . .	5—7	4—10	—
Калийные соли . . . . .	—	—	0,2—6
Общая мощность свиты (м) . . . . .	100—230	400—510	300—475

преимущественно континентальными отложениями верхней перми (дроновская свита), представленными глинами, аргиллитами, алевролитами и песчаниками с прослоями конгломератов. На верхней — краматорской — свите галогенной формации красноцветы залегают с угловым несогласием и размывом.

Таким образом, образование раннепермской галогенной формации происходило в довольно сложных условиях: соленость вод бассейна испытывала колебания и на ряде этапов значительно понижалась вследствие усиления притоков вод с прилегавшей к нему суши или ингрессии вод более открытого моря.

Засоление раннепермского бассейна, охватившее в конце картамышского и в никитовское время северную и центральную части Бахмутской котловины и юго-восток Днепровско-Донецкой впадины, в славянское время распространилось на всю его площадь. В начале славянского времени режим солеродного бассейна был неустойчивым. В последующее время бассейн перешел в стадию солеродного и на огромной его площади стали накапливаться мощные толщи каменной соли (Бобров и Кореневский, 1965).

Раннепермский солеродный бассейн Северо-Западного Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины с юго-запада и северо-востока ограничивался поднятиями Украинского массива и Воронежской антеклизы и окружавшей их суши. На северо-западе бассейн замыкался в районе Чернигова, а на юго-востоке он, по-видимому, распространялся за пределы современной границы, фиксируемой складчатыми сооружениями Большого Донбасса.

В целом раннепермский бассейн представляется длинным рукавообразным крупным морским заливом, в основном питавшимся с юго-востока. Здесь он соединялся по северной окраине Донбасса более или менее широким проливом с питавшими его бассейнами Прикаспийской впадины и Западного Предуралья (см. рис. 54).

Характер бассейна Прикаспийской синеклизы в ассельское и сакмарское время еще не установлен. Возможно, что соленость воды его была выше нормальной морской. В этом случае в солеродный раннепермский бассейн Большого Донбасса могли поступать воды повышенной минерализации.

**Галогенная формация Рейнского грабена.** К виррилскому типу Н. М. Страхов (1962<sub>1</sub>) относит солеродный бассейн Рейнского грабена. Здесь известны галогенные отложения трех возрастов. С глинисто-мергелистыми гипсоносными отложениями среднего раковинного известняка (триас) связаны маломощные залежи каменной соли в районе Базеля (рис. 55). К мергелисто-ангидритовым отложениям нижнего миоцена приурочена соленосная толща в районе Вормса. Собственно

соленосные отложения здесь имеют мощность 175 м, но на долю каменной соли приходится только 12 м (7%) мощности. Остальное слагают слоистые мергели с ангидритом. В почве и кровле соленосной толщи располагаются ангидритовые зоны мощностью соответственно 65 и 60 м (Wagner, 1955). Значительно большие мощность и площадь распространения имеют соленосные отложения позднеэоценового — раннеолигоценового возраста, распространенные в южной части грабена на протяжении 175—200 км при ширине площади от 10 до 25—30 км. Общая мощность соленосных отложений вместе с переслаивающимися их толщами пород, не содержащих солей, достигает 1500 м и более. Условия формирования отложений испытывали изменения как во времени, так и в пространстве. Особый интерес представляет наблюдающееся чередование в разрезе морских (соленосных) и пресноводных отложений.

По данным В. Вагнера (Wagner, 1955), образование Рейнского грабена и накопление осадочных пород на его площади началось в пресноводных озерах в среднем эоцене, когда отложился толща битуминозных горячих сланцев и пресноводных известняков общей мощностью до 300 м. В самом начале позднего эоцена при этих же условиях осадконакопления образовалась толща озерных зеленоватых мергелей мощностью до 128 м.

Поступавшие в грабен в следующий этап позднего эоцена морские воды быстро достигали высокой концентрации или, как полагают А. Баар и Р. Кюн (Baar, Kühn, 1962), уже ранее имели повышенную минерализацию. В течение этого этапа бассейн перешел в стадию солеродного и в нем отложилась соленосная толща мощностью до 400 м, представленная серо-зелеными известковистыми мергелями и доломитами с пачками и слоями каменной соли. Общее содержание последней составляет

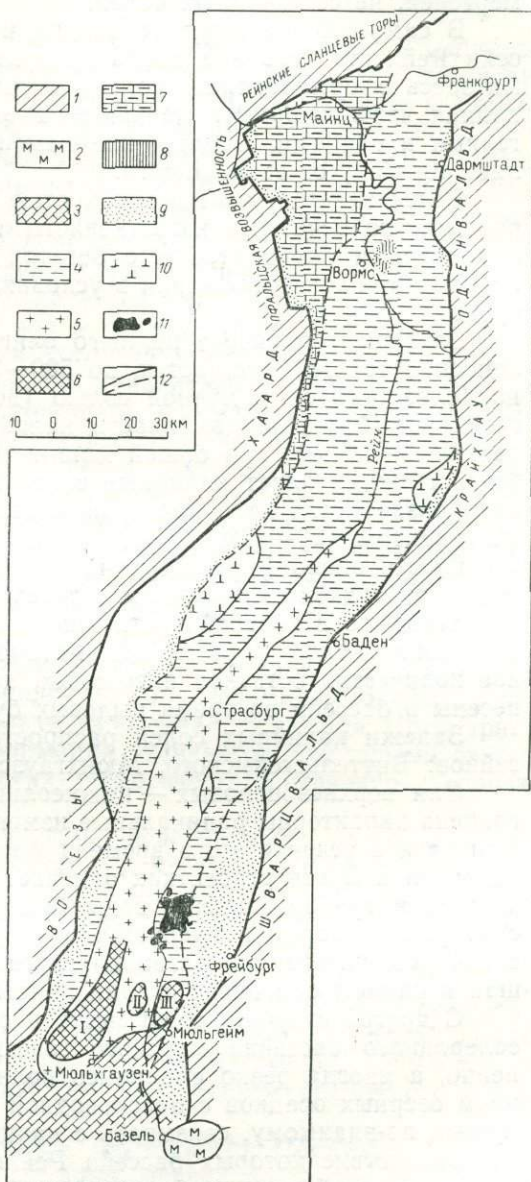


Рис. 55. Литолого-фациальная схема третичных отложений Рейнского грабена (по Wagner, 1955):

1 — до третичные отложения; 2 — соленосные отложения в среднем раковинном известняке; 3 — известняковая фация верхнего эоцена; 4 — известняково-доломито-мергельная соленосная фация верхнего эоцена; 5 — соленосные отложения верхнего эоцена — нижнего олигоцена; 6 — калиеносные отложения нижнего олигоцена; 7 — Виттельсгеймский бассейн, II — Мюнхгаузенский бассейн, III — Бюггингенский бассейн; 8 — известняково-мергельные отложения среднего олигоцена — нижнего миоцена; 9 — соленосные отложения нижнего миоцена; 10 — краевые грубозернистые предгорные фации — алевролиты, песчаники, конгломераты; 11 — проявления нефти; 12 — вулканические породы горы Кайзерштуле; 12 — главные разломы

до 74% от мощности нижней части толщи (250 м) и только 11,5% от верхней ее части (150 м).

Постепенное опреснение бассейна, судя по этим данным, завершилось отложением толщи мощностью до 150 м озерных пресноводных мергелей, не содержащих солей.

В самом конце позднего эоцена и начале раннего олигоцена бассейн Рейнского грабена вновь превратился в солеродный. В это время здесь сформировалась толща мощностью до 350—370 м, представленная чередующимися пачками каменной соли, битуминозными мергелями и глинами. Содержание каменной соли в этой толще составляет 40—46% от ее мощности.

Выше залегает толща мощностью около 90 м, сложенная битуминозными полосчатыми известковистыми и доломитовыми мергелями с прослоями ангидритов и с богатой фауной, свидетельствующей об образовании этих отложений в условиях солоноватоводной или морской среды.

Завершается разрез нижнего олигоцена третьей, или верхней, соленосной толщей мощностью до 500—510 м, к нижней части которой, наиболее богатой каменной солью (до 65%), приурочены в Виттельсгеймском бассейне два пласта калийных солей (нижний 3—5,5 м и верхний — 1,5 м), при общей мощности калиеносного горизонта около 25 м. Нижний пласт калийных солей прослоями мергелей и каменной соли разделяется на 5 пачек, из которых нижние 4 сложены богатым сильвинитом (23—32% KCl), а верхняя — карналлитовой породой (мощность около 1 м). Верхний пласт, залегающий на 20 м выше нижнего, сложен сильвинитом с содержанием 30—40% KCl. Интересно отметить, что в верхней части нижнего калийного пласта прослеживается тонкий слой (0,15 м) доломитового мергеля, содержащий огромное количество остатков насекомых, которые, как полагают, были занесены в бассейн во время пылевых бурь.

Залежи калийных солей распространены на площади трех бассейнов: Виттельсгеймского, Мюнхгаузского и Бюггингенского.

Для верхнеэоценовых — нижнеолигоценовых отложений Рейнского грабена характерны радикальные изменения условий осадконакопления. Три раза в течение этого времени формировались мощные соленосные отложения. В эти этапы, как отмечает Н. М. Страхов (1962), «проникавшие в грабен морские воды быстро утрачивали свободную связь с открытым морем и превращались в пересоленный морской залив, в котором интенсивно развивалась галогенная седиментация», достигшая в раннем олигоцене стадии кристаллизации калийных солей.

С другой стороны, имел место и обратный процесс, когда условия солеродного бассейна морского генезиса иногда относительно постепенно, а иногда резко сменялись полным его опреснением и накоплением озерных осадков с пресноводной фауной. Эти необычные условия нужно, по-видимому, связывать с какими-то тектоническими движениями, вследствие которых бассейн Рейнского грабена то получал более или менее свободное сообщение с питавшим его морским водоемом, то на длительное время терял с ним связь. В эти периоды, разумеется, устанавливалась континентальная обстановка накопления осадков. При этом, несомненно, менялись и климатические условия. Только в условиях увлажнения климата и резкого усиления эрозионных процессов могли образовываться массы обломочного материала, сносившиеся с прилегающей суши в пресноводные озерные бассейны Рейнского грабена. Одновременно происходило поднятие прилегающих горных возвышенностей (Вогезы, Шварцвальд и др.). Высокое содержание терригенного материала является характерной особенностью галогенных формаций Рейнского грабена. Максимальное содержание каменной соли в соленосных отложениях не превышает 65—75%; в других горизон-

тах оно снижается до 35—45 и даже до 11,5%. Из общей мощности верхнеэоценовых — нижнеолигоценых отложений 1580 м на долю каменной соли приходится 560 м, или 35%. Все это позволяет относить галогенную формацию Рейнского грабена к третьему — терригенно-соленосному типу.

В целом же соленосные отложения, в том числе залежи калийных солей, Рейнского грабена, несомненно, являются продуктом испарения морской воды, поступавшей в бассейн между Шверцвальдом и Вогезами. Исследованиями А. Бара и Р. Кюна (Baag and Kühn, 1962) установлено, что в соленосной толще широко распространены пирамидальные воронкообразные кристаллы галита, которые являются продуктом кристаллизации соли на поверхности рассола. На морское происхождение солей указывают также содержание и характер распределения в солях брома. В нижней и средней частях нижней залежи калийных солей до настоящего времени сохраняется первичный сильвин. Во время перерывов в притоке морских вод в солеродный бассейн происходили процессы десцендентного и синседиментационного выщелачивания солей, а при значительном повышении концентрации рапы в верхней части нижнего пласта в Виттельсгеймском бассейне и в верхнем пласте в Бюггингенском бассейне кристаллизовался карналлит.

Связь бассейна (залива) Рейнского грабена с открытым морем осуществлялась либо на севере (с Северным морем), либо на юге (со Средиземным морем). Этот вопрос еще неясен. Однако, судя по расположению площади распространения палеогеновых соленосных и калиеносных отложений, эта связь скорее всего осуществлялась на севере. Галогенное осадконакопление происходило на площади, наиболее удаленной от стока морских вод (Страхов, 1962<sub>1</sub>).

**Галогенная формация Предкарпатского прогиба.** Другим примером галогенной формации виррилского типа, формировавшейся в морском заливе, является миоценовая галогенная формация Предкарпатского краевого прогиба. Эта формация отличается некоторыми своеобразными особенностями литологии, геологического строения и условий формирования.

Предкарпатский краевой прогиб, переходящий на юго-востоке в Валахскую впадину, представляет структуру сложного синклинория, ограниченную складчатыми сооружениями Восточных и Южных Карпат, Русской платформой на северо-востоке и пологоскладчатым Северо-Болгарским поднятием на юге. Начало формирования внутренней зоны прогиба относится к позднему олигоцену (поляницкое время); завершилось его формирование в конце миоцена (в середине сармата). За этот период Предкарпатский прогиб был выполнен разнофациальными толщами преимущественно неогеновых отложений мощностью до 3,5—4 тыс. м. Среди них главнейшую роль играют галогенные и терригенные породы.

В краевом прогибе Восточного (советского) Предкарпатья устанавливаются три галогенные формации, первая из которых связана с воротыщенской серией аквитан-бурдигальского и в нижних горизонтах, может быть, позднеолигоценного возраста; вторая — со стебникской свитой гельветского возраста и третья — с тирасским (подольским) горизонтом тортонского возраста. Первая и вторая галогенные формации прослеживаются также в Юго-Восточном и Южном (румынском) Предкарпатья, претерпевая при этом довольно существенные фациальные изменения, а верхняя — тортонская — известна, кроме того, в польском Предкарпатья.

Отложения воротыщенской серии, полностью охватывающие соответствующую галогенную формацию, и эквивалентные отложения, к которым относится, в частности, так называемая нижняя соленосная толща румынского Предкарпатья, прослеживаются на протяжении не менее 1000 км при ширине полосы их распространения от 25—30 км.

в Восточном Предкарпатье до 65—70 км на некоторых площадях румынского Предкарпатья.

Воротыщенская галогенная формация представляет характерный пример терригенно-соленосного типа отложений. На рис. 56 можно видеть сложность и изменчивость литолого-стратиграфического строения этой формации. Все разновидности пород проявляются в виде пластово-линзообразных и линзообразных тел, чередующихся в разрезе и фациально сменяющих друг друга по простиранию. Поэтому характеристика литолого-стратиграфических разрезов отложений, меняющихся от района к району, возможна для определенных сечений, не всегда хорошо увязываемых между собой (Иванов и Левицкий, 1960; Корневский, Донченко, 1963; Донченко, 1964).

В сложении воротыщенской галогенной формации К. Б. Донченко (1964) выделяет шесть подсвит: нижневоротыщенские глинистую и соленосную; средневоротыщенскую соленосную; верхневоротыщенские соленосную (нижнюю), терригенную и соленосную (верхнюю). Терригенные подсвиты сложены в разной степени загипсованными и засоленными глинами, аргиллитами, алевролитами, песчаниками, гравелитами и конгломератами. В терригенных подсвитах прослеживаются многочисленные прослои и линзы соленосных брекчий и каменной соли. Соленосные подсвиты представлены брекчиями аргиллитов и песчаников, сцементированных галитом, среди которых располагаются пластовые, пластово-линзообразные и линзообразные залежи каменной соли и калийных солей, а также засоленных глин и песчаников. Общая мощность формации достигает 2500 м.

Все эти разности пород, не говоря уже о собственно терригенных, содержат карбонатно-глинистый, алевритовый и песчаный материал, количество которого в разных типах пород колеблется в широких пределах. Соленосные песчано-алеврито-аргиллитовые брекчии содержат до 50—60% терригенного материала, в глинистой каменной соли его до 20—25% и лишь в тонких прослоях каменная соль иногда сложена на 90—95% галитом. В калийных слоях содержание глинистого материала колеблется от нескольких процентов до 25—30% и более; наиболее значительно оно в силвините и карналлитовой породе, наименьшее — в каинито-лангбейнитовой и лангбейнитовой породах (от 10—12 до 3—4%).

В составе соленосных иловато-глинистых и глинистых пород имеются как терригенные минералы (кварц, полевые шпаты, слюды, глауконит, гидрослюда, рудные минералы и др.), так и аутигенные минералы (доломит, магнезит, ангидрит, полигалит и др.) (Яржемская, 1954).

Для воротыщенской галогенной формации весьма характерно исключительно широкое и мощное распространение брекчированных соленосных песчано-алеврито-глинистых пород, слагающих толщи в десятки и сотни метров мощностью. Такие породы представляют в основном внутриформационные тектонические брекчии, образовывавшиеся за счет комплексов осадочных пород. Ранее эти комплексы были сложены слоями и пачками каменной соли, песчаников глин, алевролитов и других пород, чередовавшихся в разрезе в различных соотношениях.

Проявления калийных солей в виде гнезд и прослоев полигалита обнаруживаются уже в верхних горизонтах нижневоротыщенской свиты, содержащей также залежи каменной соли мощностью от 20 до 300 м (Добромиль, Болехов, Долина и др.). В средневоротыщенской свите в районе Трускавца выявлены залежи калийных солей пластово-линзообразного характера (рис. 57). Но наиболее мощные и значительные залежи калийных солей связаны с верхневоротыщенской свитой. Установленные на разных стратиграфических уровнях этой свиты калийные соли слагают пластовые, пластово-линзообразные и линзооб-

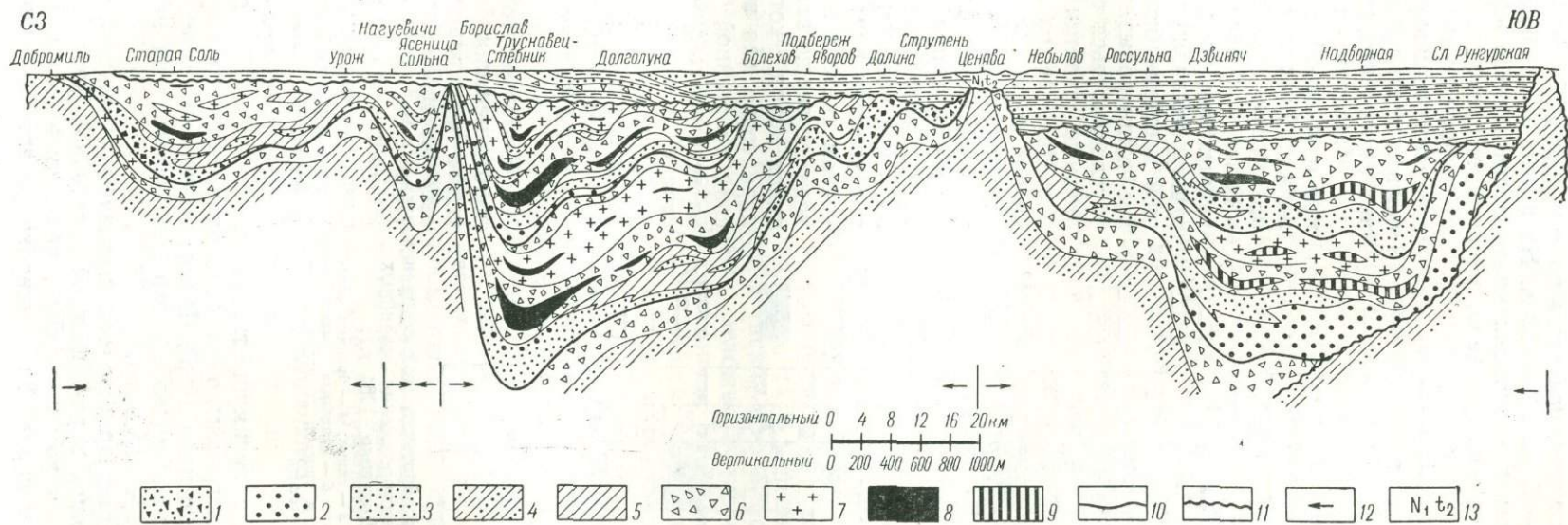


Рис. 56. Продольный фациально-литологический разрез отложений воротыщенской серии (по К. Б. Донченко, 1964 г.):

1 — брекчии, сложенные преимущественно карпатскими породами; 2 — гравелиты и конгломераты, сложенные преимущественно или в значительной части породами палеозоя; 3 — песчаники; 4 — чередующиеся глины и песчаники; 5 — глины; 6 — соленосные брекчии; 7 — каменная соль; 8 — залежи калийных солей; 9 — залежи калийных солей предполагаемые; 10 — границы между свитами; 11 — границы угловых несогласий; 12 — направления сноса; 13 — верхнеторгонские отложения

разные залежи, прослеживающиеся на протяжении от 2—3 до 7—12 км при мощности от 20—30 до 100—150 м. На площади Стебниковского месторождения мощность калиеносных пачек достигает 180—240 м. Наряду с хлористыми солями (сильвин, карналлит) широким и нередко

преимущественным распространением пользуются сульфатные соли (каинит, шенит, лангбейнит, полигалит).

Пластово-линзообразные и линзообразные залежи калийных солей и каменной соли формировались в более или менее изолированных водоемах, временно отшнуровавшихся на общей площади бассейна. Такое отшнуровывание могло обуславливаться тем, что отдельные участки площади бассейна выходили из-под уровня воды, образуя острова, полуострова, косы и другие положительные элементы; позднее при опускании эти элементы вновь скрывались под уровнем воды. Такие явления привели в конечном счете к линзообразному строению залежей всех типов пород, которые так характерно для воротыщенской галогенной формации на всей площади ее распространения и в пределах всего разреза. Такое строение имеет вся соленосная толща и, в частности, приуроченные к ней залежи калийных солей.

На юго-востоке верхне-воротыщенская соленосная серия фациально замещается одновозрастными сней (Корнеева, 1966) слободскими конгломератами и добро-товскими слоями, представляющими прибрежно-континентальные образования, а верхние пачки тирасской

формации, сложенные преимущественно карбонатными породами, местами залегают трансгрессивно на породах различного возраста (силура, девона, верхнего мела и др.). В нормальной же последовательности тирасский гипсо-ангидритовый горизонт залегает на песчано-мергелистых породах угерской свиты.

В румынском Предкарпатье так называемая нижняя соленосная толща, соответствующая воротыщенской галогенной формации, сложена мощными толщами каменной соли, чередующимися с толщами и пачками терригенных пород. Здесь широко развиты солянокупольные

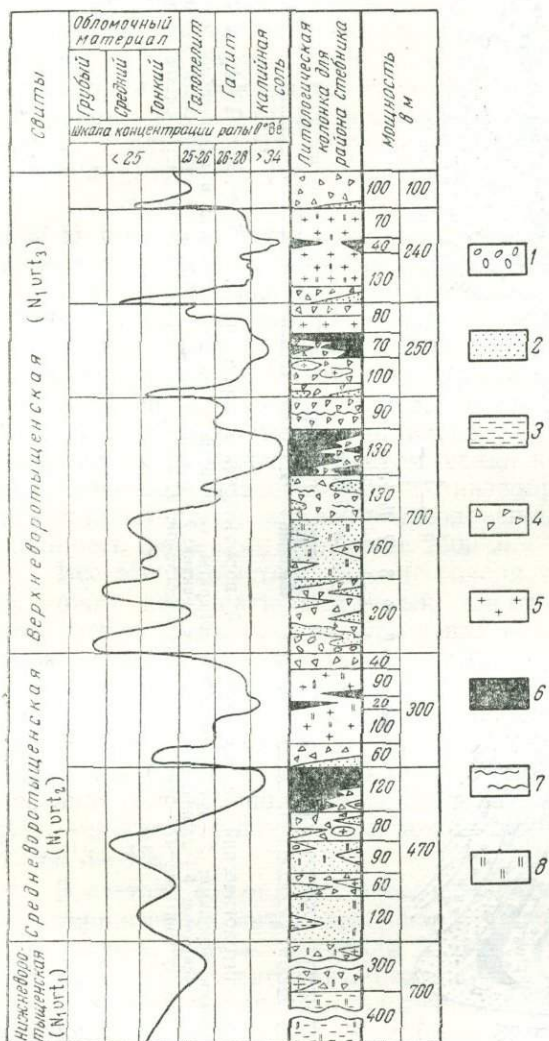


Рис. 57. Сводный разрез воротыщенской серии в районе Стебниковского месторождения калийных солей (по К. Б. Донченко, 1964 г.):

1 — гравелист; 2 — песчаник; 3 — глина; 4 — брекчия соленосная; 5 — каменная соль; 6 — калийные соли; 7 — вкрапления калийных солей и прослои полигалита; 8 — карбонатность

структуры, что затрудняет выяснение нормального стратиграфического разреза. Калийные соли встречаются довольно широко в виде минералогических проявлений, а также в более значительных концентрациях (Тыргу-Окна, Тазлеу).

Таким образом, условия образования воротыщенской галогенной формации отличались неустойчивостью во времени и в пространстве. Стадии значительного и весьма значительного засоления бассейна, фиксируемые залежами каменной соли и калийных солей, неоднократно сменялись значительным понижением солености воды бассейна, когда происходило накопление преимущественно различного по составу терригенных осадков. Характерно, что поступление терригенного материала в бассейн не прекращалось и при кристаллизации солей. Эти условия сменяли друг друга, перемещаясь на площади бассейна, вследствие чего одному и тому же времени в разных частях развития формации соответствуют разные литолого-фациальные комплексы.

Высокая насыщенность воротыщенской галогенной формации и всех типов соляных пород терригенным материалом, значительная литолого-фациальная изменчивость профиля отложений и пластово-линзообразный характер их залегания — все это сближает воротыщенскую формацию с континентальными галогенными формациями межгорных впадин. В этой связи следует заметить, что в пользу континентального генезиса галогенных отложений Предкарпатья высказывался ряд исследователей. Однако основные геологические факты говорят против этой точки зрения и сейчас она уже никем не разделяется.

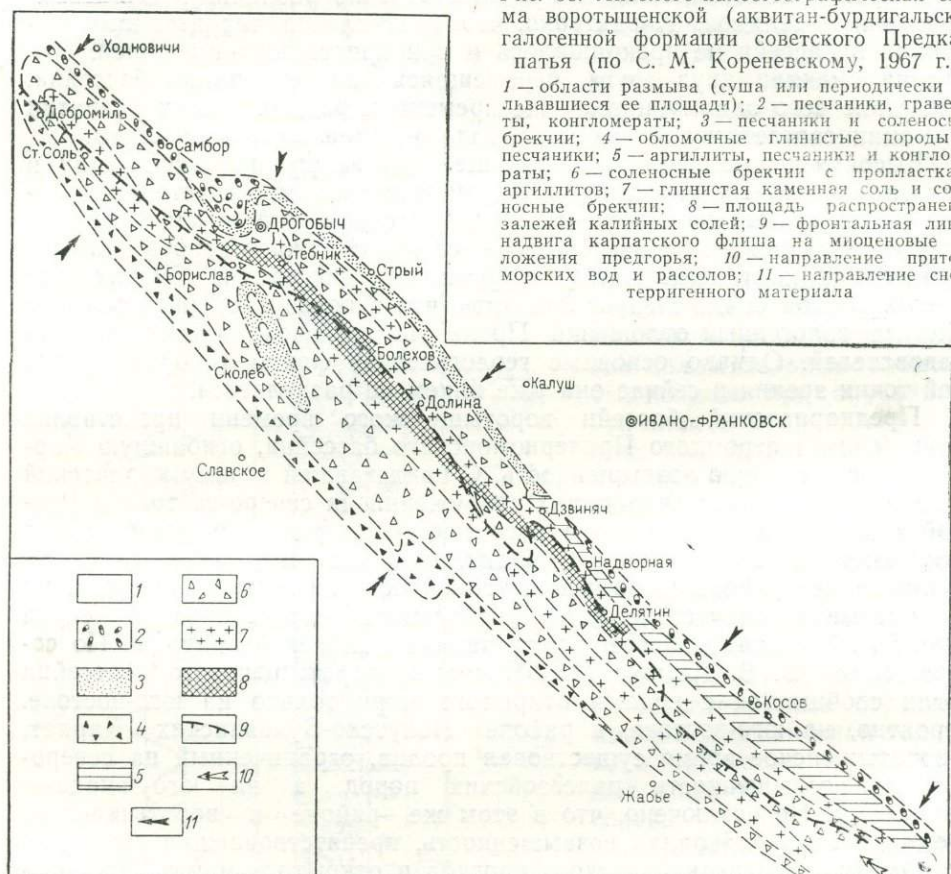
Предкарпатский бассейн воротыщенского времени представлял ветвь (залив) огромного Причерноморского бассейна, огибавшую Карпатскую складчатую возвышенность. С прилегавшей к нему карпатской суши и палеозойских складчатых сооружений на северо-востоке и Русской платформой на востоке в него поступали массы разнообразного обломочного материала то в больших, то в меньших количествах. Северо-западнее района Перемышля также, по-видимому, была суша, на что указывает отсутствие здесь отложений воротыщенской серии (рис. 58). Замыкался бассейн и на западе Валахской впадины. По соображениям В. В. Глушко (1956), «воды воротыщенского бассейна могли сообщаться с водами открытого моря только на юго-востоке. Вероятно, на юго-востоке, в районе Покутско-Буковинских Карпат, в воротыщенское время существовал пролив, ограниченный на северо-востоке возвышенность палеозойских пород, а на юго-западе — Карпатами. Не исключено, что в этом же районе в воротыщенское время имелась подводная возвышенность, препятствовавшая свободному обмену вод Предкарпатского прогиба и открытого моря». Расположение указанного пролива в настоящее время, возможно, фиксируется областью распространения маломощных толщ прибрежных песков и галечников (рис. 59). Если это так, то питавший пролив располагался не строго в вершине залива, а был от нее несколько смещен. Поэтому намечаются две ветви залива: южная — румынского Предкарпатья и северная — советского Предкарпатья.

**Соленосные формации Узун-су и кушканатауская.** Среди соленосных формаций морских заливов эти формации занимают несколько обособленное положение. Они образовались в заливообразных солеродных бассейнах акчагыльского моря и близки между собой как по минеральному составу солей, представленных главным образом сульфатами натрия, так и по геологическому строению.

Формация Узун-су приурочена к Узекдагской синклинали, находящейся между хребтом Кюрен-Даг на севере и возвышенностью Ильялы — на юге. Акчагыльские отложения, выполняющие центральную часть синклинали, располагаются несогласно с наличием в основании пачки базальных конгломератов мощностью около 8,5 м на мор-

ских палеогеновых пестроцветных глинах, в верхней части сильно за-  
гипсованных. Пластово-линзообразная залежь солей подстилается тол-  
щей мощностью до 77,5 м зеленовато-серых песчанистых глин с остат-  
ками морской фауны и покрывается толщей континентальных розовых  
песчаников и песчанистых глин мощностью до 100 м.

Разведанная площадь месторождения Узун-су составляет 8 км<sup>2</sup>;  
общая площадь распространения соленосных отложений не установле-  
на.



Минеральный состав и мощность (от 1,5 до 7 м) соленосной толщи очень непостоянны (Воронова, 1954).

В кровле и почве соляной залежи выделяется глинисто-глауберитовая порода массивная мелко- и среднезернистой структуры или слабо сцементированная. Примеси в породе представлены ангидритом, гипсом, карбонатами, галитом и алевритовым материалом.

Наибольшее распространение в залежи имеет каменная соль массивная или слоистая, светло-серого и белого цвета. В виде прослоев и небольших линз, а также примеси в каменной соли отмечаются глауберит, тенардит, астраханит, гипс, ангидрит, кизерит, эпсомит, глазерит, сильвин и другие минералы. Содержание в соли хлористого натрия от 72 до 98,7%.

Тенардит проявляется в каменной соли в виде линз и прослоев мощностью 3—50 см. Примеси в тенардите представлены галитом, глауберитом, астраханитом и глинистым материалом. Содержание сульфата натрия в пробах от 60 до 99,8%.

Астраханит образует в каменной соли линзы и прерывистые прослои мощностью до 50—60 см. Примеси представлены галитом, тенардитом, глауберитом и глинистым материалом.

Мирабилит встречается в виде линз и прослоев преимущественно в верхней части соляной залежи. В этой же части отмечаются проявления каинита в виде прослоев мощностью до 4—15 см, а также отдельные зерна и скопления глазерита, сильвина, кизерита, шенита. Полигалит, а также эпсомит образуют в каменной соли тонкие прослои.

Отмеченный сложный вещественный состав соляной залежи, меняющиеся взаимоотношения между минералами, явления переходов и замещений — все это свидетельствует о колебании первичных физико-химических условий кристаллизации солей и о широком проявлении процессов их перекристаллизации и изменения минерального состава в стадии диагенеза, катагенеза и гипергенеза.

Кушканатауская соленосная формация распространена на правобережье Амударьи, в 80 км к северу от г. Нукуса. Поисковые и разведочные работы экспедиции Главгеологии Узб.ССР в 1962—1965 гг. (Е. П. Каратыгин, С. П. Давидзон, В. С. Щеглов) позволили охарактеризовать геологические условия формации.

Акчагыльские отложения, с которыми связана залежь солей, располагаются несогласно на размытой поверхности палеогеновых отложений (олигоцен — верхний эоцен), представленных белыми и красными мергелями и зеленовато-серыми глинами. Вскрытая скважинами мощность палеогеновых отложений 68 м, их общая мощность по району 300—350 м.

В основании акчагыльских отложений прослеживается пачка слабо сцементированных песчаников с остатками микрофауны мощностью от 2,3 до 31,5 м.

Залегающая выше толща солей, слагающая средний горизонт соленосной формации, подстилается и покрывается соленосными глинами, пачки которых имеют мощности соответственно от 1 до 8—10 м и от 1,5 до 10—12 м. Соляные минералы, содержание которых в глинах достигает 40%, представлены галитом, астраханитом, мирабилитом, тенардитом, глауберитом, гипсом, полигалитом, люнебургитом. Мощность соляной залежи от 0,6 до 16,2 м.

Соленосная формация покрывается слабо сцементированными песчаниками и песчанистыми алевролитами апшеронского возраста общей мощностью от 3 до 40 м.

Залегающие выше четвертичные отложения представлены глинами, песками и алевролитами общей мощностью от 28,6 до 67,2 м.

Соляная залежь линзообразной формы в плане очерчивается в виде эллипса, вытянутого в широтном направлении. Площадь залежи около 67 км<sup>2</sup>; ее кровля располагается на глубине 85—110 м. В залежи

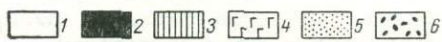


Рис. 59. Литолого-фациальная схема чижнего миоцена Карпато-Балканской области (по М. В. Муратову, 1949 г.): 1 — области размыва (суша); 2 — наиболее возвышенные области размыва (горы); 3 — пресноводные аллювиальные, озерные отложения и угленосные свиты; 4 — галогенные отложения; 5 — маломощные прибрежные пески и галечники; 6 — мощные конгломерато-песчаниковые толщи

выделяются три зоны распространения солей, различные по минеральному составу.

В южной части месторождения на площади длиной 8—10 км и шириной 1,3—2,5 км распространена мирабилитовая зона следующего средневзвешенного состава (в %): мирабилит — 44,3; астраханит — 27,5; тенардит — 13,9; галит — 1,6; глинистый материал — 13.

В центральной части месторождения на площади длиной 7—8 км и шириной 1,8—2,5 км распространена астраханитовая зона мощностью 3,6—14,0 м. Средневзвешенный состав слагающих ее пород (в %): астраханит — 71,2; галит — 7,5; тенардит — 5,8; мирабилит — 1,2; глинистый материал — 14.

В северной части месторождения на площади длиной 6—7 км и шириной 2—3 км распространена галито-астраханитовая зона мощностью 8—15,6 м. Средневзвешенный состав ее пород (в %): астраханит — 47,5; галит — 34,5; тенардит — 2,5; мирабилит — 0,5; глинистый материал — 15.

В качестве примесей в породах этих зон содержатся эпсомит, гипс, ангидрит, гексагидрит, глауберит, полигалит, карбонаты.

Выделяются также слои и пласты почти чистой каменной соли мощностью от 0,3 до 3,5 м и протяжением до 7 км.

Широкое распространение в кушканатауской соленосной формации астраханита, слагающего значительного размера залежи, представляет большой генетический интерес. В таких крупных массах астраханит в ископаемых соленосных формациях ранее не был известен. Накопление акчагыльских отложений в закаспийских районах связано с опусканием значительной территории и проникновением далеко в глубь страны акчагыльского моря. В период наибольшего развития трансгрессии морской бассейн распространялся в Закаспии до берегов Аральского моря и протягивался узким заливом вдоль Копет-Дага и Кюрен-Дага. В окраинных частях моря возникали и более или менее длительно развивались мелководные солеродные бассейны типа заливов и лагун, в которых кристаллизация солей сопровождалась довольно значительным приносом терригенного материала.

Преобладание в соляных залежах сульфатов натрия свидетельствует о том, что солеродные бассейны питались водами, обогащенными ионом  $SO_4^{--}$ . Возможно, что состав морской воды был близок к современному составу Каспийского моря, а условия накопления солей в солеродных бассейнах были близки к одной из стадий кристаллизации солей в заливе Кара-Богаз-Гол. На это указывает сравнение минерального состава соляной залежи Узун-су с составом современных и более древних соляных накоплений в заливе Кара-Богаз-Гол (Вахрамеева, 1956).

Наличие в рассмотренных соленосных формациях калийных минералов, хотя и в небольших проявлениях, свидетельствует о том, что при определенных ландшафтно-геологических условиях возможна высокая степень концентрации солей в рапе и выпадение «океанических» солей в водоемах полуконтинентального типа, к которым относятся рассмотренные солеродные бассейны, а также залив Кара-Богаз-Гол.

### **Галогенные формации краевых частей открытых эпиконтинентальных морей**

Бассейны, в которых происходило образование галогенных формаций этого типа, имели, по Н. М. Страхову (1962), вид крупных заливообразных врезов открытого моря в континент. По площади распространения и по мощности галогенных отложений эти формации нередко значительно превосходят формации, образовавшиеся в заливах, но как и последние, обладают сложным строением разреза и фаций. Раз-

вите галогенного процесса в этих формациях обычно завершалось стадией кристаллизации галита и нередко легкорастворимых калийных солей, но иногда останавливалось лишь на выпадении солей сульфата кальция (гипс, ангидрит) в ассоциации с карбонатными отложениями. В стратиграфической шкале галогенные формации этого типа связаны с кембрием, девоном, пермью, триасом и юрой. Количество их несколько меньше, чем формаций, образовавшихся в морских заливах.

**Кембрийская галогенная формация Сибирской платформы.** Примером галогенных формаций краевых частей открытых эпиконтинентальных морей может служить кембрийская формация южной части Сибирской платформы. Широкие поисковые и разведочные буровые работы и детальные геологические исследования последних лет позволяют внести уточнения в стратиграфию кембрийских отложений и в значительной степени по-новому осветить время, условия и историю соленакопления на этой обширной территории Сибирской платформы.

Установлено (Жарков и Хоментовский, 1965), что начало галогенного осадконакопления на юге Сибирской платформы не приурочено к строго определенному стратиграфическому уровню, за который ранее принималась подошва усольской свиты. На юго-западе, в Присяянье и Канско-Тасеевском районе формирование соленосных отложений началось еще в раннем кембрии — в конце венда; здесь отложения каменной соли связаны со средней и верхней частями иркутского горизонта (в средней и верхней подсвитях мотской свиты). Это выяснено с помощью Нижнеудинской и Тулунской опорных скважин. В центральных и восточных районах соленакопление началось позднее. Так, на южной окраине Иркутского амфитеатра пласты каменной соли отмечаются в самых верхах иркутского горизонта, вблизи кровли мотской свиты, а во внутренних районах почти повсеместно соленакопление началось в усольское время.

В целом кембрийская галогенная формация Сибирской платформы обнимает весьма широкий диапазон стратиграфической шкалы — от верхов мотской свиты (иркутского горизонта) до верхоленского горизонта верхнего (среднего?) кембрия включительно (рис. 60). Расцвет соленакопления начался в усольское время, но довольно значительное и региональное накопление сульфатов кальция (гипса, ангидрита), а также местами солепроявления отмечаются в верхнем комплексе (40—50 м) верхней подсвиты мотской свиты. Поэтому данный уровень можно рассматривать как основание галогенной формации. Сложен этот комплекс преимущественно доломитами и ангидрито-доломитами с линзами и прослоями ангидрита (мощностью до 1—2 м), доломитовых и ангидрито-доломитовых мергелей и реже алевролитов и песчаников с ангидритовым цементом. В слоях доломита наблюдаются вкрапления, гнезда и прожилки галита, а также тонкие прослойки каменной соли. Средневзвешенное содержание NaCl в горизонте до 2—2,5%, но в отдельных образцах оно 10—15 и даже 25—30%. Накопление соленосных пород происходило на наиболее погруженных участках — юге Иркутского амфитеатра и площадях, прилегающих к Присяяню (Жарков, 1965; Иванов, 1956; Писарчик, 1963).

Солеродный бассейн усольского времени занимал огромную территорию Иркутского амфитеатра и весь Ангаро-Ленский краевой прогиб, включая Березовскую впадину (Жарков и Хоментовский, 1965). Для последующих более молодых эпох соленакопления характерно сокращение площади солеродных бассейнов и их смещение на север — к центральному району Иркутского амфитеатра. Соленосные толщи моложе усольского времени связаны с толбачанским горизонтом (верхние части рассольнинской, бельской, лимпейской и толбачанской свит). К буретскому и наманскому горизонтам приурочены самые верхние соленосные отложения нижнего кембрия. Таким образом, эпохи соле-

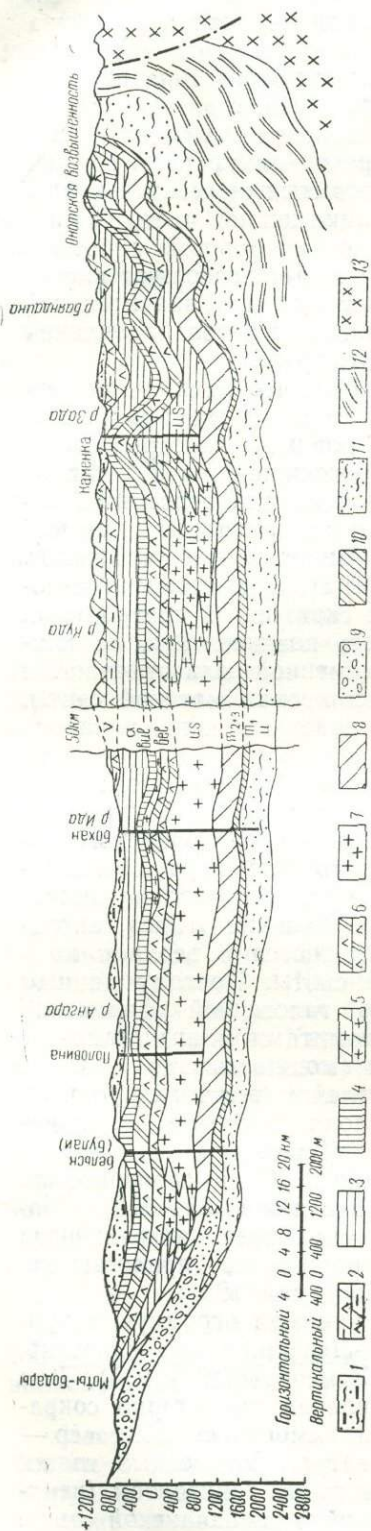


Рис. 60. Схематичный широтный геологический разрез южной части Иркутского амфитеатра (по Я. К. Писарчик, 1963 г.): 1 — южские песчано-глинистые угленосные отложения; 2 — пестроцветные мергели с линзами ангидрита (гипса); 3 — доломиты, ангидрито-доломиты, местами глинистые и песчаные; 4 — доломиты; 5 — ангидрито-доломиты с каменной солью; 6 — доломиты, известняки, доломито-ангидриты; 7 — каменная соль с пачками доломито-ангидритов; 8 — доломит, доломитовые мергели, доломито-ангидриты, ангидриты; 9 — песчаники, гравелиты, конгломераты; 10 — песчаники; 11 — аргиллиты, алевролиты, песчаники; 12 — синийские отложения; 13 — кристаллический фундамент. Индекс свит: и — ушаковская, т — мотская, us — усольская, bel — бельская, бул — булайская, а — ангарская, в — верхне-тенская

накопления в вендское и раннекембрийское время были связаны со временем формирования иркутского, усольского, толбачанского, буретского и нананского горизонтов. Такое перемещение уровней соленакопления обуславливалось длительной миграцией солеродных бассейнов. М. А. Жарков и В. В. Хоментовский (1965) высказывают предположение, что «в северных районах Иркутского амфитеатра будут присутствовать соляные толщи в низах среднего кембрия (амгинском ярусе), а также и в более высоких горизонтах. В этом отношении знаменательно открытие соляных пластов в разрезе верхоленской свиты к востоку от г. Заярска».

Площадь, занятая кембрийской галогенной формацией в максимальных границах ее распространения, огромна. Она охватывает центральную и южную части Сибирской платформы и ее краевые прогибы и в плане простирается в виде полосы, вытянутой в северо-западном направлении на 2000 км; ширина ее 1000—1700 км (рис. 61). Возможная площадь распространения галогенных отложений 2,5—3 млн. км<sup>2</sup>, а мощность их достигает 2500 м; суммарная мощность отложений каменной соли в центральных частях Иркутского амфитеатра до 1000 м (Жарков, 1966). Таким образом, наш прогноз прошлых лет, данный на основании бурения первых скважин (Тасеевской и Тынысской) подтвердился. С помощью этих скважин было установлено не менее мощное развитие в Канско-Тасеевском районе соленосных отложений нижнего кембрия, чем на лежащих к юго-востоку участках Иркутского амфитеатра. На этом же основании можно положительно оценивать перспективы соленосности южной части Тунгусской синеклизы, заключен-

ной между Верхне-Ленской впадиной, Присяянским прогибом и Тасеевской впадиной (Иванов и Левицкий, 1960).

По этапам усиления процесса солеобразования в галогенной формации выделены пять стратиграфических уровней соленакпления, группирующихся в три основных цикла: усольский, охватывающий соленосные отложения иркутского и усольского горизонтов; бельский — с соленосными отложениями толбачанского горизонта и ангарский, включающий соленосные отложения буретского и наманского горизон-

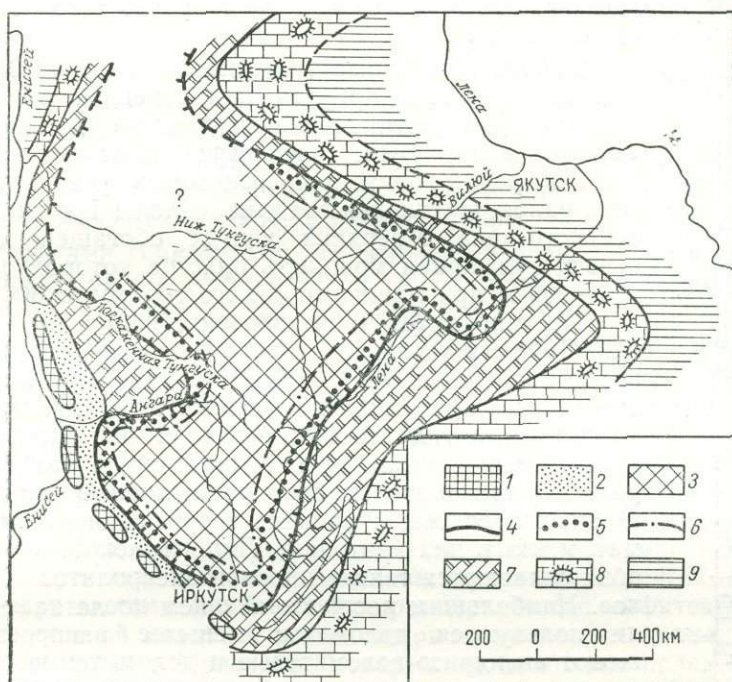
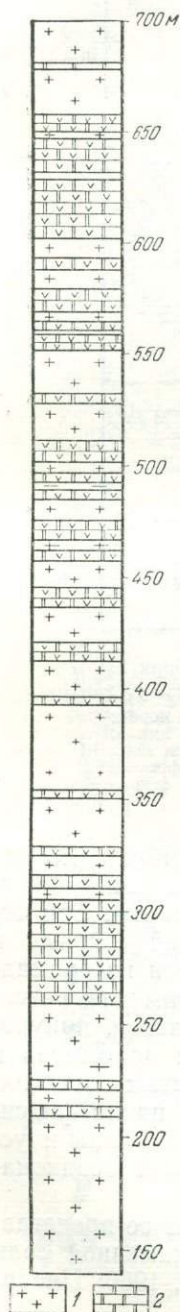


Рис. 61. Палеогеографическая схема эпохи раннего кембрия и амгинского яруса среднего кембрия (по М. А. Жаркову, 1966 г.):  
 1 — суша; 2 — аллювиальная равнина, временами заливавшаяся морем; 3 — солеродная область; 4 — контур солеродной области усольского цикла; 5 — контур солеродной области ангарского цикла; 6 — контур солеродной области ангарского цикла с повышенной соленостью воды; 7 — мелкие участки моря с повышенной соленостью воды; 8 — мелкое море (возможно, с рифовыми массивами) с нормальной соленостью воды; 9 — глубокие участки открытого моря

тов нижнего кембрия и амгинского яруса среднего кембрия. Кроме того, соленосные толщи, вероятно, присутствуют в отложениях майского яруса среднего кембрия и в отложениях верхнего кембрия. Эти соленосные комплексы разделяются не содержащими солей свитами и пачками доломитов и известняков, которые выдерживаются на громадной территории и часто являются маркирующими. К ним относятся: доломито-известняковая толща бельской свиты и ее аналогов, приуроченная к средней части толбачанского горизонта; пачка доломитов и известняков олекминской и булайской свит; пачка пятнистых известняков наманского горизонта (Жарков, 1965, 1966). Все эти пачки фиксируют стадии значительного понижения солености воды бассейна и установления на его акватории нормально морских условий осадконакопления.

Галогенная формация имеет сложное строение. Разрез ее представлен многократно чередующимися пачками и пластами каменной соли и несоляных пород (Иванов и Левицкий, 1960; Воронова, 1960; Писарчик, 1963; Жарков, 1965, 1966; Цахновский, 1965).

Усольский горизонт, имеющий на пространствах Иркутского амфитеатра мощность 800—900 м, наиболее обогащен каменной солью в нижней части (120—140 м). Здесь прослеживаются пласты каменной соли мощностью до 60—70 м и более, а коэффициент соленасыщения составляет 80—90%. В средней части горизонта (320—370 м) мощности пластов соли несколько уменьшаются, коэффициент соленасыщения снижается до 60—70%. Наконец, верхняя часть усольского горизонта (340—400 м) содержит еще менее мощные пласты соли и характеризуется коэффициентом соленасыщения 30—40% (Цахновский, 1965). Средний коэффициент соленасыщения усольского горизонта близок к 60—65% (рис. 62).



В бельском горизонте (мощность 450—600 м) пласты каменной соли приурочены к средней и особенно к верхней его части. Мощность пластов до 50—60 м. Средний коэффициент соленасыщения от 40 до 55%.

Ангарский горизонт на некоторых участках (Заярский район, Илгинская впадина, склоны Троицко-Михайловского вала) в верхних частях обогащен каменной солью, суммарная мощность пластов которой достигает 100—200 м при мощности самого горизонта 300—500 м.

По данным М. Л. Вороновой (1960) и Я. К. Писарчик (1963), в усольском горизонте мощности несоляных пород колеблются от долей метра до 40—60 м. Несоляные породы представлены доломитами, доломитовыми мергелями, ангидрито-доломитами и доломито-ангидритами и ангидритами. Весьма характерно, что глинистые разности этих пород наблюдаются лишь в виде маломощных прослоев, а примесь терригенного обломочного материала в них ничтожна. Лишь в некоторых пунктах обнаруживаются тонкие прослои алевролитов и песчаников. Наибольшим распространением после каменной соли пользуются доломиты; меньшее распространение имеют ангидрито-доломитовые и доломитовые породы и еще меньшее — ангидриты. Все породы в какой-то мере засолены. Галит проявляется в виде диффузионно распределенной примеси, включений, стяжений, прожилков и тонких прослоев. В доломитовых породах почти всегда имеется примесь ангидрита, иногда довольно равномерно рассеянного среди породы.

По ряду буровых скважин средневзвешенный состав усольского горизонта характеризуется цифрами (в %): нерастворимый в 5% HCl остаток — 1,4—2,6; кальцит — 1—4; доломит — 17,0—23,2; ангидрит — 7—18; галит — 59—66 (Писарчик, 1963).

Бельский горизонт имеет строение в общем близкое к усольскому. Он представлен теми же комплексами пород, но обнаруживает большую фациальную изменчивость и меньшую соленасыщенность. В составе карбонатных пород здесь имеются первичные известняки и шире

Рис. 62. Разрез соленосной толщи усольского горизонта в районе Усоля Сибирского (по А. А. Иванову и Ю. Ф. Левицкому, 1960 г.): 1 — каменная соль; 2 — доломиты, доломито-ангидриты, ангидриты и переходные разности

развиты прослои глин, алевролитов и песчаников. Вещественный состав горизонта (в %): нерастворимый в 5% HCl остаток — 2,6—10,7; кальцит — 7,4—46,6; доломит — 39,6—57,7; ангидрит — 0—41,1; галит — 0—18,3 (Писарчик, 1963).

В указанной работе Я. К. Писарчик отмечается, что в неизмененных вторичными процессами отложениях ангарского горизонта (внутренние части Иркутского амфитеатра) разрез представлен закономерно чередующимися пачками доломитов с редкими прослоями и линзами ангидрито-доломитов и пачками ангидрито-доломитового и соляно-ангидрито-доломитового состава, нередко превращенными в тектонические брекчии.

В карбонатных породах широко развиты постройки синезеленых водорослей и остатки трилобитов, особенно обильные в бельском, булайском и ангарском горизонтах (Карасев и др., 1966). В ядрах двух скважин (Тыретской и Половининской) в слоях засоленного доломита обнаружены желваки стронциево-кальциевого бората — тыретскита (Иванов и Яржемский, 1954; Воронова, 1960).

С верхними горизонтами усольской, бельской и ангарской свит нижнего кембрия и литвинцевской свиты среднего кембрия связаны проявления калийных солей (сильвин, карналлит). Впервые находки были установлены в 1949 г. (Иванов, 1950<sub>2</sub>). Позднее проявления сильвина были обнаружены более широко (Воронова, 1960). Специальные поиски калийных солей, ведущиеся с 1962 г., показали, что в ангарском горизонте (тронцкая пачка) Канско-Тасеевской впадины в каменной соли содержатся пачки сильвинита мощностью до нескольких метров, но с невысоким (3—5%) средним содержанием калия. Обнаружены также прослои карналлитовой породы мощностью до 0,65 м со средним содержанием карналлита до 21%. Зафиксированы проявления калийных солей и в виде сезонных прослоев, прослеживающиеся на значительном протяжении (до 2 км). На юге Иркутского амфитеатра, в пределах Илгинской впадины, также вскрыты калиепроявления, а на Зиминской площади в Присаянье обнаружено несколько прослоев каменной соли мощностью до 0,7 м с содержанием хлористого калия до 15%.

Все это увеличивает перспективность соленосной формации юга Сибирской платформы в отношении возможности обнаружения более значительных концентраций калийных солей, хотя промышленные пласты их пока не установлены (Жарков и Яншин, 1965).

Литология кембрийской галогенной формации и строение соленосных горизонтов и комплексов свидетельствуют о том, что накопление осадков при их формировании происходило в условиях частой и временами резкой смены солености воды бассейна: нормально морские условия сменялись значительным насыщением воды бассейна солями вплоть до достижения солеродной стадии. Это обуславливалось главным образом то усилением, то, наоборот, ослаблением связи соленосного бассейна с открытым морским водоемом. Значительно меньшую, по-видимому, играли роль притоки вод с суши, о чем свидетельствует невысокое содержание в галогенной формации терригенного материала как в рассеянном состоянии, так и в виде слоев и прослоев.

Лишь на крайнем западе и на юго-востоке, где располагались возвышенности Енисейского кряжа и Западного Прибайкалья, происходил значительный снос терригенного материала. Здесь накапливались толщи красноцветных (на западе) и сероцветных (на юго-востоке) терригенно-карбонатных пород, которые фациально замещают соленосные отложения (Жарков, 1965).

По соображениям данного автора, усольский солеродный бассейн Сибирской платформы располагался «в окраинной части моря, между областью суши на северо-западе и областью моря с нормальной соленостью воды на востоке, которое, по-видимому, продолжалось и далее на восток, перекрывая современные горные сооружения Байкало-Патомского нагорья. Во вторую половину раннего кембрия и в амгинском ярусе среднего кембрия бóльшая часть Иркутского амфитеатра была занята морским бассейном. Солеродная область являлась частью этого морского бассейна». Располагалась она примерно в тех же границах, что и солеродный бассейн усольского времени.

На севере от питавшего открытого бореального моря солеродный бассейн Сибирской платформы был отделен, по-видимому, системой островных структур суши, отмелей и подводных возвышенностей, которые затрудняли и временами почти прекращали доступ в солеродный бассейн вод открытого моря.

По мнению М. А. Жаркова и В. В. Хоментовского (1965), солеродный бассейн соединялся с открытым геосинклинальным морем и на юге, в области современного Саяно-Байкальского нагорья. Суша здесь обозначалась в виде цепочки островов в зоне центральной антиклинали Восточного Саяна, но размер ее был явно недостаточен, чтобы стекавшие с нее потоки могли обусловить опреснение солеродного бассейна на столь большой территории. Вероятнее предположить, что рассолонение бассейна вызывалось вторжениями вод морского водоема нормальной солености, который располагался к югу от области соленакопления.

Высказывается предположение, в частности А. Л. Яншиным, что бассейн Иркутского амфитеатра в кембрии был отделен от геосинклинального моря на юге устойчивой сушей и его питание шло главным образом с северо-востока.

### **Галогенные формации внутриконтинентальных солеродных водоемов морского типа**

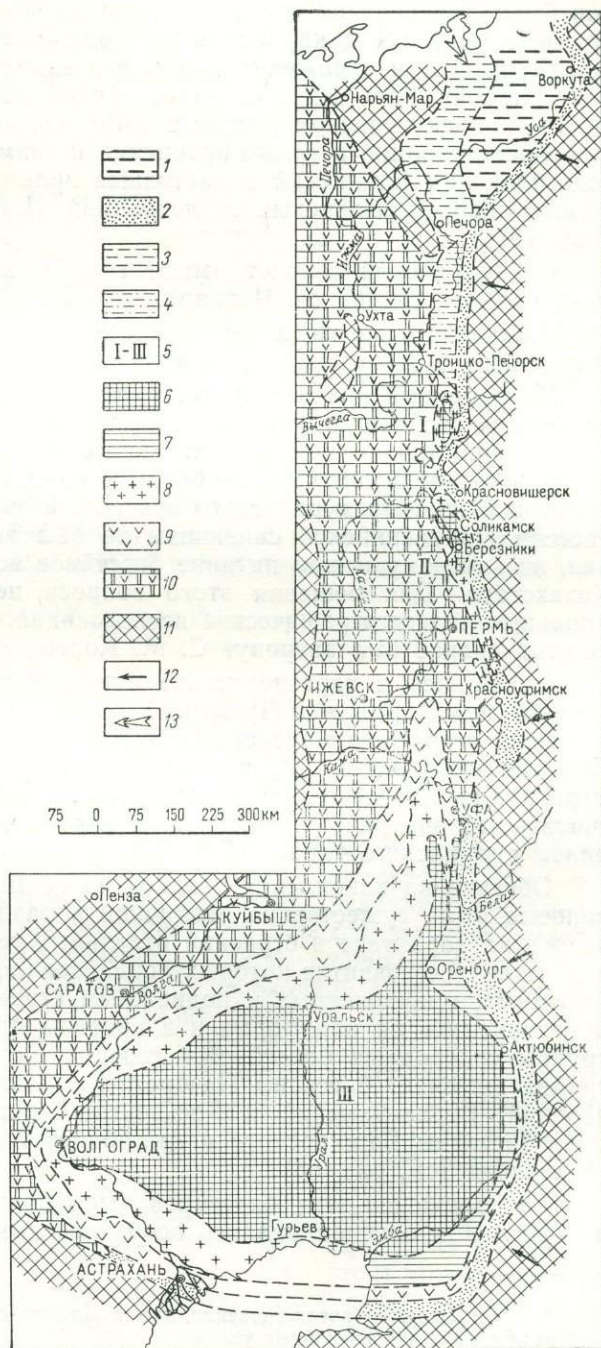
Эта группа галогенных формаций, ограниченная по числу, но исключительная по площади распространения (соответствующим морским водоемам), мощности и полноте развития галогенного осадконакопления, по Н. М. Страхову (1962<sub>1</sub>), включает формации только пермского периода. Распространены они на востоке Русской платформы и в Предуральском прогибе, где приурочены к нижнепермским отложениям. Известны эти отложения также в северо-западной и восточной частях Русской платформы.

**Кунгурская галогенная формация.** В современных границах эта формация распространена на востоке Русской платформы, в Предуральском краевом прогибе и Прикаспийской синеклизе. Площадь ее распространения определяется границами бывшего водоема, имевшего протяженность в меридиональном направлении более чем на 2600 км и ширину от 350—400 км на севере и в средней части до 1100—1200 км на юге (рис. 63). Восточным берегом водоема на всем его протяжении служил западный склон Уральской суши, уже оформившейся в виде складчатых горных цепей, сложенных допалеозойскими и палеозойскими породами. На западе водоем ограничивается неровной линией возвышенного берега Русской платформы, значительную часть которой, лежащую между Балтийским щитом и Тиманом, а также охватывающую Московскую синеклизу и почти всю территорию Волго-Уральской антеклизы и южнее, море покинуло, обнажив отложения более ран-

них этапов перми. На севере выступали острова Тиманской и Большеземельской суши, поднятия Полюдова кряжа и Ксенофоновской гряды, а в средней части — возвышенности Уфимского вала и структуры Кара-тау. На крайнем севере водоем был открыт. Здесь по широкому проливу, располагавшемуся на площади Печорской синеклизы, в водоем поступали морские воды нормальной солености. По М. П. Фивегу (Страхов, 1962<sub>1</sub>), во второй половине кунгура приток морской воды через этот пролив в водоем практически прекратился, и «с этого времени бассейн восточной части Русской платформы становится изолированным от моря континентальным бассейном платформенной впадины». С этим утверждением М. П. Фивега согласиться нельзя. Галогенное осадконакопление в рассматриваемом водоеме, практически на всем его пространстве, происходило до конца кунгурского времени и, следовательно, до этого же времени должно было существовать сообщение водоема с питавшим его морским

Рис. 63. Литолого-фациальная схема отложений кунгурской (шренской) эпохи в Предуральском прогибе. Прикаспийской синеклизе и восточной части Русской платформы (по данным А. А. Иванова, 1965 г.; С. М. Корневского, 1966 г.; Атласа литолого-палеогеографических карт Русской платформы, 1960 г.):

Отложения: 1 — угленосные отложения Печорского бассейна; 2 — глинисто- и алевролитно-песчаниковые отложения горных подножий и краевых частей бассейнов Предуральского прогиба; 3 — песчано-глинистые отложения опресненного бассейна; 4 — песчано-алевролитовые, мергельные и аргиллитовые отложения с простоями (на западе и юге) известняков, конгломератов, гипса и ангидрита; 5 — соленосные бассейны: I — Верхнепечорский, II — Верхнекамский и Косвинско-Сылвенский, III — Прикаспийский-Южнопредуральский; 6—7 — области отложений калийных солей: 6 — хлоридов K и Mg в бассейнах I и II; преимущественно хлоридов, а также сульфатов K и Mg в бассейне III, 7 — область распространения преимущественно полигалита; 8 — области отложений каменной соли; 9 — область преимущественно гипсо-ангидритовых отложений, местами с карбонатами; 10 — область ангидрито-доломитовых отложений; 11 — суша; 12 — направление сноса обломочного материала; 13 — направление притока вод из открытого морского бассейна



бассейном. Нельзя согласиться и с другим утверждением М. П. Фивега о том, что во второй половине кунгура характеризуемый водоем стал континентальным. Накопление преимущественно континентальных осадков на этих пространствах происходило позднее и относится к разным этапам уфимского века.

Предполагается, что на юге (в Северном Прикаспии) бассейн замыкался, ограничиваясь приподнятой сушей. Это положение еще не является окончательно установленным и требует изучения. Дело в том, что на восточном склоне Урала, в пределах Магнитогорского синклинория, а также севернее, в Багарякском районе, еще в начале 30-х годов было установлено широкое распространение загипсованных глинисто-мергелистых и карбонатных пород с мощными залежами гипса и ангидрита. Эти отложения рядом исследователей относились к среднему карбону, хотя высказывались предположения об их позднеартинском — раннекунгурском возрасте (Мамаев, 1936). Кунгурский возраст гипсоносной толщи, а также артинский и сакмарско-ассельский возраст подстилающих отложений в настоящее время устанавливается результатами спорово-пыльцевых исследований (Варламов, Мусина, Ожиганова, 1964).

Раннепермский возраст имеют гипсоносные отложения в Тургайском прогибе (район оз. Челкар).

Нижнепермские гипсоносные и соленосные отложения широко развиты также в Джекказганской впадине<sup>1</sup> Центрального Казахстана.

Несомненный интерес представляет вопрос об источнике и области питания бассейнов, в которых накапливались отмеченные галогенные отложения. Можно полагать, что эти солеродные бассейны были связаны сложным путем через проливы с бассейном Прикаспийской синеклизы и Южно-Предуральского прогиба. В этом случае на юго-востоке бассейн Прикаспийской синеклизы не был замкнут, а имел ответвление, по которому и шло питание бассейнов восточного склона Урала и Казахстана. Для решения этого вопроса, необходимы, конечно, специальные палеогеографические исследования. В несколько ином аспекте этот вопрос был затронут С. М. Кореневским (1963).

Обращаясь к характеристике кунгурского водоема на востоке Русской платформы и в Предуральском прогибе, отметим, что он имел характер огромного морского залива: был вытянут на 2,5—3 тыс. км. Питался этот водоем морской водой только на севере. Огромные размеры данного водоема, как отмечает Н. М. Страхов (1962), заставляют считать его внутриконтинентальным водоемом морского типа, а не заливом виррильского типа.

Обстановка накопления осадков на обширных пространствах этого водоема была существенно различной в разных его частях. Это отразилось на характере и строении отдельных галогенных формаций, пространственное развитие которых локализовалось границами солеродных бассейнов, приуроченных к подвижным структурам, которые возникли и развивались на платформе и в краевом прогибе. Выделяются две группы солеродных бассейнов — северная и южная. Из них северная группа включает бассейны Печорско-Камского Предуралья (Верхнепечорский, Верхнекамский и Косьювенско-Сылвенский), а южная обнимает бассейны Башкирского и Актюбинского Предуралья и Северного Прикаспия (см. рис. 63).

Расположение этих бассейнов было подчинено структурному плану региона и обуславливалось особенностями развития его тектоники.

---

<sup>1</sup> Высказываются предположения, что в Джекказганской впадине соленакопление происходило в континентальных условиях.

Площадь каждого солеродного бассейна располагалась на подвижном участке, обладавшем в течение времени формирования галогенных и вмещающих их отложений устойчивым конседиментационным прогибанием, к максимальным значениям которого приурочены, как правило, и максимальные мощности отложений. Это может наглядно иллюстрировать рис. 64, на котором кривая фиксирует абсолютные отметки почвы галогенной формации (кровли верхнеартинских отложений) примерно по осевому сечению структур. Эти отметки (во всех случаях отрицательные) составляют: на площади Верхнепечорского бассейна 650—800 м; на Колво-Вишерском участке — 300—350 м (здесь нет соленаккопчений); в пределах более прогнутой площади Верхнекамского бассейна 775—850 м; в северной части Косьвенско-Чусовской седловины 350—400 м; в более прогнутой Сылвенско-Чусовской части бассейна — 500—700 м.

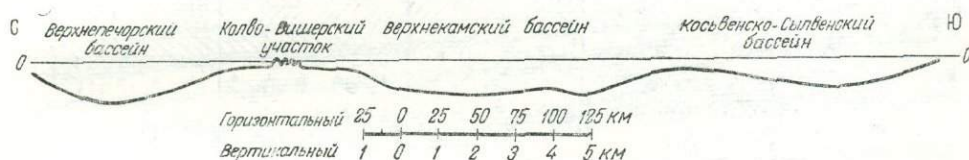


Рис. 64. Амплитуда погружения почвы галогенной формации, распространенной в Печорско-Камском Предуралье

Аналогичное, но еще более резко выраженное явление наблюдается в структурах солеродных бассейнов южной группы, где погружение постели галогенной формации, распространенной в Прикаспийской синеклизе, достигает нескольких километров (в центральных участках до 8—9 и более).

К этим более тектонически подвижным структурам и приурочены мощные соленосные накопления, в ряде мест закончившиеся формированием калийных горизонтов.

В северной группе солеродных бассейнов Верхнепечорский бассейн располагается в Курьинской депрессии Верхнепечорской впадины Предуральского прогиба. В длину бассейн вытянут в меридиональном направлении на 125—130 км; ширина его до 50 км.

Литология осадочных отложений Северного (Печорского) Предуралья свидетельствует о наличии здесь в раннепермское время климатической зональности в осадконакоплении. Эта зональность выражалась в том, что происходившее на юге в аридных условиях галогенное осадконакопление через довольно обширную переходную зону сменялось на севере синхроничным угленакоплением, происходившим в обстановке умеренно влажного климата. В переходной зоне, охватывающей территорию Средней Печоры, развит комплекс песчано-алевритовых, мергельных и аргиллитовых пород с прослоями известняков и конгломератов, а на западе и юге — тот же комплекс с залежами гипса и ангидрита (см. рис. 63). Эти отложения формировались в мелководном морском бассейне с несколько повышенной соленостью, но здесь не было условий, благоприятных для образования как солей, так и углей (Кузькокова, 1962). Мощное угленакопление происходило севернее в Печорском бассейне, располагающемся в Воркутинском прогибе.

На примере этой части Предуральского прогиба вполне оправдывается вывод Н. М. Страхова (1960, т. II), что «...стоит только гумидным климатическим условиям смениться условиями климата аридного, как сейчас же при прежней, благоприятствующей угленакоплению тектонической обстановке угли перестают формироваться, сменяясь га-

логенными отложениями. Угленосные формации замещаются соленосными или гипсоносными».

Галогенная формация Верхнепечорского бассейна охватывает филипповский и иренский горизонты кунгурского яруса. Подстилается она карбонатно-глинистыми и известняковыми отложениями верхнеартинского подъяруса (саргинский и саранинский горизонты) и покрывается глинисто-мергельными и алевролитопесчаниковыми породами соликамского и шешминского горизонтов уфимского яруса верхней перми (рис. 65). Мощность уфимских отложений от 120 до 400—500 м и более.

Для галогенной формации Верхнепечорского бассейна характерно повышенное и в целом ряде пачек высокое содержание терригенного

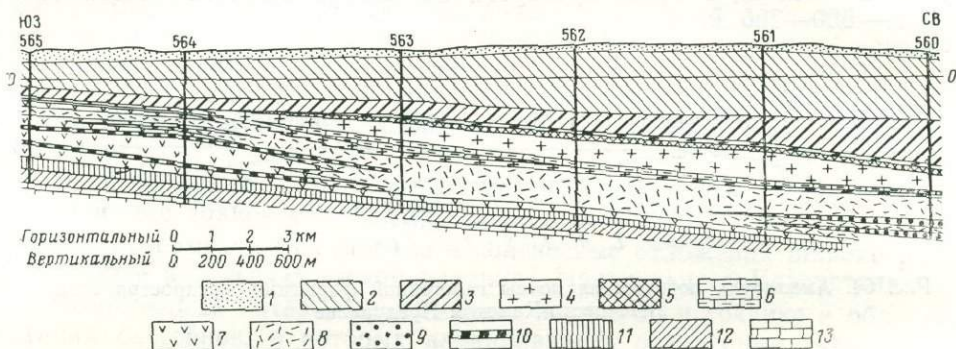


Рис. 65. Схематический геологический разрез участка Верхнепечорского месторождения калийных солей (по А. А. Иванову и М. Л. Вороновой, 1968)

1 — четвертичные отложения; 2 — верхняя пермь нерасчлененная — песчаники, алевролиты, аргиллиты, глины, мергели; 3 — соликамский горизонт — аргиллиты, мергели, глины, часто загипсованные, прояслой доломитов, песчаники, алевролиты; 4—10 — иренский горизонт: 4 — каменная соль, 5 — калийные соли, 6 — соленосная глинисто-ангидрит-доломитовая порода, 7 — ангидритовая порода, 8 — глины, мергели, аргиллиты соленосные, 9 — песчаники, 10 — доломиты; филипповский горизонт: 11 — ангидрит и доломит; верхнеартинские отложения: 12 — глины, аргиллиты мергели; 13 — известняки

карбонатно-глинистого материала как в виде частых слоев, прослоев и мощных пачек, в особенности в начальной стадии формирования галогенных отложений, так и в виде примеси к галогенным породам. В этом отношении Верхнепечорская галогенная формация близка к третьему — терригенно-соленосному типу.

Филипповский горизонт формации сложен доломитами и ангидритами. Толща пород, залегающая выше, в основании иренского горизонта, на востоке представлена соленосными глинами, мергелями и аргиллитами с мощными пачками песчаников. На западе она замещается ангидритами и доломитами с прослоями глин и мергелей. В основании соляной части разреза галогенной формации содержится горизонт каменной соли мощностью 125—200 м, вблизи почвы и кровли которого прослеживаются маркирующие пачки галопелитов и аргиллитов. Мощность верхней пачки 2—11 м, нижней — 6—30 м. В минеральном составе верхней пачки присутствует 43—83% глинистого материала при содержании NaCl 2,5—47% и CaSO<sub>4</sub> 5,5—8,7%. Как подстилающая каменная соль, так и другие горизонты солей содержат многочисленные тонкие (0,1—0,4 м) и более редкие, но более мощные (1—1,5 м) прослои соленосных глин и мергелей, а также неравномерно распределенную в породах примесь карбонатно-глинистого материала. Средневзвешенное содержание его в горизонте подстилающей каменной соли колеблется от 0,5 до 25% при содержании CaSO<sub>4</sub> 4,7—9,2% и NaCl 62,0—83,5%. В различных типах калийных солей содержание карбонатно-глинистого материала колеблется от долей процента до 15—20% и более; повышенным содержанием его отличаются пласти бедных ка-

лийных солей и переслаивающие их пласты каменной соли. Химические анализы ряда образцов соленосных глин горизонта калийных солей показали следующие содержания компонентов: нерастворимый в воде остаток — 15—69%;  $KCl$  — 2,5—6,3;  $MgCl_2$  — 0,4—2,5%;  $NaCl$  — 13,5—69,6%;  $CaCl_2$  — 0,2—1,1%;  $CaSO_4$  — 5,5—10,3%.

Мощность располагающегося в верхней части подстилающей каменной соли горизонта калийных солей от 9 до 55 м. В составе калийных солей основная роль принадлежит карналлитовой породе. На некоторых участках горизонт калийных солей сложен преимущественно карналлитовой породой с двумя-тремя (а иногда с пятью) пластами сильвинита вблизи почвы горизонта и проявлениями его в кровле горизонта. На других участках горизонт калийных солей полностью представлен карналлитовой породой или, наоборот, сильвинитом. Мощности пластов калийных солей от 0,5—до 5—7 м, а переслаивающих их пластов каменной соли — от долей метра до 3,5 м и более.

Венчается разрез соленосной толщи горизонтом покровной каменной соли мощностью 4—35 м.

Южнее Верхнепечорской впадины располагается обширная Соликамская впадина. Она отделена от Верхнепечорской впадины поднятиями Полудова кряжа и Ксенофоновской гряды, образованными древними палеозойскими отложениями и рифогенными структурами сакмарско-артинского возраста. Большую часть Соликамской впадины занимает Верхнекамский соленосный бассейн, протянувшийся в меридиональном направлении более чем на 200 км при ширине до 60—75 км. Площадь распространения соленосных отложений достигает 7,5—8 тыс. км<sup>2</sup> при распространении залежи калийных солей на площади до 3 тыс. км<sup>2</sup>.

Начальные этапы проявления галогенеза в Верхнекамском бассейне относятся к концу артинского времени, на что указывают слабая засолоненность и гипсоносность доломитовых мергелей, окремненных известняков и аргиллитов, слагающих верхние пачки саргинского горизонта. Но основное развитие галогенеза здесь связано с филипповским и иренским временем кунгура, т. е. происходило в то же время, что и в Верхнепечорском бассейне, но в больших масштабах и с большей полнотой.

На площади Верхнекамского бассейна хорошо проявлена начальная ступень формирования галогенных отложений довольно сложного состава и значительной мощности (рис. 66). Наиболее фациально выдержаны ее нижние пачки общей мощностью 70—135 м, представленные ангидритовой породой, доломитами и доломитизированными известняками с прослоями аргиллитов и мергелей (филипповская свита). Вышележащие отложения, охватывающие шесть пачек из семи иренского горизонта общей мощностью от 150 до 300 м, имеют менее устойчивый и петрографически более сложный состав, характеризующийся преимущественным развитием доломитов, ангидрита, мергелей, аргиллитов и глин; менее развиты известняки, алевролиты, песчаники и каменная соль. Все эти разности пород, чередуясь в разрезе, фациально замещают друг друга, на что указывает довольно значительное колебание их процентного соотношения в различных разрезах. От общей мощности толщи на долю пачек и слоев глинисто-карбонатных пород приходится 20—63%, ангидритовой породы 26—79% и каменной соли 2—10%. В восточном направлении увеличивается песчаность отложений, почти до полного замещения разреза песчаниками и алевролитами, а на северо-востоке бассейна преобладающее развитие имеют ангидрит и доломит, слагающие пачки мощностью до нескольких десятков метров. Почти все разности пород диффузионно засолонены и содержат вкрапления, включения и прожилки галита. Кроме того, на трех-четырёх уровнях разреза имеются пластово-линзообразные зале-

жи, пачки и слои каменной соли мощностью от долей метра до 12—26 м (Иванов, 1934, 1965; Вахрамеева и Горкун, 1960).

Таким образом, литология рассматриваемых отложений свидетельствует о том, что в начальной стадии накопления осадков в солерод-

ном бассейне Соликамской впадины значительную роль играли притоки в бассейн вод с суши, приносившие массы терригенного материала, примешивавшегося к галогенным породам или подавлявшего их образование. Садка поваренной соли в это время имела спорадический характер и происходила, по-видимому, на ограниченных участках, так что сформировавшиеся залежи соли не достигали значительной мощности.

Условия радикально изменились во время формирования отложений средней — соляной — ступени формации, которая охватывает горизонты подстилающей каменной соли, калийных солей и покровной каменной соли и стратиграфически связана с верхней, лунежской, пачкой иренского горизонта. Общая мощность соляной толщи 500—600 м; мощность подстилающей каменной соли 250—400 м, калийных солей 80—90 м и покровной каменной соли от нескольких метров до 50 м.

Соляные породы всех этих горизонтов характеризуются низким содержанием примесей (карбонатно-глинистого материала от 0,5 до 4,5, иногда до 5—8%; сульфата кальция от 0,7 до 3,5%, в отдельных слоях до 5—7%). Прослои, сложенные карбонатно-ангидрито-глинистым материалом, редко распределенные в разрезе, имеют мощность от долей сантиметра до нескольких метров. В горизонте подстилающей каменной соли суммарная мощность этих прослоев составляет всего 2—3% и не более 5—10% от мощности горизонта. Только вблизи кровли и почвы этого горизонта, как и в Верхнепечорском бассейне, прослеживаются более мощные пачки этих пород (верхняя 2—3 м и нижняя 3,5—12 м). Верхняя пачка сложена галопеллитами и ангидрито-карбонатной породой, в составе которой преобладает (86,5%) глинисто-илистый материал. В породах содержатся крупные кристаллы пирита, желваки ангидрита, прослои и прожилки волокнистого гипса. Содержание растворимых в воде солей до 38%. Карбонаты в породе представлены преимущественно доломитом и отчасти магнезитом (Яржемская, 1954). Нижняя пачка сложена глинистыми ангидрито-доломитовой, гипсо-ангидритовой и доломито-ангидритовой породами, содержащими прожилки розового и оранжевого галита и вкрапления пирита (Вахрамеева и Горкун, 1960).

Толща калийных солей средней мощностью 80—90 м подразделяется на два основных горизонта: нижний — сильвинитовый средней мощностью 20—22 м и верхний — сильвинито-карналлитовый средней мощностью 60—65 м. В сильвини-

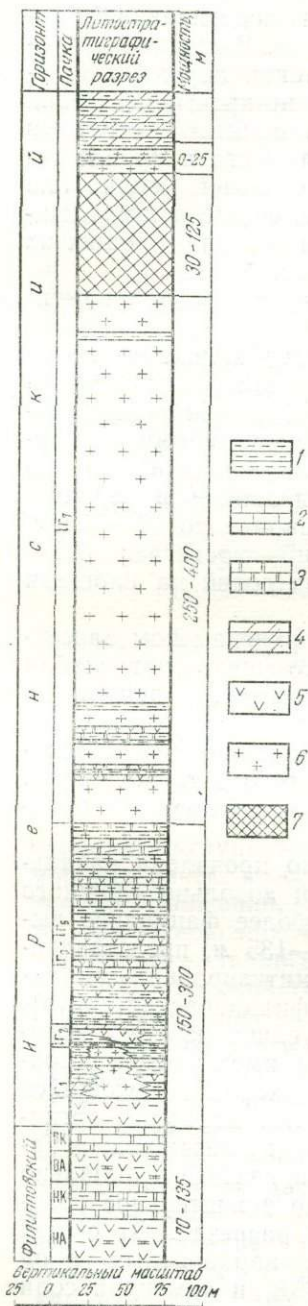


Рис. 66. Стратиграфо-литологический разрез галогенной формации Верхнекамского бассейна: 1 — аргиллиты, глины; 2 — известняки; 3 — доломиты; 4 — мергели; 5 — ангидриты; 6 — каменная соль; 7 — калийные соли

товом горизонте на площади месторождения прослежены шесть пластов сильвинита мощностью от 0,8 до 6 м, чередующихся с пластами каменной соли мощностью 1—2,5 м. Сильвинито-карналлитовый горизонт сложен девятью пластами калийных солей мощностью от 1 до 15 м и более при мощности промежуточных пластов каменной соли до 5,5 м и более. Каждый из пластов калийных солей сильвинито-карналлитового горизонта представлен на большей или меньшей части площади месторождения то карналлитовой породой, то сильвинитом (так называемым пестрым), генетически между собой связанными (рис. 67). Пестрый сильвинит представляет петрохимическую фацию, возникшую метасоматическим путем при диагенетическом преобразовании карналлитовой породы. Калийные соли Верхнекамского бассейна характеризуются невысоким содержанием карбонатно-глинистого материала (1—4%, редко более).

Таким образом, формирование мощной (до 500 м) соляной толщи в Верхнекамском бассейне происходило в спокойных условиях, практически почти без привноса терригенного материала, хотя притоки в бассейн вод с Уральской суши, несомненно, имели место. Очевидно, во время соленакопления прекратились или сильно ослабли тектонические подвижки и утихли эрозионные процессы на суше, к этому времени значительно пенеблизированной. Морские воды поступали в бассейн в течение всего времени формирования соляных отложений, причем процесс их поступления существенно не нарушался, что позволило образоваться мощной и однородной построенной соляной толще, заканчивающейся мощными горизонтами калийных солей.

Вновь изменение условий накопления галогенных осадков в Верхнекамском бассейне началось с момента формирования так называемого переходного горизонта, слагающего конечную, или завершающую, ступень развития галогенеза. Переходный горизонт сложен 2—3 пачками и слоями каменной соли, чередующимися с засоленными и загипсованными карбонатно-глинистыми породами и аргиллитами. Мощность горизонта колеблется от 4,5 до 20—25 м при средней мощности около 15 м. Состав каменной соли переходного горизонта по многочисленным анализам характе-

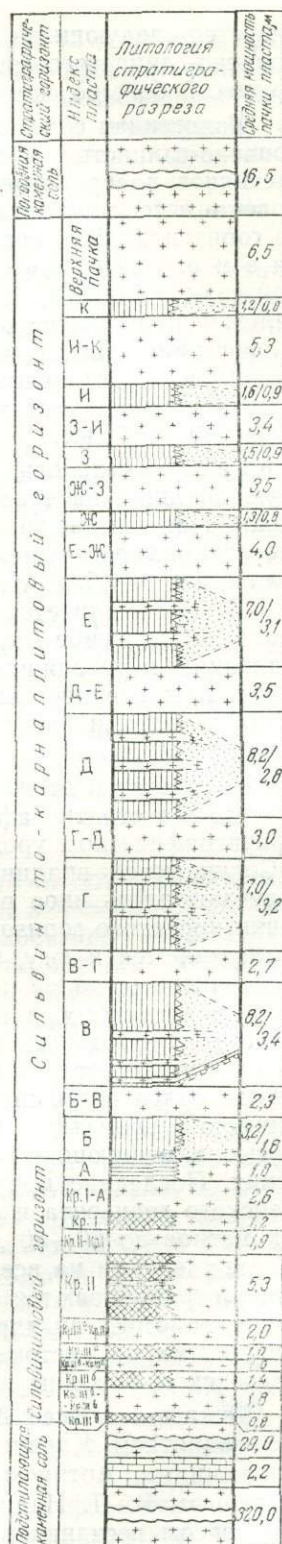
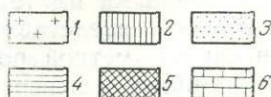


Рис. 67. Стратиграфический разрез иренской соляной толщи Верхнекамского месторождения:

1 — каменная соль; 2 — карналлитовая порода; 3 — пестрый сильвинит; 4 — полосчатый сильвинит; 5 — красный сильвинит; 6 — глинисто-карбонатная порода



ризуется следующими цифрами: NaCl 78—97%; CaSO<sub>4</sub> 1,7—5,2%; карбонатно-глинистого материала 0,8—16,0%. В общем, соль содержит примесей больше, чем соляные породы нижележащих горизонтов.

Галогенная седиментация сменяется накоплением сероцветных карбонатно-глинистых и терригенных осадков (мергелей, аргиллитов, известняков, алевролитов и песчаников) соликамского горизонта и выше — красно- и пестроцветных глин, песчаников и конгломератов шешминского горизонта уфимского яруса. На западных участках площади бассейна в мергелях прослеживаются пластово-линзообразные залежи каменной соли мощностью от немногих метров до 20—25 м и более. Число залежей наибольшее в синклинальных прогибах. Залежи каменной соли формировались, вероятно, в локальных озеровидных впадинах, возникших на прогибавшихся участках отмиравшего солеродного бассейна. Общая мощность соликамских и шешминских отложений от 100—120 до 450—500 м и более.

Как указывалось, галогенная формация, выполняющая Соликамскую впадину, на севере прослеживается до района ответвления от Урала Предтимаанской гряды. Распространение толщи солей ограничивается примерно широтой г. Чердыни, где мощность пачки каменной соли всего 9—15 м. Наоборот, в южном направлении галогенная формация прослеживается далеко. Южнее Соликамской впадины в Предуральском прогибе выделяется так называемая Косьвенско-Чусовская седловина, переходящая к югу в Юрезано-Сылвенскую впадину. В пределах этих структурных элементов располагается Косьвенско-Сылвенский соленосный бассейн протяженностью не менее 175—180 км и шириной 5—20 км.

На площади этого бассейна галогенная формация в целом обнимает те же стратиграфические единицы и располагается на том же стратиграфическом уровне в разрезе нижней перми Предуралья, что и в Соликамской впадине, но отдельные горизонты и пачки отложений получают здесь иное развитие. Так, соленосные отложения лунежской пачки иренского горизонта, столь мощные в Соликамской впадине, распространяются к югу, по-видимому, лишь до широты р. Косьювы. Распространенные далее к югу галогенные отложения относятся к ранне- и среднеиренскому, а также к филипповскому времени. Вместе с этим галогенная формация на пространстве Косьвенско-Сылвенского бассейна испытывает фациальные изменения. В сложении ее, в особенности на более восточных участках, значительно большую роль играют глинисто-карбонатные породы, алевролиты и песчаники, нередко полностью замещающие галогенные гипсо-ангидритовые и соляные отложения. Последние приурочены к трем стратиграфическим уровням иренского горизонта и слагают толщи и пачки мощностью от нескольких метров до 60—80 м. Наиболее мощные залежи каменной соли прослеживаются на всем протяжении бассейна, но в широтном направлении ограничиваются сравнительно узкой полосой (5—20 км), замещающаяся доломито-ангидритовыми породами на западе и глинисто-песчаниковыми на востоке. Проявлений калийных солей в Косьвенско-Сылвенском бассейне не установлено.

Лежащая южнее Юрезано-Сылвенская впадина, ограниченная на юге поднятием Каратау, выполнена главным образом терригенными отложениями. Артинские и нижние горизонты кунгурских отложений, по данным В. Д. Наливкина (1950), сложены фациально изменчивым комплексом песчаников, алевролитов, конгломератов, глин и мергелей с подчиненными им толщами и пачками карбонатных пород. Галогенные породы, представленные гипсом и ангидритом, в этом комплексе не играют заметной роли. Залежи гипса и ангидрита, установленные в ряде пунктов в верхних свитах артинского яруса и в кошелевской

свите кунгурского яруса, имеют мощность от 2,5 до 15 м (редко больше) и ограниченные площади распространения. Формирование этих залежей происходило в периодически возникавших относительно небольших бассейнах. Режим бассейнов был неустойчивым и накопление галогенных осадков постоянно нарушалось или полностью подавлялось привнесом терригенного мелкообломочного материала с Урала с одновременным понижением солености воды бассейнов. Кристаллизации легкорастворимых солей в этих бассейнах не происходило.

На западном склоне Уфимского поднятия галогенная формация филипповского и иренского возраста представлена гипсо- и ангидрито-карбонатными отложениями, разрез и фациальные особенности которых в основном соответствуют разрезу и фациальным особенностям отложений западной зоны более северных районов Пермского, Соликамского и Печорского Предуралья.

Мощное, распространяющееся на огромную территорию накопление галогенных осадков происходило в кунгурское время в южной группе солеродных бассейнов, располагавшихся в Башкирском, Оренбургском и Актюбинском Предуралье и Северном Прикаспии. Проявления галогенеза в нижнепермских отложениях этой обширной территории устанавливаются уже в сакмарских и артинских отложениях.

В Башкирском Предуралье отложения ангидрита и частично гипса представлены прослоями, линзами, прожилками, заполнениями каверн и пор в карбонатных породах рифовой фации, распространенной вдоль западной окраины прогиба. По мнению ряда исследователей, эти проявления являются эпигенетическими. Н. М. Страхов (1951) отмечает, что сульфат кальция осаждался в полостях массивов из кунгурских минерализованных вод, под уровень которых рифовые массивы были опущены после периода их континентальной эрозии и карстования.

Иной характер проявления сульфата кальция имеют в сакмарских и артинских отложениях в Южном Предуралье и в полосе обрамления Прикаспийской синеклизы, где эти отложения доступны наблюдению. В ряде пунктов здесь установлены синседиментационного характера пачки и слои ангидрита и гипса, чередующиеся с карбонатными отложениями, преимущественно доломитами. С сакмарскими и артинскими отложениями связаны не только сульфаты кальция, но, возможно, и каменная соль. Так, высказывается предположение (Богомолова, Гарецкий и др., 1963), что мощные отложения ангидрита и каменной соли, обнаруженные в юго-восточной прибортовой части Прикаспийской синеклизы, имеют сакмарско-артинский возраст. Это позволяет предполагать, что и в центральных частях Прикаспийской синеклизы могли формироваться соленосные отложения сакмарско-артинского возраста (Корневский и Воронова, 1966). Однако доказанное мощное галогенное осадконакопление на пространствах южных бассейнов происходило в кунгурское время. Большую часть этого времени бассейны соединялись между собой в единую систему, но каждый из них обладал особенностями заложения и развития, с чем связаны и различия в характере образовавшихся галогенных формаций. Общее протяжение области соленаккопления в меридиональном направлении достигает 1200 км и ширины 150—180 км на севере и 1000 км на юге, в Прикаспийской синеклизе.

Галогенная формация, распространенная в платформенной и приплатформенной частях Башкирского Предуралья, стратиграфически подразделяется так же, как в северных районах, на филипповский и иренский горизонты. Первый из них, сложенный ангидритами и доломитами и имеющий на платформенной части области мощность 50—150 м, быстро утоньшается к западной окраине прогиба и выклинива-

ется в южном направлении. Повсеместное распространение имеет иренский горизонт, характеризующийся значительными колебаниями мощности и изменениями литолого-фациального профиля (Варламов, 1965).

Важной особенностью галогенной формации, связанной с Бельской впадиной Предуральяского прогиба, является на значительной части ее распространения сильно расчлененный рельеф ее основания, созданный сакмарско-артинскими рифогенными известняковыми массивами, возвышающимися до 1000—1300 м над днищами прилегающих к ним впадин. Вне этих структур ложе галогенной формации образовано нормально напластованными артинскими отложениями (рис. 68). Поэтому Н. М. Страхов (1947) подчеркивает, что галогенную формацию Бель-

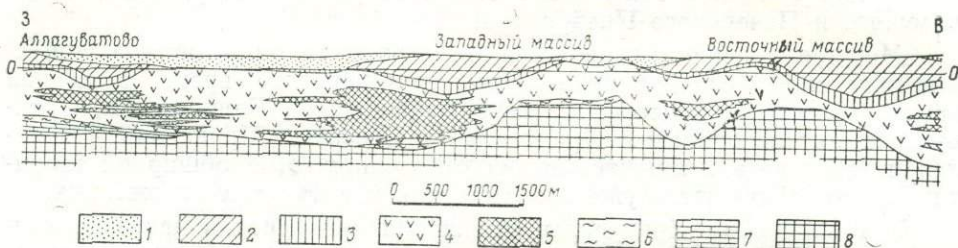


Рис. 68. Геологический разрез галогенной формации Ишимбаевского района (по А. А. Богданову, 1947 г.):

1 — четвертичные и третичные отложения; 2 — уфимская свита; 3—5 — кунгурские отложения; 3 — переходная толща, 4 — гипсо-ангидритовые породы, 5 — каменная соль; 6—7 — артинские отложения; 6 — верхнеартинские терригенно-карбонатные породы, 7 — горизонт с *Parafusulina lutugini*; 8 — сакмарские и ассельские отложения

ской впадины следует рассматривать «как толщу, характерную для центральных частей Предуральяского прогиба, как свиту, в значительной мере выполняющую этот прогиб и генетически с ней связанную».

Накопление галогенных осадков в условиях сильно расчлененного рельефа, по Н. М. Страхову (1947) и А. А. Богданову (1947), происходило после эпейрогенического подъема страны, проявившегося в конце артинского века, спада вследствие этого морских вод и осушения погребенных массивов, а также многих прилегавших к ним участков. Покрытыми водой остались лишь наиболее прогнутые части впадин, где и началось накопление галогенных осадков. При постепенном погружении дна бассейна осадки заполняли неровности рельефа вплоть до наиболее возвышенных его частей. Под толщей галогенных пород оказались захороненными и рифовые массивы.

Южнее Бельской впадины кунгурская галогенная формация прослеживается в Предуральском краевом прогибе, переходя к юго-западу и западу в область Прикаспийской синеклизы. Граница между этими регионами лишь структурно-морфологическая, но не формационная. В Предуральском прогибе галогенная формация слагает линейные складчатые структуры, а на территории Прикаспийской синеклизы и в переходной к ней зоне галогенные отложения образуют многочисленные солянокупольные структуры со сложной внутрисоляной тектоникой.

В зависимости от структурных условий галогенного осадконакопления, разной степени погружения впадин и последующих тектонических движений значительно колеблется мощность галогенных отложений. На внутренних участках Бельской впадины она изменяется от 300—400 до 1200—1500 м и южнее широтного отрезка р. Белой достигает даже 2000 м. Галогенная седиментация в Бельской впадине началась выпадением сульфатов кальция. Мощность ангидритового горизонта достигает нескольких десятков метров. Выше располагается средний — соле-

носный — горизонт, в котором основное место занимает каменная соль, слагающая толщи мощностью до 500—600 м, чередующиеся с пачками ангидритовой породы мощностью до 120—150 м. Это чередование местами переходит в тонкое переслаивание. Коэффициент соленасыщения колеблется от 48 до 98%, в среднем он близок к 65%, снижаясь на западе до 25—35%. Залежи каменной соли мощностью в несколько соген метров иногда резко выклиниваются или замещаются ангидритами на протяжении всего 1 км (Варламов, 1965). Над рифовыми массивами галогенные отложения представлены ангидритами и гипсами в некоторых случаях с мощными пачками и линзами терригенных (глинисто-песчаниковых) пород.

Закончилась галогенная седиментация отложением ангидритового горизонта, мощность которого сильно колеблется (от 80 до 500 м). Последний сменяется выше переходной толщей мощностью до 250—300 м, которая сложена красноцветными глинами, песчаниками и мергелями с прослоями гипса и ангидрита.

В Оренбургском и Актыбинском Предуралье галогенная формация, вскрытая буровыми скважинами в ряде пунктов (Каировка, Гребени, Нежинка, Красноярка, Жилианка, Табонтал и др.), сложена преимущественно каменной солью, содержащей более или менее мощные, но редкие пачки ангидритовой породы. На некоторых структурах галогенную формацию удается подразделить на три основных комплекса: нижний — терригенно-ангидритовый, сложенный пачками темно-серых песчаных глин и ангидрита, средний — ангидрито-соляной и верхний — гипсо-ангидрито-терригенный, сложенный ангидритами и гипсами с прослоями глины, мергеля, доломита. Наибольшую мощность (до 400—500 м) имеет средний комплекс; мощность нижнего комплекса 130—180 м, верхнего — 120—250 м (Иванов и Левицкий, 1960; Корневский и Воронова, 1966).

Для всей полосы распространения кунгурской галогенной формации в Южно-Предуральском прогибе и для прилегающей части Прикаспийской синеклизы характерно присутствие в каменной соли полигалита, проявляющегося большей частью в виде вкраплений, незначительных скоплений и иногда прослоев, либо распределенных почти во всей толще соли, либо приуроченных к верхним ее горизонтам. Исключение представляет лишь Жилианское месторождение в районе г. Актыбинска. Здесь, по данным Е. Г. Бурковской (1956) и С. М. Корневского (Корневский и Воронова, 1966), в нижней трети галогенной формации выделяется полигалитоносный горизонт мощностью 150—250 м, в котором прослеживаются пластовые линзы полигалитовой породы мощностью 23—37 м. В месторождении, кроме полигалитовых залежей, в верхах соленосной толщи установлены пластовые линзы сильвинита и сильвино-карналлитовой породы мощностью 10—24 м, местами разделяющимися на менее мощные пачки и пласты.

Проявления сильвина устанавливаются еще в нескольких пунктах (Гребени, Нежинка, Сулак, Красноярка) этой, в основном полигалитоносной полосы. Значительным распространением здесь пользуется также глауберит.

Мощность галогенной формации на всем протяжении Южно-Предуральского прогиба по направлению к востоку уменьшается, залежи соли постепенно выклиниваются или замещаются гипсо-ангидритовыми и карбонатно-ангидритовыми породами, а еще восточнее — терригенными отложениями, представленными песчаниками, алевролитами, слонстыми глинами и конгломератами, также содержащими местами залежи и пачки гипса и ангидрита, прослой известняков и доломитов. Терригенный материал в этих отложениях приносился с Урала, и в ряде пунктов он образует прибрежные конусы выноса потоков, впадавших с Урала в солеродный кунгурский бассейн (Страхов, 1947<sub>1</sub>).

В северной, Башкирской, части солеродного бассейна кунгурская галогенная формация прослеживается далеко в западном направлении, испытывая при этом фациальные изменения. Мощности залежей каменной соли, развитых в прогибе, к западу сокращаются до 250—150 м и менее; одновременно увеличивается количество и возрастают мощности толщ и пачек ангидритовой породы (до 100—125 м), к которым далее к западу присоединяются пачки и слои доломитов. Соль исчезает из разреза в 35—40 км западнее Ишимбаевского района. В северном направлении мощности залежей каменной соли также уменьшаются; в районе нижнего течения р. Белой, как это видно на рис. 63, развиты только ангидриты с прослоями доломитов (Варламов, 1965).

На Михайловском участке Ашинско-Стерлитамакской зоны Предуральяского прогиба и западнее его — в области Федоровско-Стерлибашевского вала, располагающегося в восточной части Русской платформы, — в верхних частях толщи каменной соли обнаружены калийные соли. На первом участке сильвинит и карналлитовая порода слагают пачки и слои мощностью от долей метра до 2—3 м, а на Стерлибашевском участке пластовые линзы сильвинита имеют мощность 1,5—5 м. Здесь обнаружены также проявления глазерита (Кореневский и Воронова, 1966).

Краевые западные литолого-фациальные комплексы кунгурской галогенной формации — ангидрито-соленосная и ангидрито-доломитовая — прослеживаются на всем протяжении бортовой части Прикаспийской синеклизы, оконтуривая ее с северо-запада, запада и юго-запада (см. рис. 63). По литологии, стратиграфической позиции и характеру разрезов эти комплексы соответствуют подобным отложениям, развитым на западе северной группы солеродных бассейнов.

Необычный разрез отложений, подстилающих галогенную формацию, вскрыт скв. 27 на Тунгутинской антиклинальной структуре, в 60 км к югу от Волгограда (Урусов, 1965). Здесь на глубине 2377 м под толщей каменной соли мощностью 520 м вскрыта толща карбонатных рифогенных пород мощностью 850 м.

Филипповский горизонт (глубина 2377—2450 м) представлен органично-детритовыми известняками с фауной фораминифер, аналогичной фауне сылвенских рифов Предуралья. На остальной территории области мощность этого горизонта в 5—6 раз меньше.

Артинские отложения (глубина 2450—2720 м) представлены также органично-детритовыми известняками, причем мощность отложений здесь больше в 10 раз мощности тех же отложений на других площадях Русской платформы.

Сакмарский ярус, неполная мощность которого 510 м, сложен известняками с фауной, типичной для сакмарских отложений Предуралья.

Таким образом, на западе Прикаспийской синеклизы соотношения кунгурской галогенной формации с подстилающими ее отложениями близки к соотношениям этих осадков на ряде участков более северных районов Предуралья.

Характеристика галогенной формации внутренних частей Прикаспийской синеклизы может быть дана только для той части ее разреза, которая вскрыта буровыми скважинами в пределах солянокупольных структур, т. е. для верхних ее горизонтов — соляного, верхнего терригенно-сульфатного и залегающего еще выше ангидрито-гипсового. Сложные тектонические условия, в которых находятся эти отложения, не позволяют детально их стратифицировать и увязать между собой разрезы отдельных структур и их частей. Попытки в этом направлении проделаны С. М. Кореневским (Кореневский и Воронова, 1966).

Соляной горизонт, в который буровые скважины проникли на глубину до 3000 м и более, сложен преимущественно каменной солью, ко-

торая в главной своей массе отличается небольшим содержанием примесей (ангидрита — от долей процента до 3—4%; карбонатно-глинистого материала — от следов до 2—3% и более в глинистых разностях соли). Содержание NaCl обычно более 90%. В толще соли на некоторых структурах (Черная Речка, Доссор, Индер, Макат) отмечаются редкие, но довольно мощные (до 25—50 м) пачки, сложенные ангидритами, ангидрито-доломитами, доломитами и засоленными песчано-глинистыми породами. В верхней части соляного разреза Индерской солянокупольной структуры установлена толща пестроцветных и красноцветных галопелитов мощностью до 50—75 м. Состав породы: силикатная часть (гидрослюда и кварц) — 30—45%; доломит и магнезит — 12—15%; гипс и ангидрит — 30—37%; галит и сильвин — 3—18%. Имеются прослой, гнезда и прожилки ангидрита, галита, глинистого сильвинита.

В соляном горизонте многих (более 30) солянокупольных структур обнаружены пачки и пласты калийных солей мощностью до 15—20 м, а также прослой и вкрапления их в толщах каменной соли мощностью в десятки метров. В минеральном составе калийных солей преобладают сильвин и карналлит; в переменных количествах встречаются бишофит, полигалит, кизерит; на некоторых месторождениях обнаружены каинит и другие минералы (см. табл. 20). В солянокупольной структуре Азир встречены залежи тенардитовой породы. Наиболее значительные залежи калийных солей обнаружены на Индерской и Челкарской структурах; перспективна на калий Эльтонская структура (Иванов и Левницкий, 1960; Корневский и Воронова, 1966).

Распространение в соленосной формации Прикаспийской синеклизы и Южно-Предуральского прогиба сульфатных солей калия и магния свидетельствует о том, что рассол, из которого кристаллизовались эти соли, в противоположность рассолу северных бассейнов (Верхнекамского, Верхнепечорского) не был метаморфизован в сторону обессульфачивания.

Конечная, или завершающая, ступень галогенной седиментации в области Прикаспийской синеклизы представлена так называемым соленосно-сульфатным горизонтом, который сложен чередующимися пачками каменной соли и ангидритовой породы и содержит слои и прослой красноцветных и темно-бурых глин, мергелей и песчаников. Мощность горизонта до 50—100 м и более.

В верхах этого горизонта прослеживается комплекс ангидритогипсовых пород, представляющий в основном гипергенное образование — «гипсовую шляпу» — и развитый на вершинах соляных ядер структур. Мощность его колеблется от первых десятков метров до 80—100 м.

В отличие от галогенной формации более северных районов Предуралья кунгурская галогенная формация на рассматриваемой южной территории непосредственно покрывается мощными красно- и пестроцветными, преимущественно терригенными отложениями верхней перми, которые на части площади стратифицируются более подробно с выделением, в частности, уфимских отложений (Предуральский прогиб и прилегающие части платформ). Эти отложения связаны с породами галогенной формации переходным горизонтом или ложатся на них с размывом. Образование толщ красноцветов связано с перестройкой тектонического плана и изменением климатической обстановки области, резким усилением эрозионной деятельности на прилегавшей уральской суше и сносом водными потоками в отмиравший солеродный бассейн масс обломочного материала и карбонатно-глинистого шлама.

**Галогенная формация цехштейна.** Галогенная формация среднего и верхнего цехштейна известна на территории семи государств Западной и Восточной Европы: Англии, южной части Дании, северо-восточ-

ной части Нидерландов, ФРГ, ГДР, Польши и северо-западной части СССР. Площадь, занимаемая галогенной формацией, вырисовывается в виде сложного, сдавленного с боков овала с длинной осью около 1500 км и короткой 400—450 км (рис. 69).

Галогенные и вмещающие их отложения выполняют структурные впадины и прогибы средне- и позднепалеозойского времени, в число которых входят: синеклиза Восточной Англии, возникшая на базе каледонид, Северо-Германская впадина и Польско-Датский прогиб (объединяемые часто в Польско-Германскую впадину) и Балтийская

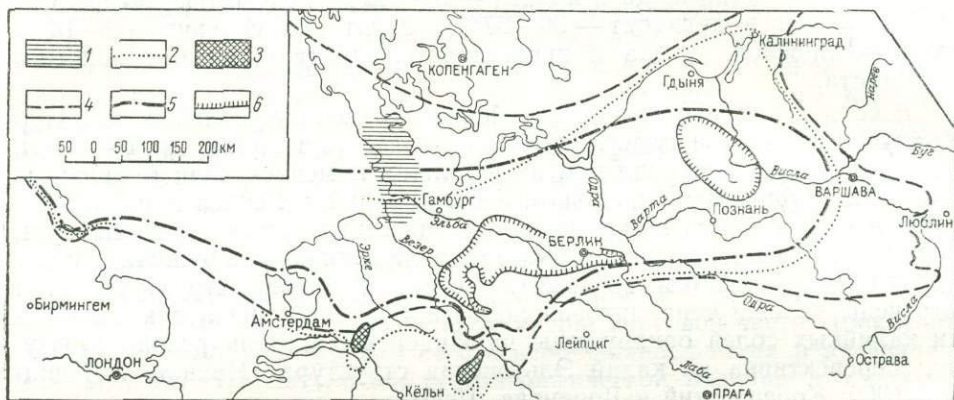


Рис. 69. Площади пермского соленакпления в Северо-Германской впадине, Балтийской синеклизе и синеклизе Восточной Англии (по Lotz, 1938; Richter-Bernburg, 1955 г.; Poborski, 1960 г.):

1 — соленосные отложения в красном ложе ( $P_1$ ); 2 — границы распространения соленосных отложений формации Верра ( $Z_1$ ); 3 — площади распространения калийных пластов формации Верра; 4 — границы распространения отложений стассфуртской формации ( $Z_2$ ); 5 — границы распространения стассфуртского горизонта калийных солей; 6 — границы распространения калийных пластов формации Лейне ( $Z_3$ )

синеклиза, возникшие на базе эпипалеозойской платформы, и частично также опущенный западный край Русской платформы.

В северо-восточной части цехштейновый солеродный бассейн ограничивался поднятием Фенноскандинавского континента; на юге границей его служили герцинские массивы, которые отделяли этот бассейн от геосинклинального бассейна Тетис. С открытым Северным океаном солеродный бассейн сообщался сравнительно узким проливом. Бассейн нижнего цехштейна распространялся на площадь более 500 000 км<sup>2</sup>.

Значительная продолжительность времени седиментации, различные структурные и ландшафтно-геологические условия, в которых находились солеродные бассейны, колебание режима их водно-солевого питания как со стороны открытого моря, так и со стороны суши, а также последующие постседиментационные процессы — все это породило заметные и иногда довольно существенные модификации разреза, фациальных особенностей и вещественного состава цехштейновой формации в разных частях площади ее распространения. Некоторые характерные черты этой широко распространенной формации иллюстрирует табл. 19, составленная по данным Г. Рихтер-Бернбурга, Ф. Лотце, Х. Рота, Р. Тейхмюллера, Г. Армстронга, Ф. Стьюарта и др. (Rochter-Bernburg, 1955; Lotze, 1958; Roth, 1955; Teichmuller, 1958; Armstrong, 1951; Stewart, 1963). В этой таблице сопоставлены разрезы цехштейновой формации, распространенной в бассейнах ГДР, ФРГ и Англии.

Стратиграфически обнимающая средний и верхний цехштейн галогенная формация наиболее полно развита в центральных частях Северо-Германской впадины, где суммарная мощность ее превышает

1200 м. Формация подразделяется на четыре цикла — серии: Верра ( $Z_1$ ), Стассфурт ( $Z_2$ ), Лейне ( $Z_3$ ) и Аллер ( $Z_4$ ) (см. табл. 19 и рис. 70, 71). Каждая из этих серий в связи с разными амплитудами прогибания участков солеродного бассейна во время их формирования получила различное развитие как в плане, так и в разрезе. Более полно развиты серии на участках, которые в процессе седиментогенеза сильнее прогибались. К этим участкам приурочены мощные толщи каменной соли с пластами калийных солей.

В почве серий ( $Z_2$ — $Z_4$ ) на площади Главного и других бассейнов прослеживаются сравнительно небольшой мощности отложения красно- и сероцветных соленосных глин, в основании местами с тонкими слоями песчаников и конгломератов. Выше этих отложений, а иногда замещая их, расположены пачки карбонатных и карбонатно-ангидритовых пород переменной мощности. Эти отложения фиксируют стадии более свободного сообщения солеродного бассейна с питавшим его океаническим водоемом. Вместе с тем они фиксируют стадии усиления притока вод с суши, рассолонавших бассейны и вносивших массы мелко-обломочного материала. Эти условия закономерно сменялись солеродной обстановкой накопления осадков, в результате которой в бассейне формировались толщи каменной соли во всех сериях цехштейна и калийных солей — в трех нижних.

Серия Верра ( $Z_1$ ) наиболее полное развитие имеет в боковых бассейнах Верра-Фульда или Гессенско-Тюрингенском, Нижнерейнском, и Йоркширском и, по-видимому, на крайнем северо-востоке Главного бассейна (Польша, СССР). Частичное отделение боковых бассейнов от Главного произошло в конце раннего цехштейна. Бассейн Верра-Фульда располагался в зоне прогиба между Гарцем, Рейнским и Чешским массивами, а Нижнерейнский бассейн представлял залив, вдававшийся на 60 км с севера в Рейнский массив.

Мощное соленакопление в этих бассейнах обеспечивалось в соответствующих климатических условиях большей их удаленностью от океана (питание осуществлялось через Главный бассейн) и более значительным в это время прогибанием их дна, чем в прилегавшей области Главного бассейна. В бассейне Верра-Фульда общая мощность соленосной толщи от 250 до 490 м. К средней ее части приурочены два пласта калийных солей. Нижний из них — Тюрингенский — мощностью 2,5—3 м с раздувами до нескольких метров и даже до 30 м развит на площади около 400 км<sup>2</sup>. Пласт сложен карналлитовой породой и иногда сильвинитом в верхней части и кизеритовым сильвинитом (твердой солью) в нижней. Верхний пласт — Гессенский — мощностью около 3 м развит на площади 270 км<sup>2</sup>. Сложен он твердой солью с обогащением на отдельных участках сильвинитом и карналлитом (Roth, 1955).

Большой интерес представляют в бассейне Верра внедрения в гадогенную формацию базальта, связанные с конечными стадиями магматических процессов, происходивших в этой области в третичное время. Внедряясь по системе разломов и трещин, базальт образует серию даек и неправильных интрузивных тел мощностью от нескольких метров до 90 м. Вместе с базальтом проникали термальные воды и газы (углекислота), которые оказывали метаморфизирующее воздействие на соляные породы (Bessert, 1933; Норре, 1960; Fandrich, 1962). В зонах метаморфизма отмечается появление волокнистого полигалита и новообразований сильвина, леонита, каинита, лангбейнита, глазерита, магнетита.

В Нижнерейнском бассейне мощность соленосной толщи 450—475 м. К средней ее части приурочена калиеносная зона мощностью до 65 м, в основании которой выделяются 1—2 и местами 3 пласта твердой соли, мощность каждого из которых 1—2 м. Выше располагается

Разрезы цехштейновой галогенной формации, распространенной в бассейнах ГДР, ФРГ и Англии

Стратиграфия		Основные соленосные бассейны								
		Главный, или Северо-Германский		Йоркширский (Северо-Восточная Англия)		Верра-Фульда (Гессенско-Тюрингенский)		Нижнерейнский		
		Стратиграфический разрез	Мощность, м	Стратиграфический разрез	Мощность, м	Стратиграфический разрез	Мощность, м	Стратиграфический разрез	Мощность, м	
Верхний цехштейн	Z <sub>4</sub> — серия Аллер	Пограничный ангидрит Самая молодая каменная соль (глинистая, снежная, полосчатая) . . . . . Пегматитовый ангидрит  Красные соленосные глины; в основании местами песчаники и конгломераты . . . . .	5 До 100 1—1,5  10—30	Верхний горизонт галогенных отложений 50—70 м	Верхний пермский мергель . . . . . Покровный ангидрит . . . . .  Соленосная глина . . . . .	До 200 0,5—3  2—4	Крупнозернистый песчаник . . . . . Покровный ангидрит . . . . . Верхняя красная соленосная глина (песчаник) . . . . .	1—2 0,6—1,2  10—20	Верхняя красная соленосная глина, обломочный гипс . . . . .	До 30
	Z <sub>3</sub> — серия Лейне	Глинистая каменная соль  Пласт калийных солей Ридель . . . . . Покровная каменная соль . . . . . Пласт калийных солей Ронненберг . . . . . Подстилающая каменная соль . . . . . Главный ангидрит . . . . . Плитчатый доломит . . . . . Серая соленосная глина; в основании местами красные песчаники и конгломераты . . . . .	15  5—10 100—150 До 5 30—40 35—50 До 30 До 30		Глинистая каменная соль с включениями ангидрита . . . . . Сильвинитовая зона . . . . . Каменная соль . . . . . Ангидрит . . . . .  Мергель с примесью вторичного карналлита . . . . .	15—27 0—8,5 12—19 5—9  10—20		Плитчатый доломит . . . . . Нижняя серая соленосная глина . . . . .		
Средний цехштейн	Z <sub>2</sub> — серия Стассфурт	Покровный ангидрит . . . . . Покровная каменная соль . . . . . Пласт калийных солей Стассфурт . . . . . Подстилающая (древняя) каменная соль . . . . . Базальный ангидрит . . . . .  Главный доломит — воючий сланец . . . . . Бурая соленосная глина	1 0,5—2 5—25 50—500 2  До 30 До 3	Средний горизонт галогенных отложений 70—125 м	Верхняя каменная соль  Пласт сильвинита . . . . .  Нижняя каменная соль Ангидритовая и галитоангидритовая породы	0—5,2  3—4  25—84 15—28	Верхняя каменная соль Покровный ангидрит . . . . .	5—10 0—10	Покровный ангидрит . . . . . Каменная соль . . . . . Базальный ангидрит, местами глины . . . . .	5—6 6—22 5—7
	Z <sub>1</sub> — серия Верра	Покровный (верхний) ангидрит . . . . . Древнейшая каменная соль . . . . . Подстилающий (нижний) ангидрит . . . . .	20 6 До 30		Покровная (верхняя) каменная соль . . . . . Ангидрит . . . . .  Полигалитовая зона . . . . .  Подстилающая (нижняя) каменная соль . . . . . Галито-ангидритовая порода . . . . .	12—35 15—150  До 100 и более  14—40 45—90		Верхняя каменная соль Пласт калийных солей Гессен . . . . . Средняя каменная соль  Пласт калийных солей Тюринген . . . . . Нижняя каменная соль Узловатый ангидрит . . . . .		
Нижний цехштейн	Базальная серия	Цехштейновый известняк . . . . . Медистые сланцы . . . . . Цехштейновый конгломерат . . . . .	4 0,3 До 2	Нижний доломитизированный известняк . . . . .	До 120	Цехштейновый известняк . . . . . Медистые сланцы . . . . . Цехштейновый конгломерат . . . . .	4 0,3 До 2			

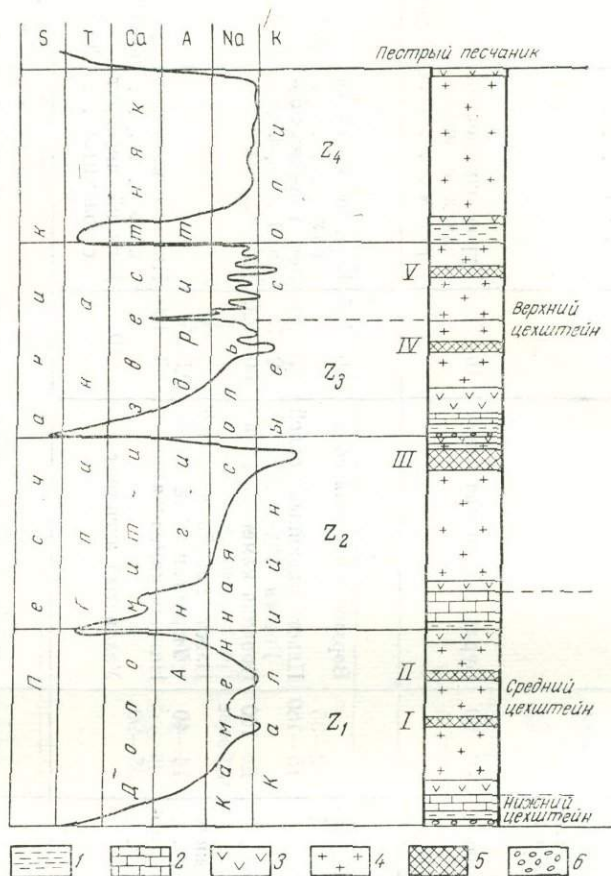


Рис. 70. Сводный стратиграфический разрез цехштейновой галогенной формации (по Richter-Bernburg, 1955, г.):

1 — соленосная глина; 2 — карбонаты; 3 — ангидрит; 4 — каменная соль; 5 — калийные соли; 6 — конгломераты; пласты калийных солей: I — Тюрингенский; II — Гессенский; III — Стассфуртский; IV — Ронненбергский; V — Ридельский

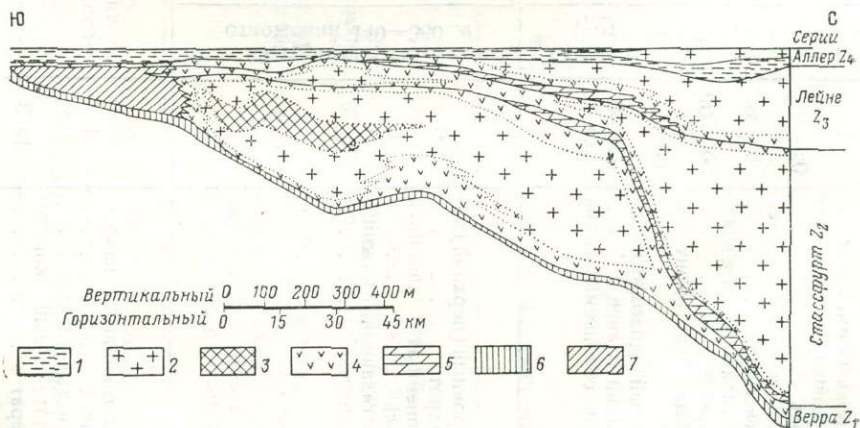


Рис. 71. Схематический геологический разрез цехштейновых отложений Нижнерейнского и южной части Главного бассейнов (по Teichmüller, 1958):

1 — красная соленосная глина; 2 — каменная соль; 3 — калийные соли; 4 — ангидрит; 5 — доломит; 6 — цехштейновый известняк и медистые сланцы; 7 — мергели

горизонт, содержащий многочисленные слои карналлитовой породы (Lotze, 1938).

Как в Гессенско-Тюрингенском, так и в Нижнерейнском бассейне наиболее мощные накопления солей приурочены к внутренним частям впадин. К периферии во всех направлениях мощность солей быстро уменьшается до их полного седиментационного выклинивания и замещения ангидритами, ангидрито-карбонатными и карбонатными породами. Так, в северном направлении из разреза сначала выпадают калийные соли, а затем и каменная соль; в области антиклинали Бентхейм галогенные отложения представлены ангидритовой породой мощностью до 125 м (так называемый ангидритовый вал). Выклинивание мощной толщи каменной соли и смена ее ангидритовой породой происходят весьма быстро — на протяжении каких-нибудь 2 км. В основании ангидритовой толщи прослеживается маломощная пачка (5 м) доломита. Еще далее во внешнюю область, на пространствах Главного бассейна, серия Верра сложена преимущественно ангидритами лишь местами с залежами каменной соли мощностью от нескольких метров до 100 м и более.

Такой мощности залежи каменной соли в серии Верра установлены, в частности, на крайнем северо-востоке, в Приморском районе Балтийской синеклизы. В районе поднятия Лебы серия Верра сложена в основании ангидритовой породой (мощность до 90 м) и выше — каменной солью (мощность до 100 м) (Szaniwski, 1966). К востоку, в районе Хлопово (Гданьский район), по данным польского геолога З. Вернера, в каменной соли установлены пластовые линзы полигалитовой породы, а также проявления карналлита, каинита, глазерита и лёвевита. Еще далее к востоку, в Нивенской впадине (район Калининграда), в верхней части толщи каменной соли общей мощностью 174 м, залегающей на ангидритовой толще мощностью около 75 м, установлена залежь полигалитовой породы мощностью около 2 м (Иванов и Левицкий, 1960; Яржемский, 1959). На этом пространстве Балтийской синеклизы отложения цехштейна залегают ингрессивно на силурийских породах. В юго-западной части Польши серия Верра мощностью до 300 м сложена ангидритами и вверху — каменной солью мощностью около 100 м (Роборски, 1960).

Большой мощности (до 200—300 м) серия Верра достигает в Йоркширском бассейне, который в это время был, по-видимому, подобен боковым цехштейновым бассейнам. На северо-востоке бассейна в средней части серии, возможно соответствующей зоне калийных солей Гессенско-Тюрингенского и Нижнерейнского бассейнов, в скважине Эскдэйл установлена залежь полигалитовой породы мощностью до 100—130 м (Armstrong, 1951).

Как здесь, так и в бассейне Балтийской синеклизы, залежи полигалитовой породы характеризуют краевые фации калиеносных горизонтов.

На огромной площади распространена Стассфуртская серия ( $Z_2$ ) цехштейновой галогенной формации. В противоположность серии Верра Стассфуртская серия наиболее мощное развитие получила в пределах Главного бассейна. Значительно уменьшается мощность этой серии в Йоркширском бассейне, особенно в боковых бассейнах, где она представлена соленосными глинами и ангидритами с подчиненными им залежами каменной соли (см. табл. 19).

Это свидетельствует об инверсии колебательных движений. Во время формирования Стассфуртской серии прогибание Северо-Германской впадины значительно интенсифицировалось на площади Главного бассейна, тогда как прогибание площадей боковых бассейнов в это время было резко ослаблено или даже приостанавливалось. Иными словами, тектоническое развитие этих частей впадины в стассфуртское время

было иным, чем во время формирования серии Верра. Вместе с этим в стассфуртское время и особенно позднее поступление в боковые бассейны вод с суши, вероятно, усилилось. Это нашло свое отражение в литологии отложений, среди которых каменная соль занимает подчиненное положение или вовсе отсутствует (серии  $Z_3$  и  $Z_4$ ).

На площади Главного бассейна Стассфуртская серия испытывает значительные колебания мощности и изменения литолого-фациального характера. Это связано как с первичными условиями накопления осадков, так и с проявлениями соляной тектоники. Первоначальная мощность серии в районе Стассфурта была близка к 400—500 м; 95% ее составляют соляные накопления. К верхней части серии приурочен Стассфуртский пласт калийных солей, распространенный на площади не менее 80—100 тыс. км<sup>2</sup> (Lotze, 1938). Мощность пласта 4—8 м при сложении его твердой солью и до 15—25 м и более при карналлитовом составе. Кроме главнейших минералов — сильвина, карналлита и кизерита — в различных условиях и количествах содержатся скопления и проявления полигалита, каинита, лангбейнита, бишофита, лёвента, шённита, вантгоффита и др. (Schneegass, 1964). Ряд этих минералов представляет новообразования, вызванные процессами катагенеза, гипергенеза, метаморфизма.

В восточной области Польско-Датского прогиба и Балтийской синеклизе Стассфуртская серия широко распространена в центральной и северо-западной частях Польши. Здесь мощность серии колеблется от 250 м (Предсудетская моноклираль) до 450—500 м в центральной части и на северо-западе. В соответствии с возрастанием мощности серии изменяется ее состав от соляно-ангидритового (мощность соли до 100 м) на юго-западе до почти соляного в центральной и северо-западной частях территории. В соляной структуре Избица Куявска-Лэнчица в центральной части Польши в кровле Стассфуртской серии установлены твердая соль и карналлитовая порода с кизеритом, которые слагают пласты мощностью до нескольких метров (Poborski, Prochazka, Wala, 1956; Poborski, 1960; Werner, Poborski, Orska, Bakowski, 1960).

В Йоркширском бассейне Стассфуртская серия представлена в основании доломитовым мергелем и ангидритовой породой, а выше — каменной солью (мощность до 60 м), в кровле которой располагается пласт сильвинита мощностью до 4 м. Общая мощность серии 125—150 м, т. е. меньше в несколько раз по сравнению с мощностью серии в Главном бассейне.

Общий план тектонических движений и седиментогенеза в области Польско-Германской впадины, установившийся в стассфуртское время, сохранился и во время формирования серии Лейне ( $Z_3$ ).

Наиболее мощное развитие этой серии наблюдается в западной и восточной частях Главного бассейна, где толща соли достигает мощности 250—300 м и более. Эта толща содержит пласты калийных солей.

В боковых бассейнах (Гессенско-Тюрингенском и Нижнерейнском) в это время формировались маломощные пачки доломито-ангидритовых пород и соленосных глин, а в Йоркширском бассейне образовался верхний горизонт галогенных отложений мощностью 50—70 м, в средней части которого в каменной соли наблюдаются проявления сильвина.

На востоке Главного бассейна (область Куявского вала) верхняя часть серии Лейне мощностью до 100—150 м сложена соленосными глинами и глинистой каменной солью (так называемым «зубером»), нередко брекчированными.

Во время формирования серии Лейне в режиме водного питания бассейна значительную роль играли притоки воды с континента, а также менялся объем поступления океанических вод. Это обусловило

меньшую выдержанность разреза и более частые изменения фациального профиля отложений серии Лейне по сравнению с сериями  $Z_1$  и  $Z_2$ .

В западной части Главного бассейна, как уже отмечалось, выделяется ограниченное поле распространения пластов калийных солей, связанных с серией Лейне. Нижний из этих пластов — Ронненбергский, залегающий в средней части серии, представлен белым и сероватым высокосортным сильвинитом, карналлитовой породой белого или розового цвета и на некоторых участках твердой солью. Пласт Редельский, приуроченный к верхней части серии, сложен также сильвинитом белого, серовато-красного и серого цвета. В Ганноверском районе выше Ронненбергского пласта прослеживается так называемый сопутствующий ему маломощный пласт Бергмансзеген, сложенный сильвинитом, а выше Ридельского пласта — маломощный пласт Альберт (Lotze, 1938).

Калийные соли, встреченные в серии Лейне в окрестностях Клодавы, приурочены к ее средней части. Представлены они карналлитовой породой, содержащей кизерит, и безкизеритовой, слагающей два пласта мощностью до 10—15 м (Wegner и др., 1960).

Разрез галогенной формации цехштейна завершается верхней серией Аллер ( $Z_4$ ), распространенной на том же пространстве, что и нижежелезацие серии, но обладающей меньшей мощностью, а местами седиментационно выклинивающейся. Как в боковых бассейнах, так и в Йоркширском бассейне серия  $Z_4$  не содержит залежей соли: она представлена только соленосными глинами или отложениями ангидрита и мергелей (см. табл. 19). Каменная соль распространена на площади Главного бассейна, где мощность ее залежей к центральной части возрастает до 75—100 м. В восточной части бассейна (район Куявского вала) серия Аллер сложена соляно-глинистыми породами («зубер») красного и буро-красного цвета с пачками розовой каменной соли. По данным скважин мощность серии достигает 100 м и более.

Приведенная характеристика особенностей строения и литологии отдельных серий средне- и верхнецехштейновых отложений свидетельствует о значительном разнообразии условий, в которых происходило их формирование. Особенно следует подчеркнуть, что в каждой серии могут быть выделены этапы большей или, наоборот, меньшей солености бассейна, достаточно закономерно сменяющие друг друга. Пожалуй, это наиболее яркий пример стадийно-циклического развития процесса накопления осадков в солеродном бассейне. Отложение каждой из серий вначале происходило в условиях значительного понижения солености воды бассейна, что фиксируется пачками соленосных глин, карбонатных пород и ангидрита. Однако эти стадии не нарушали радикально общую направленность процесса седиментации, который в каждой серии развивался в направлении все большего осолонения бассейна, а затем нового спада солености. Эта направленность процесса и относительно короткий срок формирования базальных пачек отдельных серий позволяют, как нам представляется, рассматривать средне- и верхнецехштейновые отложения Северо-Германской впадины и прилегающих к ней структур как единую галогенную формацию, а не как ряд формаций, соответствующих указанным стратиграфическим сериям.

## ГАЛОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ГЕНЕЗИСА

Залежи солей и соленосные осадки, формирующиеся в континентальных водоемах, не связанных с морем и лишенных морского питания, широко распространены на суше Земли в современную геологическую эпоху. В ископаемом же состоянии галогенные формации и соляные месторождения континентального генезиса встречаются редко и

занимают положение, резко подчиненное морским формациям. По Н. М. Страхову (1962<sub>1</sub>), «континентальные галогенные формации представляют собой своего рода геологический раритет, ограниченный к тому же в своем распространении почти исключительно самыми последними моментами геологической истории». Достоверно континентальные галогенные формации, установленные в немногочисленных пунктах, связаны с палеогеновыми и неогеновыми отложениями. Континентальный генезис некоторых галогенных формаций более древних возрастов не во всех случаях можно считать доказанным.

Рассматривая вопрос о причинах ограниченного распространения континентальных галогенных формаций, Н. М. Страхов (1962<sub>1</sub>) в согласии с выводами В. Н. Щербины отмечает, что «возникновение континентальных галогенных формаций требовало сочетания изохорического испарения или близкого к нему с достаточно активным тектоническим режимом, способным поддерживать котловину даже тогда, когда галогенез становился быстрым». Но благоприятное сочетание этих условий встречалось не часто и поэтому континентальные галогенные формации являются образованиями редкими, представляя скорее исключение, чем правило в аридном галогенезе.

Заметим, однако, что эти условия, как и соответствующий режим аридного климата, были необходимы в такой же мере и для образования галогенных формаций морского генезиса. Следовательно, немногочисленность континентальных галогенных формаций обуславливается еще какими-то причинами. Нам представляется, что наряду с указанными факторами необходимо принимать во внимание характер континентальных солеродных бассейнов и условия их питания. Эти бассейны могли возникать и развиваться только в бессточных впадинах аридных областей. В котловины бассейнов поступали пресные и минерализованные воды, в них аккумуляровались продукты химического и физического выветривания, рыхлый терригенный материал и другие образования, которые здесь завершали свой миграционный путь. Водно-солевое питание бассейнов шло за счет главным образом речного и в какой-то мере подземного стока. Свою минерализацию воды получали при промывании и выщелачивании пород водосборной площади. В континентальные бассейны поступали растворы только тех компонентов, которые извлекались из окружающих пород и, следовательно, как количественная, так и качественная стороны этого процесса зависели от состава этих пород, содержания в них растворимых веществ, объема выпадавших атмосферных осадков, воздействия на породы постоянных и временных водотоков и подземных вод. Запасы в породах всех растворимых веществ не восстанавливались и не возобновлялись.

В иных условиях, как было показано выше, находились солеродные бассейны морского генезиса, для которых морская вода с растворенными в ней веществами являлась поистине неисчерпаемым источником, поставлявшим и пополнявшим солевые запасы бассейнов. В этом кроется основное различие между морскими и континентальными солеродными бассейнами и это же в существенной мере обусловило наряду с прочими факторами меньшую распространенность ископаемых галогенных формаций континентального генезиса по сравнению с морскими.

Можно высказать еще одно соображение. В ископаемом состоянии обнаруживаются континентальные галогенные формации лишь наиболее мощные и распространяющиеся на значительные площади и поэтому немногочисленные. Но наряду с такими формациями в прошлые геологические эпохи могли формироваться в континентальных условиях и ограниченные и даже небольшие соленосные залежи и месторождения солей, которые могли быть уничтожены (размыты, выщелочены) при

разного рода геологических процессах, происходивших в постседиментационный период.

Соляные залежи известных галогенных формаций континентального генезиса характеризуются преобладанием сульфатных минералов, таких, как глауберит, мирабилит, тенардит, гипс, ангидрит, в редких случаях астраханит, вместе с которыми широко развит галит. Особое место в этих формациях занимает группа содовых минералов, в редких случаях образующих самостоятельные месторождения. Калийные, калийно-магниевого и чисто магниевые минералы в них отсутствуют.

Как примеры терригенно-галогенных формаций континентального генезиса мы рассмотрим галито-глауберитовые формации межгорных впадин Тянь-Шаня и содовую формацию штата Вайоминг, США.

**Галито-глауберитовые формации межгорных впадин Тянь-Шаня<sup>1</sup>.** Межгорные впадины Тянь-Шаня, располагающиеся на палеозойском и частично мезозойском основании, выполнены мощными толщами континентальных неогеновых отложений, которые подразделяются на два основных комплекса — нижний (красноцветный) и верхний (пестроцветный). Первый из них сложен алевритами, песчаниками и конгломератами, имеющими преимущественно красную окраску. В верхах комплекса отмечается слабая загипсованность пород. Мощность комплекса измеряется сотнями метров, а нередко достигает 1000—1500 м. Верхний — пестроцветный — комплекс, лежащий без видимого несогласия на нижнем, представлен породами преимущественно зеленовато-серой окраски. В нижней части этот комплекс сложен мергелями и песчано-глинистыми породами, с которыми связаны гипсоносные и соленосные накопления. В верхней части комплекса значительную роль играют конгломераты. Мощность комплекса очень изменчива — от нескольких сотен метров до 4000 м.

Галогенные отложения имеют, по-видимому, миоценовый возраст, но возможно, что в пределах этой эпохи они не везде занимают одну и то же стратиграфическое положение, т. е. их формирование не было одновременным. Мощность собственно соленосных отложений в отдельных впадинах и месторождениях от нескольких десятков метров до 100—150 м. Соленосно-гипсоносные отложения достигают мощности иногда в несколько сотен метров.

Скважина «1-А» в Восточно-Чуйской впадине, на западном окончании соляного ядра Серафимовской складки, вскрыла весь разрез соленосных отложений и вошла в подстилающие породы киргизской красноцветной свиты (Петросьянц, 1966). Разрез представлен следующими отложениями:

9—560 м — глины с преобладанием гипса и галита;

560—865 м — глины с преобладанием глауберита, а также с наличием прослоев гипса и ангидрита; содержание сульфатных минералов 30—40% от общего состава породы; окраска пород темно-серая, изредка коричневая, переходящая в зеленовато-серую;

865—930 м — чередующиеся зеленые и коричневые известковые глины с включениями глауберита и галита;

930—984 м — пестроцветные глины; соль отсутствует;

984—1031 м — киргизская свита: бурые глины с прослоями алевритов и песчаников.

Состав соляной минерализации галогенных формаций в отдельных впадинах различный (рис. 72). Среди соляных минералов основное место занимает гипс, присутствующий всюду, а также глауберит и галит. Особенно широко распространен глауберит: ему принадлежит преобла-

<sup>1</sup> Характеристика данных формаций в основном составлена по работам В. Н. Щербини (1952, 1956) и обобщениям, изложенным в работах А. А. Иванова и Ю. Ф. Левицкого (1960) и Н. М. Страхова (1962<sub>1</sub>).

дающая роль в минерализации миоценовых соленосных отложений межгорных впадин Тянь-Шаня. При широком распространении глауберита в современных и ископаемых отложениях он нигде не достигает таких концентраций, как в рассматриваемом регионе (Щербина, 1952). Остальные минералы проявляются в переменных количествах и уславливаются далеко не на всех участках. Мирабилит в значительных образованиях имеется только в корях выветривания как продукт разложения глауберита и гидратации тенардита.

Впадина	Гипс	Ангидрит	Галлит	Глауберит	Тенардит	Астраханит	Кора выветривания	
							Гипс-вая	Гипс-мирабилитовая
Чуйская	⊙	⊙	●	●			●	⊙
Насыккульская	⊙		⊙					●
Кегенская	⊙		⊙	⊙	⊙		⊙	
Кочкарская	⊙		●	●	●		⊙	●
Джумгалская	⊙	⊙	⊙	⊙			⊙	⊙
Какомеренская	⊙		⊙	⊙				
Толукская	⊙							
Сарсагутская	⊙							
Кетменьткюбинская	●		●	⊙	⊙	⊙	⊙	⊙
Тюлекская	●							
Нарынская	⊙		⊙	⊙				
Алабуевинская	●	⊙	⊙	●			⊙	●
Тогузтароуская	●	⊙	⊙	⊙			⊙	
Ферганская	●		●	⊙			⊙	⊙

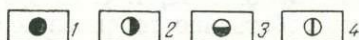


Рис. 72. Состав соляной минерализации галогенных формаций межгорных впадин Тянь-Шаня (по В. Н. Щербине, 1956 г.):  
1 — очень много; 2 — много; 3 — немного и мало; 4 — очень мало

Соляные породы слагают более или менее мощные пластово-линзообразные и линзообразные тела, пачки, слои и прослои, причем отдельные разности пород тесно связаны между собой и далеко не всегда могут быть четко разделены. Мощности их на коротких расстояниях (19—20 м) нередко меняются от сантиметров до нескольких метров. Соляные породы чередуются в разрезе с пестроцветными гипсоносными и соленосными глинами, а также седиментационно выклиниваются среди этих пород и на коротких расстояниях замещаются ими. Мощные соленосные залежи переходят в гипсоносно-глинистые в некоторых участках на расстоянии всего 1—2 км.

Строение комплексов соленосных отложений лучше всего выяснено в Чульдадырском (Кегенская впадина) и Бардымкульском (Ферганская впадина) месторождениях.

В Чульдадырском месторождении мощность соленосной толщи до 500—600 м. В сложении ее главнейшее место занимают карбонатные темно-серые аргиллиты, содержащие обильные вкрапления глауберита. Этим породам подчинены пластово-линзообразные залежи, линзы и слои тенардита и каменной соли, часто находящиеся в тесном парагенезисе, а также пластообразные тела глауберитовой породы мощностью до 1,5—2 м. Киргизским геологическим управлением вскрыто более 90 слоев и прослоев тенардита мощностью от 10 см до 2,8 м. Наиболее

мощные пачки тенардита прослежены по простиранию до 100 м и по падению на 120—150 м. Пластообразные залежи и линзы каменной соли мощностью от долей метра до 6—7 м приурочены к аргиллитовым породам, а также тесно связаны с пачками тенардита. В зоне выветривания соленосные породы покрыты гипсо-мирабилито-карбонатно-глинистыми породами, которые слагают кору выветривания (шляпу) мощностью от 15—25 до 50—70 м.

В Ферганской впадине видимая мощность соленосного горизонта 600—700 м. Покрывающие ее гипсоносные отложения имеют мощность около 1700, а возможно, и до 1800—2000 м. Собственно галогенные отложения в обоих горизонтах занимают не менее 25—30% от их мощности. Распространены они на площади длиной 80—100 км и шириной до 40 км.

Соленосные отложения представлены комплексом алевроито- и песчано-глинистых пород и аргиллитов красной и зеленовато-серой окраски, которым подчинены залежи каменной соли, гипса и ангидрита. Встречаются линзы и прослои тенардита и мирабилита мощностью 0,1—2,7 м, а также маломощные прослои глауберита. Залежи каменной соли распределены неравномерно. В Бардымкульском месторождении их, по разным данным, от 5 до 15 мощностью от 2 до 34 м, причем последняя на коротких расстояниях (до 1 км) резко уменьшается до полного выклинивания. По Н. И. Гридневу (1956), оценивающему мощность соленосной толщи в 648 м, слагающие ее комплексы пород распределяются следующим образом: глины — 67,2% (436 м), алевролиты — 23% (149 м), галогенные породы — 10% (63 м); из них на долю каменной соли приходится 6,2% (40 м). Гипсоносная толща, по данным этого же автора, имеет мощность 1693 м. Ее слагают: глины — 47,3% (800 м), алевролиты — 42% (710 м), гипсы — 10,7% (180 м) и каменная соль — 0,1% (2 м).

Карбонатно-глинистый материал играет значительную роль в сложении всех типов соляных пород. Чистые разности последних встречаются как исключение. Содержание этого материала выражается цифрами: глинистые глаубериты — 25—50%; глауберитоносные глины — 50—75%; глинистые галито-глауберитовые породы — 25—70%; каменная соль — 1—20%; галито-глауберитовые и тенардитовые породы — 2—20%.

Терригенные примеси всегда карбонатны; степень их карбонатности от единиц процента до 25—40% и более. В глинистых породах и некоторых разновидностях гипсовых пород карбонаты представлены главным образом кальцитом, а в соляных, ангидритовых и некоторых разновидностях гипсовых пород — магнезитом с переменными количествами кальцита, а также феррокальцитом, манганокальцитом и паранкеритом.

Карбонатно-глинистое вещество соленосных и гипсоносных пород очень тонкодисперсно: фракция менее 0,01 мм в нем составляет 75—90%, а фракция крупнее 0,1 мм практически отсутствует. Глинистые породы и мергели, переслаивающиеся с соленосными и гипсоносными породами, имеют тот же гранулометрический состав, но иногда обогащены алевроитовой фракцией (до 40—50%). Глинистые минералы представлены преимущественно гидрослюдами и монтмориллонитом (Щербина, 1956).

Обилие тонкодисперсного карбонатно-глинистого материала в соляных породах свидетельствует о том, что кристаллизация солей сопровождалась значительным привнесом этого материала с суши и осаждением его одновременно с галогенной седиментацией.

Размеры межгорных впадин Тянь-Шаня различны. Наиболее значительная — Ферганская впадина, достигающая длины 370 км и ширины до 180 км. Другие впадины имеют длину до 50—70 км и ширину от

10 до 55 км. Значительно меньшие размеры имели солеродные бассейны, располагавшиеся в центральных или боковых частях впадин. Наиболее устойчивое солеобразование происходило на еще меньших площадях, которые иногда представляли участки, временно изолировавшиеся от общей площади бассейна и питавшиеся водами самого бассейна.

Образование галогенных формаций происходило в меняющейся обстановке. Кристаллизация солей часто и многократно подавлялась отложением карбонатно-глинистого материала. Это обусловило неравномерное распределение в разрезе галогенных формаций залежей и пачек солей, преимущественно небольшие их мощности и ограниченное распространение в плане в виде пластовых и коротких линз и неправильной формы залежей. Минеральный состав выпадавших солей также менялся не только в разных впадинах, но и в пределах одной впадины (бассейна).

Изменение состава отложений происходило как в разрезе, так и в плане. Преимущественно соленосные отложения к краевым частям бассейна замещались соленосно-гипсоносными, гипсоносно-глинистыми, песчано-глинистыми и песчаными отложениями, фациально сменяющими друг друга. В наиболее опресненных прибрежных участках бассейнов и на участках, прилегавших к устьям впадавших рек, отлагались глинисто-песчаные и песчано-галечниковые осадки.

После образования соленосных отложений наступало постепенное рассолонение бассейнов, что обусловило сначала отложение мощной толщи гипсоносных глин, а позднее — отложение песчано-глинисто-мергельных пород с пресноводной фауной. Площади бассейнов при этом значительно возросли и осадки их распространились на прилегающую территорию, достигнув мощности в несколько сот метров.

В приведенной общей схеме формирования континентальных соленосных отложений межгорных впадин Тянь-Шаня остается еще ряд нерешенных вопросов. Однако не вызывает сомнения, что накопление галогенных и связанных с ними осадков происходило не в реликтовых континентальных водоемах, замкнутых и не получавших питания извне.

В какой-то мере к объяснению условий образования континентальных соленосных отложений межгорных впадин Тянь-Шаня приложима так называемая континентальная гипотеза И. Вальтера. Межгорные впадины располагались в областях, лишенных стока. В них происходили подробно рассмотренные И. Вальтером литогенетические процессы, с которыми были связаны выносы солей и терригенного материала в бессточные впадины и их аккумуляция. Однако мощности накопления соленосных осадков не могли зависеть только от глубин заполнявшихся впадин, как утверждает И. Вальтер.

Континентальные солеродные бассейны Тянь-Шаня были, вероятно, мелководными (метры — первые десятки метров). При условии длительного питания их солями и тонким терригенным материалом, приносившимся водами с суши, при одновременном прогибании впадин образовывались в соответствующей обстановке аридного климата мощные галогенные формации с залежами различных солей, но преимущественно сульфатных.

Отсутствие в рассматриваемых галогенных формациях не только накоплений, но и каких-либо проявлений калийных солей также было обусловлено континентальным генезисом этих формаций. Бассейны питались речными водами, в которых содержание калия, как правило, ничтожное. Кроме того, при неустойчивости процесса галогенной седиментации, характерной для бассейнов впадин Тянь-Шаня, галогенез и не мог достичь своих завершающих стадий — кристаллизации калийных и магниевых солей.

**Содовая формация Уилкинс Пик (Wilkins Peak).** Ископаемые содовые формации, по имеющимся в настоящее время данным, относят-

ся к числу исключительно редких. По существу формация Уилкинс Пик в штате Вайоминг, США, является единственным их представителем, выявленным только в 1939—1940 гг., но уже достаточно изученным и освоенным промышленностью. Среди современных озерных соляных месторождений содовые месторождения занимают также резко подчиненное положение. На территории СССР, например, среди многих сотен соляных озер Кулундинской степи только 6—8 озер являются содовыми (Михайловская и Петуховская группы). Причина малой распространенности содовых месторождений кроется в особенностях их генезиса. Касаясь этого вопроса, Н. М. Страхов (1962<sub>1</sub>) отмечает, что «основу регионального размещения содовых озер внутри засушливой зоны составляет локализация площадей древних и новейших изверженных и метаморфических пород и продуктов их механического переотложения», поэтому «содовые озера тяготеют обычно к горам и располагаются либо внутри горных систем, либо по периферии, в их ближайшем соседстве».

Основным источником содовых растворов аридных областей являются продукты химического выветривания. При выветривании натровых алюмосиликатов, особенно полевых шпатов, силикаты гидролитически расщепляются с образованием гидросиликата натрия, который под влиянием содержащейся в воде и атмосфере углекислоты переходит в  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ . В таком виде натрий может мигрировать и в засушливых условиях образовывать в бессточных озерах содовую рапу и донные накопления солей карбоната натрия, обычно пропитывающие пески и другие накопления на дне озера.

Совершенно исключается возможность образования содовых месторождений в водоемах, связанных с морем и питающихся морской водой. В последней в избытке содержится хлор, который с натрием образует молекулу  $\text{NaCl}$ . Натрий же, когда-то связанный с хлором, остается в таком виде в течение геологических периодов и не изменяется в процессе миграции.

Таким образом, содовые месторождения, как современные, так и ископаемые, могут иметь только континентальное происхождение.

Содовая формация Уилкинс Пик стратиграфически связана с отложениями формации Грин Ривер ранне- и среднеэоценового возраста и приурочивается к ее средней серии.

Формация Грин Ривер распространена в юго-западной части штата Вайоминг. Она выполняет одну из обширных впадин в системе Скалистых гор, которые занимают западную область платформы, переработанную мезо-кайнозойскими движениями. Скалистые горы были сформированы в основном лорамийскими движениями (конец мелового — начало палеогенового периода). Тектонические движения не закончились до настоящего времени, о чем свидетельствуют довольно частые землетрясения и проявления вулканизма (многочисленные горячие и газлирующие источники и фонтанирующие гейзеры Йеллоустонского парка). В системе Скалистых гор выделяется ряд коротких хребтов со скалистыми вершинами, достигающими высоты 4—4,2 тыс. м и расчлененными склонами. Осевые части хребтов сложены главным образом архейскими кристаллическими породами, а их склоны — палеозойскими и мезозойскими осадочными породами. Характерно широкое распространение мелких интрузивных тел (лакколитов и штоков), сложенных магматическими породами щелочного и среднего состава. В третичное время происходил общий подъем платформы, но межгорные впадины Скалистых гор продолжали погружаться и в них отложились мощные толщи пресноводных и соленосных озерных осадков (Ирдли, 1954).

Бассейн Грин Ривер ограничен на юге большой антиклинальной структурой Уинта, на западе Центральными Скалистыми горами За-

падного Вайоминга, на востоке поднятием Рок Спрингс, на севере и северо-востоке хребтами Уинд Ривер и Ларами (рис. 73).

Формация Грин Ривер имеет континентальный генезис и сложена преимущественно озерными и аллювиальными отложениями мощностью до 400—460 м. Вдоль краевых, предгорных участков бассейна формация представлена отложениями конгломератов и песчаников, которые являются эквивалентом всей формации или отдельных ее серий и частей.

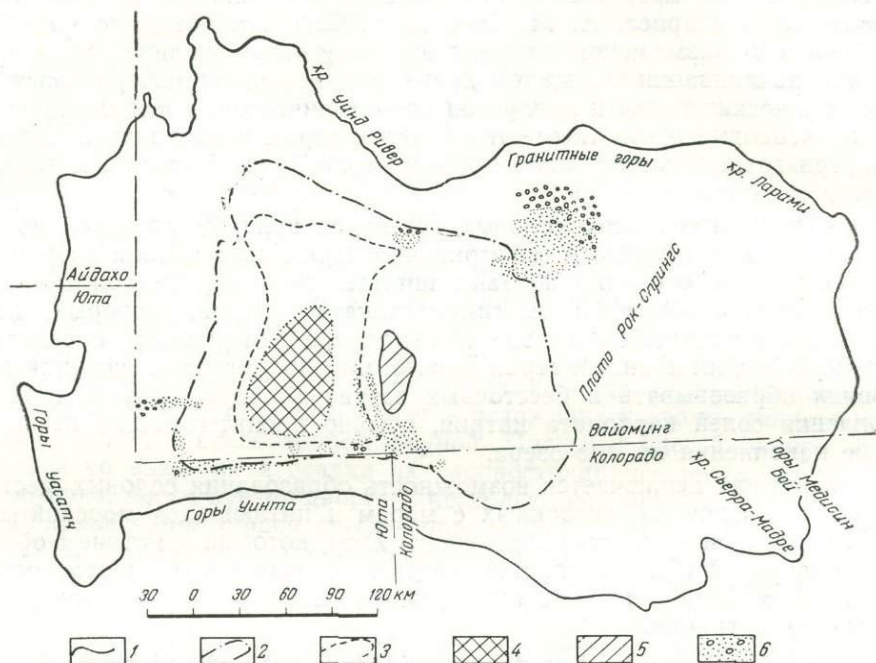


Рис. 73. Схема границ оз. Госьют (по Bradley, 1964 г.):

1 — границы гидрографического бассейна; 2 — границы максимального распространения оз. Госьют в стадию Лейни; 3 — границы озера в стадию Уилкинс Пик; 4 — площадь распространения пластов троны; 5 — верхнемеловой остров; 6 — площади распространения песчаников и конгломератов

По данным В. Х. Брэдли (Bradley, 1964), накопление осадков формации Грин Ривер происходило в озерном бассейне Госьют (Gosiut Lake), акватория и гидрологический режим которого изменялись в течение эпохи Грин Ривер.

Это озеро имело три основные стадии развития, которым соответствуют комплексы осадочных пород. В течение первой, начальной стадии озеро было пресным, проточным и имело большие размеры. В нем формировался комплекс Типтон (Tipton), подстилающий комплекс Уилкинс Пик. Комплекс Типтон сложен преимущественно серыми и бурыми слоистыми глинами, нередко нефтеносными или битуминозными; мергелями и аргиллитами с частыми тонкими слоями белого, серого и красно-бурого туфа и редкими прослоями глинистых и песчаных известняков, конкрециями доломитизированного известняка. В некоторых разрезах (в краевых частях бассейна) возрастают количество и мощности слоев песчаника. В карбонатных породах встречаются остатки остракод, пресноводных пелеципод и другой фауны. Мощность комплекса Типтон 55—75 м.

Выше располагается комплекс Уилкинс Пик. Формирование его происходило в условиях значительной аридизации климата, сокращения акватории оз. Госьют, которое к тому же становится непроточным. Это

обусловило превращение его в солеродный бассейн, в котором образовалось содовое месторождение. Комплекс Уилкинс Пик сложен так же, как и нижележащий, преимущественно тонкослойными глинами, мергелями и аргиллитами, нефтеносными глинами и алевролитами с прослоями доломитизированных и глинистых известняков с остатками водорослей и наземных растений, а также туфов мощностью от нескольких сантиметров до 0,5 м. Мощность пачек и слоев указанных разно-

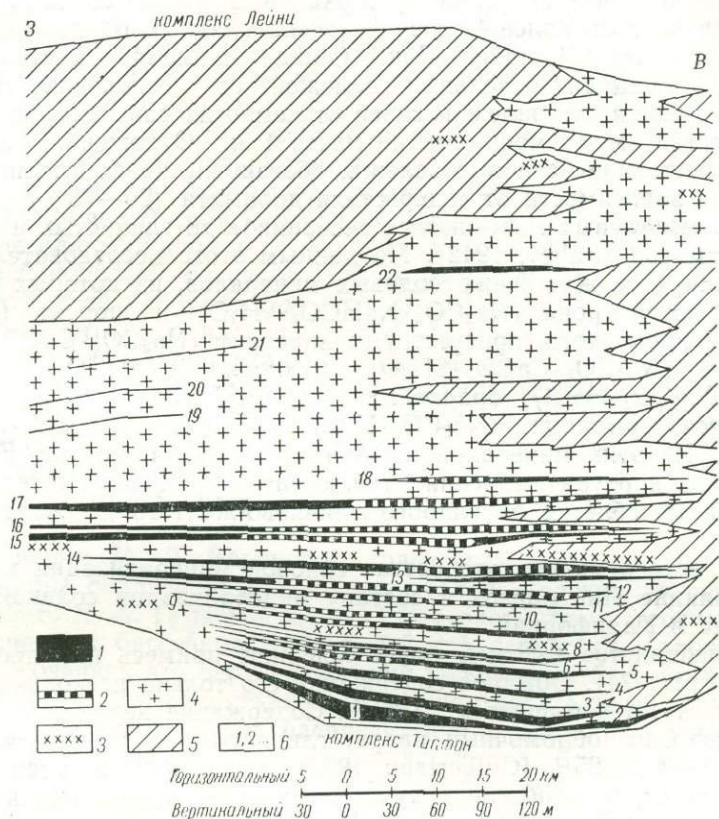


Рис. 74. Схематический разрез месторождений троны Уилкинс Пик (по Culbertson, 1966 г.):

1 — трона; 2 — трона и галит; 3 — туфы; 4 — соленосная фация; 5 — пресноводная фация; 6 — номера пластов

видностей пород от долей метра до нескольких десятков метров. Мощность слоев нефтеносных глин, которых насчитывается около 63, от немногих сантиметров до 1,5 м. При дистилляции они дают от 10 до 40 галлонов нефти на тонну породы (Culbertson, 1966). С соленосной фацией комплекса связаны залежи содовых минералов. Пресноводная фация комплекса на востоке постепенно замещает соленосную, а на западе верхняя часть комплекса становится песчанистой и также теряет соленосность (Culbertson, 1966) (рис. 74). Мощность комплекса Уилкинс Пик во внутренних частях бассейна 250—300 м и более.

В стадию образования верхнего комплекса формации Грин-Ривер, названного Лейни (Laneu), климат области снова стал гумидным и опреснившееся оз. Госьют разлилось на площади около 39 тыс. км<sup>2</sup>, которая была для него максимальной. Комплекс Лейни сложен бурыми нефтеносными глинами с остатками рыб, бурыми, желтовато- и шоколадно-бурыми мергелями и аргиллитами, глинистыми известняками

с прослоями и линзами песчаников мощностью до 10—15 м и тонкими прослоями туфов. Мощность комплекса Лейни 100—150 м и более.

Для времени накопления осадков формации Грин Ривер характерна активность вулканических проявлений, которые, начавшись в ранних стадиях этой эпохи, продолжались и часто усиливались до конца эоцена. Свидетельствами этой деятельности являются, как отмечено, многочисленные прослой риолитовых и андезитовых туфов, количество и мощности которых возрастают вверх по разрезу (Bradley, 1964).

Пластообразные, округлые и неправильные линзы содовых залежей общим количеством более 40 сосредоточены главным образом в нижней части комплекса Уилкинс Пик. Общая площадь месторождения 3600 км<sup>2</sup>, площади отдельных залежей от нескольких сотен до 2 тыс. км<sup>2</sup>. Мощности залежей солей от немногих сантиметров до 12 м, но 25 пластов имеют мощности не менее 1 м. Отложения, непосредственно вмещающие содовые залежи, обогащены карбонатами и представлены в зависимости от содержания доломита (20—75%) разностями от магнезиальных мергелистых песчаников до глинистых и песчаных доломитов (Fahey, 1942). По данным этого исследователя, соляные залежи содержат серию содовых минералов, из которых главнейшими являются трона ( $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) и шортит ( $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 2\text{CaCO}_3$ ); кроме того, присутствуют пирсонит ( $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{CaCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), гейлюссит ( $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{CaCO}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ ), нахколит ( $\text{NaHCO}_3$ ), нортупит ( $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{MgCO}_3 \cdot \text{NaCl}$ ), брадлейит ( $\text{Na}_3\text{PO}_4 \cdot \text{MgCO}_3$ ). В виде следов встречаются термонарит ( $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ) и тишит ( $2\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 2\text{MgCO}_3 \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4$ ). Из этих минералов первичным является шортит. Его замечают трона, нортупит, пирсонит, гейлюссит и брадлейит. Цвет содовых минералов колеблется от слабого оливково-желтого до желтовато-зеленого.

Интересно отметить, что состав содовой минерализации месторождения Уилкинс Пик близок к составу минерализации соляной залежи оз. Сирлес в Калифорнии.

В большинстве залежей трона содержит примесь или прослой галита (см. рис. 74). Обычное содержание его только несколько процентов, но местами повышается до 80%. Содержание нерастворимых примесей (доломит, обломочный кварц, глинистый и органический материал) от 3—4 до 25% (Culbertson, 1966). Кроме того, в залежах троны содержится серия необычных аутигенных минералов — силикатов, боросиликатов (сирлезит), фторидов, фосфатов и комплексных карбонатов. Сульфатные минералы крайне редки (Bradley, 1964). Калийные минералы отсутствуют.

Глубина залегания пластов троны от 250—270 до 450 м и более.

Запасы содового сырья в месторождении Уилкинс Пик выражаются огромными цифрами: 67 млрд. т троны без примеси галита и 36 млрд. т смешанной руды (трона и галит).

Таким образом, формирование содового месторождения Уилкинс Пик происходило в континентальной обстановке при наличии аридного климата. Соли накопились в прогибавшейся бессточной впадине, в которую соносились продукты выветривания изверженных, метаморфических и осадочных пород, а также имели место проявления вулканизма, т. е. налицо были условия, необходимые для содовой минерализации. Все эти положения должны быть приняты во внимание при поисках содовых месторождений в новых районах.

К типу континентальных галогенных формаций относится еще ряд формаций. Континентальный генезис, вероятно, имеют красноцветные гипсо-соленосные отложения мертвого красного лежня (нижняя пермь), распространенные в краевом северо-западном участке пермского седиментационного бассейна (см. рис. 69) и в сводах солянокупольных структур Гольштейна, а также соленосные отложения в пестром песча-

нике и среднем кейпере (Richter-Bernburg, 1955<sub>1</sub>). Высказывается предположение (Дитмар, Тихомиров, 1968), что кунгурское галогенное осадконакопление в Джезказганской впадине также происходило в континентальных условиях. В частности, как отмечают авторы, по вещественному составу галогенная формация этого района может быть сопоставлена с галито-глауберитовой миоценовой формацией впадин Тянь-Шаня. Наблюдается то же обилие терригенного материала, наличие кроме галита также гипса, ангидрита, глауберита, тенардита.

Выполненные М. Л. Вороновой петрографические исследования керн двух скважин, пробуренных в Джезказганской впадине, показали, что нижнепермская соленосная формация должна быть отнесена к терригенно-соленосному типу. Вскрытый разрез формации представлен чередующимися пачками и слоями каменной соли и засоленных красноцветных аргиллитов, алевролитов и сероцветных глинистых мергелей, обычно содержащих примесь алевроитового материала. Реже отмечаются прослой ангидритовой породы. Мощности пачек и слоев колеблются: каменной соли — от долей метра до нескольких десятков метров, несоляных пород — от нескольких сантиметров до 20—30 м, ангидритовой породы — от нескольких сантиметров до 6—10 м.

Характерной особенностью соленосной толщи является наличие в ней глауберита, проявления которого приурочены к глинистому мергелю и образуют вкрапления, а также почти мономинеральные прослой и линзы. Мощности глауберитосодержащих пачек достигают нескольких десятков метров, а глауберитовой породы — до 0,8 м.

Исключительный интерес представляют также проявления родусита, встреченные в каменной соли и глинисто-мергелистой породе в виде жил и прожилков, в которых родусит парагенетически тесно связан с галитом.

По мнению М. Л. Вороновой, соленосная формация Джезказганской впадины образовалась в континентально-морских условиях.

В работе Л. А. Гуляевой и др. (1968) рассмотрены геохимия и фации солеродных бассейнов Чу-Сарысуйской депрессии. Авторы приходят к заключению, что верхнедевонский солеродный бассейн имел морской генезис, а нижнепермский — озерно-континентальный. Эти выводы базируются на особенностях распределения в солях и соленосных породах  $\text{CO}_2$ , сульфатной серы, хлор-иона, фтора, брома, йода и бора. В дополнение к этим исследованиям необходимо более углубленное изучение палеогеографии нижнепермской эпохи соленакпления в Чу-Сарысуйской депрессии и выяснение источников солевого питания, обусловившего столь мощное накопление солей в депрессии. Тогда вопрос об условиях образования пермских солей региона получит более полную ясность.

## Глава IV

### МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ

Как отмечалось, калийные и калийно-магниевые соли занимают в галогенных формациях несколько особое положение и для их образования, особенно для образования легкорастворимых соединений, требовались условия, более специфические, чем для осаждения хлоридов натрия и тем более хемогенных карбонатов или сульфатов кальция.

Минералогия месторождений калийных солей, особенности распространения и роль в них основных калийных и калийно-магневых минералов позволяют сделать выводы о некоторых закономерностях формирования этих месторождений.

В табл. 20 сведены по многим литературным источникам данные о распространении основных калийных и калийно-магневых минералов в калиеносных и соленосных формациях различного геологического возраста (от четвертичного до кембрийского) и разнообразного географического размещения. Таблица характеризует роль и значение отдельных минералов, а также степень сложности минерального состава месторождений, ограничиваясь только калийными и калийно-магневыми минералами, так как такие «космополитические» минералы, как галит и ангидрит, входят в состав всех соляных пород, не говоря уже о том, что они самостоятельно слагают широко распространенные мономинеральные или почти мономинеральные залежи. Поэтому список минералов таблицы во всех случаях должен быть дополнен галитом и почти во всех случаях — ангидритом.

Наряду с минералами, первично-седиментационное (пегнитогенное) происхождение которых установлено твердо, в таблице помещены минералы, которые могут иметь диагенетическое, катагенетическое и гипергенное происхождение. Учитывая, однако, что этот вопрос далеко не всегда решается однозначно (даже генезис сильвина и карналлита, полигалита и некоторых других минералов трактуется исследователями по-разному), включение в таблицу этих минералов вполне оправдано.

Кроме перечисленных минералов в соляных породах некоторых месторождений обнаруживаются эпсомит, тахгидрит, астраханит, глауберит, тенардит, мирабилит, борные минералы и некоторые другие, проявляющиеся, за немногими исключениями, в небольших и незначительных количествах и в виде акцессорной примеси.

Таблица охватывает подавляющее большинство известных в настоящее время соленосных формаций с залежами и проявлениями калийных солей. В тех случаях, когда в объеме формации выделяются горизонты, залежи и пласты калийных солей, отличающиеся по мине-

## Калийные и магниевые минералы в соленосных формациях различного геологического возраста

Геологический возраст	Месторождение, область распространения	Сильвин	Карналит	Бишофит	Каинит	Лангбейнит	Полигалит	Кизерит	Шенит	Глазерит	Леонит	Лёвнит
Четвертичный	Цархан, Цайдамская впадина, Китай . . . . .		П	М								
	Масли, Данакильская депрессия, Эфиопия . .	П	Л		П		М	М				
	Оз. Сирлес, Калифорния, США . . . . .									М		
Неогеновый	Предкарпатье, Украина	П	Л		П	П	М	М	М	М	М	М
	Ереванское, Арм.ССР .	М	М		М		М					
	Узун-су, Туркмения . .				М		М					
	Тыргу Окна-Гэляну, Румыния . . . . .	П	М		Л	Л	М	М	М		М	
	Калашибетта, Сицилия .	М	М		П		М		М		М	
Маманское, Иранский Азербайджан . . . . .	М					М						
Мерса-Матрух, Египет .	М?	М?										
Палеогеновый	Виттельсгейм (Эльзас), Франция . . . . .	П	Л									
	Бюггинген, ФРГ . . . . .	П	М									
	Бассейн Эбро, Испания	П	П									
Меловой	Кармополис, Бразилия .		П									
	Конго (Браззавиль) . .	П	П	М								
	Габон . . . . .	П	М									
Окузбулакское, Туркмения . . . . .	П											
Юрский	Гаурдак-Кугитангский бассейн, Туркмения . .	П	П									
	Тюбегатанское, Узбекистан . . . . .	П										
	Прованс, Франция . . .						М					
Триасовый	Аквитанский бассейн (Дакс), Франция . . .	М					П					
	Северная Испания (Бильбао) . . . . .	М?	М?									
	Лотарингия, Франция . .						М					
	Восток ФРГ . . . . .						М					
	Западная Греция . . . .						М					
	Хемиссет, Марокко . . . .	П	П	М				М				
Тунис (Зарзис) . . . . .	П?											
Триас — поздняя пермь	Северные Известняковые Альпы (Тироль, Зальцбург, Штейр), Австрия . . . . .	М?			М?	М	Л/М	М	М			М

Геологический возраст	Месторождение, область распространения	Сильвин	Карналит	Бишофит	Каинит	Лангбейнит	Полгалит	Кизерит	Шенит	Глазерит	Леонит	Девент	
Позднепермский	Цехштейн ГДР и ФРГ:												
	Z <sub>3</sub> Пласт Ридель . . . . .	П	М										
	Z <sub>3</sub> Пласт Роненнберг . . . . .	П	Л					М					
	Z <sub>2</sub> Пласт Стассфурт . . . . .	П	П	М	Л	М	М	М	М	М		М	
	Z <sub>1</sub> Пласт Гессен . . . . .	П	П		М	М	М	М					
	Z <sub>1</sub> Пласт Тюринген . . . . .	П	П		М	М	М	М					
	Нижнерейнская впадина	П	П					М					
	Цехштейн Польши:												
	Клодава, Иновроцлав, Гура . . . . .	П	П					М	М				
	Вапно, Любень, Рогозно	М	М					М	М				
	Хлопово (Гдыня-Гданьск) . . . . .	М	П			П		П			М		М
	Цехштейн РСФСР:												
	Нивенское . . . . .							Л					
Цехштейн Англии:													
Йоркшир (Уайтби) . . . . .	М	М					П	М					
Дэлаверский бассейн, Нью-Мексико, США	П	Л			М	П	Л	М		М	М		
Раннепермский	Хатчинсон, формация Веллингтон, Канзас, США . . . . .							М					
	Донбасс и Днепровско-Донецкая впадина, Украина . . . . .	П	П		М	М	М	М	М			М	
	РСФСР:												
	Верхнепечорское . . . . .	П	П					М					
	Верхнекамское . . . . .	П	П										
	Ишимбаевский район (Ярбишкадакское и др.) . . . . .							П					
	Федоровско-Стерлибашевское . . . . .	П						М			М		
	Михайловское . . . . .	П	М										
	Илецкое . . . . .	М						М					
	Каировское . . . . .							М					
	Гребеньское, Нежинское . . . . .	М						М					
	Красноярское . . . . .	М				М		М					
	Линевское . . . . .	П	П										
	Сухореченское, Буранное . . . . .	П	П					Л					
	Озинское . . . . .	П	П	П	Л			Л	Л	М		М	
	Гремучинское . . . . .	П	П					М	М				
	Эльтонское . . . . .	П	П	Л	М			М	Л				
	Казахстан:												
	Индерское . . . . .	П	П	Л	Л			Л	М		Л		
	Харкинское . . . . .	П	П	М				М					
Челкарское . . . . .	П	П	П					М					
Круглое-Лебяжинское . . . . .	П	П	Л				М	Л					
Григорьевское . . . . .	П	Л					М	М					
Сагизское . . . . .	П							М					
Тамдыкульское . . . . .	П	М											

Геологический возраст	Месторождение, область распространения	Сильвин	Карналлит	Бишофит	Каинит	Лангбейнит	Полигалит	Кизерит	Шенит	Глазерит	Леонит	Левинг
Раннепермский	Ащебулакское, Акджарское, Кенкиякское . . . . .	М	П	М			Л	М				
	Жилианское . . . . .	П	П				П					
Каменноугольный	Кайн-Крик (свита Парадокс), штат Юта, США	П	П				М	М				
	Новая Шотландия (Пагуош, Малагаш), Канада . . . . .	М	М									
Девонский	Припятский прогиб, БССР . . . . .	П	Л									
	Днепроовско-Донецкая впадина (Ромны), Украина . . . . .	М										
	Сереговское, РСФСР . . . . .	М										
	Тузтагское, Тувинская АССР . . . . .	М										
	Элк Поинт, Саскачеванский бассейн, Канада Северная Дакота (США)	П П	П П				М М				М М	
Силурийский	Салайна, штат Мичиган, США . . . . .		М			М	М					
Кембрийский	Сибирская платформа, РСФСР . . . . .	М	М									
	Кхевр, Соляной кряж, Пакистан . . . . .	М				Л	М	М	М			

Примечание. П — породообразующий минерал, в ряде месторождений имеющий промышленное значение;  
Л — локальные, иногда значительные, в отдельных случаях представляющие практический интерес скопления минерала;  
М — минералогические проявления: рассеянные, иногда единичные вкрапления; агрегаты; отдельные гнезда и скопления.

ральному составу (например, цехштейновая формация, нижнепермская формация Прикаспийской синеклизы и Южного Предуралья), они рассматриваются как самостоятельные месторождения.

Данные табл. 20 позволяют сделать ряд выводов.

1. Калийные соли разного минерально-химического состава и в разных количествах известны в соленосных формациях суши Земли всех геологических возрастов — от кембрийского до четвертичного.

2. Наиболее распространенным калийным минералом является сильвин. Он установлен в подавляющем большинстве (80% общего количества) соленосных формаций и соляных месторождений, содержащих калийные соли. При этом более чем в 65% случаев сильвин является породообразующим минералом и в половине из этих случаев представляет практический интерес или промышленно используется.

Второе место по распространенности занимает карналлит, установленный в 65% общего числа соленосных формаций и соляных месторождений. Из этого числа формаций более чем в 60% случаев карналлит является породообразующим, но промышленно используется лишь в 5—6 месторождениях.

Оба эти минерала — сильвин и карналлит — распространены в обоих типах месторождений калийных солей — бессульфатном и сульфатном, являясь в первом из них почти везде единственными представителями калийных и калийно-магниевых солей, а во втором — проявляются в ассоциации с другими солями калия и магния.

По степени распространенности к карналлиту близок полигалит (встречен в 58% числа формаций и месторождений), но как породообразующий минерал он проявляется в немногочисленных случаях, и нигде залежи полигалитовой породы пока не представляют промышленное сырье. Разведки полигалитового месторождения с промышленной целью ведутся в Польше, в районе Гдыни. Заслуживают внимания полигалитовые залежи в Жилианском месторождении Актюбинской области.

Остальные приведенные в таблице минералы занимают по сравнению с первыми тремя подчиненное положение. Так, кизерит, каинит и лангбейнит установлены в соленосных формациях и соляных месторождениях, составляющих соответственно 35, 23 и 15% общего их количества, а остальные минералы (бишофит, шенит, глазерит, лёвейт и леонит) обнаружены лишь в 14—10—6% общего числа формаций и месторождений. При этом промышленное значение в единичных месторождениях имеют только каинит и лангбейнит. Остальные встречаются лишь в разнообразных минералогических проявлениях.

3. Отмеченные в таблице минералы обнаруживаются в соленосных формациях разного геологического возраста, проявляясь, правда, в различных количествах и ассоциациях. Не говоря уже о таких наиболее распространенных минералах, как сильвин, карналлит, полигалит, кизерит, можно отметить, что и значительно более редкие минералы (например, лангбейнит) обнаруживаются и в кембрийской, и в пермской, и в неогеновой соленосных формациях.

Таким образом, минеральный состав калийных пород не испытывал каких-либо закономерно направленных изменений в течение геологического времени и не определяется типом, местом и ландшафтно-геологическими условиями образования того или иного месторождения. На это ранее обратил внимание Н. М. Страхов (1962<sub>1</sub>), подчеркнувший, что «несмотря на значительную абсолютную длительность геологического времени, протекшего с конца протерозоя доныне, равную  $500 \cdot 10^6$  лет, в минералогическом составе соляных пород не отмечается никаких признаков необратимой эволюции».

М. Г. Валяшко (1962) и Н. М. Страхов (1962<sub>1</sub>) отмечают факт (наглядно иллюстрируемый табл. 20), что образование в одних случаях сульфатных, а в других бессульфатных калийных месторождений не контролировалось во времени и пространстве какими-либо закономерностями. Действительно, наблюдается не только неравномерное и непоследовательное чередование этих типов калийных солей в течение геологического времени, но и формирование примерно в одно и то же время в разных районах, как сульфатных, так и бессульфатных залежей или проявлений калийных солей. Это характерно, например, для соленосных формаций нижней перми Предуральяского прогиба и Прикаспия, для аналогичных формаций кембрия Соляного кряжа и Сибирской платформы. Нередко имеются случаи, когда при общем сульфатном характере месторождения или, вернее, калиеносной толщи отдельные залежи и пласты калийных солей сложены только хлоридами калия и магния. Это наблюдается в Цехштейновом и Прикаспийском бассейнах, Делаверском месторождении США, краматорской калиеносной свите Северо-Западного Донбасса, Предкарпатском бассейне и др. Все это говорит о том, что бессульфатный тип месторождений и проявлений калийных солей распространен значительно шире, чем сульфатный тип.

По минеральному составу бессульфатные месторождения отличаются большой простотой (см. табл. 20). В них калийные и калийно-магниевые минералы представлены сильвинитом и карналлитом, редко бишофитом и другими хлоридами<sup>1</sup>. Роль этих минералов в месторождениях различная. В ряде месторождений резко преобладает сильвинит, тогда как карналлит проявляется либо в незначительных и резко подчиненных образованиях, либо практически совсем отсутствует (например, месторождения Рейнского грабена, Гаурдакское, Стерлибашевское, Саскачеванское). В ряде месторождений, наоборот, карналлит занимает основное место, а сильвинит — подчиненное, или же оба эти минерала развиты в почти одинаковой степени: Верхнекамское, Верхнепечорское, Карлюкское месторождения, бассейн впадины Эбро, месторождения Хемиссет, Холле (Конго). В месторождениях, где толща калийных солей сложена и сильвинитом, и карналлитовой породой, первая обычно образует нижний горизонт, а вторая — верхний. Но встречаются и исключения. Например, в месторождении Хемиссет в Марокко залежь калийных солей на части площади состоит из двух пачек: нижняя из них мощностью около 5—6 м сложена карналлитовой породой, а верхняя мощностью 4—5 м — сильвинитом. Эпигенетический сильвинит, развивающийся по карналлитовой породе, в ряде месторождений имеется как внутри карналлитового горизонта, так и в его кровле (например, Верхнекамское и Верхнепечорское месторождения, бассейн впадины Эбро).

Значительно сложнее минеральный состав сульфатных месторождений: в большинстве из них насчитывается до десяти-двенадцати и более минералов, представленных водными и безводными, простыми и сложными хлоридами и сульфатами калия, магния, кальция и натрия, хотя во многих случаях присутствует только один сульфатный калийный минерал — полигалит (см. табл. 20).

В сульфатных калийных месторождениях размещение залежей по минеральному составу значительно сложнее, чем в бессульфатных. Кроме того, наблюдаются фациальные переходы между солями разного состава, что затрудняет выявление закономерностей их распределения в разрезе и на площади месторождения (например, месторождения Предкарпатского прогиба).

Месторождения калийных солей встречаются в различных структурно-фациальных условиях, имеют разное пространственное развитие и типы строения их разрезов разнообразны. Но вместе с этим имеются и общие черты, которые можно проследить в большинстве месторождений калийных солей или в их отдельных группах.

Месторождения калийных солей связаны только с платформенными структурами — краевыми прогибами и впадинами, внешними и внутренними синеклизами, грабенами, авлакогенами и другими отрицательными структурами, характеризующимися длительным или относительно длительным тектоническим развитием. В геосинклинальных областях в стадии их нормального развития месторождения и проявления калийных солей не образовывались, а в межгорных впадинах и краевых синклиналях складчатых областей встречаются лишь непромышленные проявления калийных солей в виде рассеянных вкраплений или тонких прослоев.

Залежи калийных солей образовывались в заключительную, регрессивную стадию формирования осадков в солеродных бассейнах. Это устанавливается и в тех случаях, когда начальные стадии накопления галогенных осадков в бассейнах обуславливались трансгрессией

---

<sup>1</sup> На Верхнепечорском месторождении в сезонных прослоях среди каменной соли, сложенных преимущественно ангидритом, М. Л. Вороновой обнаружены микроагрегатные скопления полигалита.

или, вернее, ингрессией морских вод или вод соседних (подготовительных) водоемов (третий и четвертый типы галогенных формаций).

Ископаемые месторождения калийных солей имеют только морской генезис. Факты образования залежей калийных солей континентального генезиса в геологическом прошлом неизвестны. В современных условиях озерное месторождение калийных солей образовалось в оз. Цархан Цайдамской впадины в Китае, где, по сообщению В. В. Микицинского, в самой верхней части залежи озерных солей (преимущественно поваренной соли с прослоями мирабилита и астраханита) общей мощностью до 58 м прослеживается на ряде крупных участков на глубину 0,5—0,6 м слой галито-карналлита. Источниками солей в оз. Цархан и других озерах Цайдамской впадины являются продукты разрушения и выветривания пород, слагающих горное обрамление впадины, главным образом засоленных третичных отложений. Возможность кристаллизации карналлита обеспечивается огромными размерами озера, испарением колоссальных объемов воды и скоплениями концентрированных рассолов на более погруженных участках озерной впадины. Озера Цайдамской впадины располагаются на высоте 2,7—3 тыс. м над уровнем моря в области континентального холодного климата с коэффициентом увлажнения всего 0,18—0,23.

В табл. 20 упомянуты четвертичные месторождения калийных солей Масли в Эфиопии и оз. Сирлес в Калифорнии. Первое из них расположено во впадине, отшнурованной от Красного моря. Соляные массы этого озера образовались за счет испарения морской воды и частично за счет выноса солей (главным образом паров серы) фумаролами и гейзерами, активность которых еще не прекратилась (Holloway, 1945).

Соляные отложения и рассолы оз. Сирлес образовались в результате разрушения, выветривания и выщелачивания молодых вулканических пород, окружающих котловину озера.

Четвертичные соляные отложения Данакильской депрессии охарактеризованы выше.

Месторождения калийных солей морского генезиса образовывались в солеродных бассейнах всех типов, исключая лагунный: они известны в галогенных формациях морских заливов, бассейнов краевых частей открытых эпиконтинентальных морей и внутриконтинентальных бассейнов морского типа. Наиболее широко пространственно развитые месторождения калийных солей, как и содержащие их галогенные формации, связаны именно с бассейнами последнего типа. Однако, как уже отмечалось, крупные промышленные месторождения этих солей формировались и в других типах бассейнов.

Месторождения калийных солей известны в галогенных формациях всех четырех типов, определяющихся их соотношениями с вмещающими породами, а также во всех типах (соляном, соленосном и терригенно-соленосном), выделенных на основе строения и вещественного состава самих галогенных формаций. Следует подчеркнуть при этом, что тип (строение) галогенной формации, определяющейся условиями накопления осадков, не может без учета других факторов галогенеза служить основанием для той или иной оценки перспектив калийности данной формации. Однако такие оценки встречаются. Например, Е. Э. Разумовская (1961), предполагая первичную бедность калийными и магниевыми минералами кембрийской галогенной формации Сибирской платформы, объясняет ее тем, что частые колебательные движения (погружения) дна бассейна вызывали периодически крупные поступления в него морской воды, в связи с чем прекращалась кристаллизация солей и отлагались несоляные породы. По Е. Э. Разумовской, «Каждый раз такое опускание и связанный с ним

новый ритм осадков, начинающийся с доломита, возникал раньше, чем концентрация рапы в бассейне достигала точки, при которой наступает садка калийных солей». Соглашаясь с Е. Э. Разумовской, Я. К. Писарчик (1963) отмечает (без специального обоснования), что периоды «опреснения» усольского бассейна, наступавшие непосредственно вслед за периодами максимального возрастания концентрации рапы, «являлись отрицательным фактором для возможности возникновения и сохранения значительных по масштабам скоплений калийных солей».

Между тем такие месторождения калийных солей, как Старобинское, Рейнского грабена и особенно Предкарпатского прогиба, служат яркими примерами того, что периодические, даже частые разбавления рапы бассейна притоками морских и континентальных вод, сопровождавшиеся приносом масс терригенного материала, не препятствовали последующим восстановлению равновесия и кристаллизации калийных солей с образованием мощных промышленных их пачек и пластов.

Калиеносные горизонты, пачки и пласты калийных солей, а также большей частью их проявления стратиграфически располагаются в верхней части соляной или соленосной толщи галогенной формации, занимая по отношению к ее мощности подчиненное положение. Это свидетельствует о том, что время галогенного осадконакопления, предшествовавшее началу кристаллизации калийных солей, было во много раз более длительным, чем продолжительность формирования самого калиеносного горизонта. Рапа, из которой кристаллизовались калийные соли, предварительно в течение длительного срока подвергалась концентрированию. При опытном испарении морской воды к началу кристаллизации галита остается менее 10% первоначального ее объема, взятого на испарение, а к началу садки калийных солей — всего 1,7% (Валяшко, 1962). Иными словами, при прямом испарении морской воды кристаллизация калийных солей может начаться лишь после испарения 96,3% ее объема.

Практически ни в одной галогенной формации не устанавливается тех соотношений между мощностями подстилающей каменной соли и калиеносного горизонта, которые должны возникать при испарении морской воды среднего состава. Это было отмечено М. Г. Валяшко (1962) с выполнением соответствующих расчетов. Однако приведенные им цифры в значительной степени условны, так как в одних случаях (месторождения Цехштейнового бассейна) приняты мощности пластов калийных солей, а в других (Верхнекамское и Стебникское месторождения) — мощности калиеносных горизонтов, представленных пластами калийных солей и каменной соли. Отношение мощности подстилающей каменной соли к мощности калиеносного горизонта в Верхнекамском месторождении оказалось 3,46, тогда как, если принять во внимание только суммарную мощность пластов калийных солей, это отношение составит почти 7, т. е. окажется близким к морской воде (7,7).

Площади и участки распространения залежей калийных солей всегда располагаются в контуре более значительной площади соленосного бассейна и окружены отложениями каменной соли или соленосных пород. Соотношения между этими площадями различные. Вероятно, наиболее значительна величина этого соотношения в бассейне Парадокс, где площадь распространения залежи калийных солей составляет более 60% от площади бассейна. В Верхнекамском бассейне это соотношение около 35—40%; Предкарпатском — близко к 24%; Белорусском — до 40%; Пермском бассейне Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины — 17%; Пермском бассейне США — 2%; бассейне Елк Поинт — около 30%; бассейне Рейнского грабена — 5%; распространение Стассфуртского пласта калийных солей по отношению к площади Цехштейнового бассейна составляет около 20%.

Эти данные свидетельствуют о том, что в процессе эволюции галогенеза, заполнения солями впадины солеродного бассейна и достижения высоких степеней сгущения рапы происходило сокращение акватории бассейна, и высококонцентрированные рассолы сосредоточивались на более или менее значительных локальных площадях, где и происходило формирование горизонтов калийных и калийно-магниевых солей. При периодических более значительных притоках в бассейн морской воды она разливалась на большую площадь. Но в следующий этап, когда концентрация рапы вновь достигала высокого насыщения, соли калия и магния кристаллизовались опять на локальной площади. Характерно также нередко наблюдаемое явление, что в вертикальном разрезе толщи калийных солей верхние ее горизонты занимают меньшую площадь, чем нижележащие. Это отчетливо наблюдается, например, в формации Рейнского грабена и Припятского бассейна. Но из этого правила бывают и исключения. Например, в Верхнекамском месторождении вышележащие пласты калийных солей в ряде случаев распространены шире, чем нижележащие.

В расположении площадей и участков с залежами калийных солей на площади бассейна или впадины наблюдается, как правило, асимметричность. В одних случаях это обусловлено характером тектонического развития впадины бассейна и перемещением оси наибольшего ее прогибания. В наиболее прогнутых частях впадины галогенных отложений имеют большую мощность. Следовательно, именно в этих частях происходило более длительное развитие галогенеза, достигавшего своих завершающих стадий — кристаллизации калийных и калийно-магниевых солей. Это положение отчетливо наблюдается, например, на пространствах Верхнепечорской и Соликамской впадин, где площади распространения калийных солей, занимая центральные части, в то же время придвинуты к западным, приплатформенным участкам впадин. С перемещением мест наибольшего прогибания Восточно-Германской впадины в значительной степени связано распределение на ее площади мощных толщ соленосных отложений, в том числе залежи калийных солей, связанных с сериями отложений среднего и верхнего цехштейна. Эта же зависимость прослеживается в области распространения юрской галогенной формации в Гаурдак-Кугитангском районе. Перемещение оси прогибания от складчатых Карпат в сторону Русской платформы обусловило особенности расположения на площади Предкарпатского прогиба воротыщенской, стебникской и тирасской галогенных формаций.

В других случаях асимметричное расположение площадей распространения калийных солей по отношению к площади соленосного бассейна определялось условиями поступления в солеродный бассейн питавших его морских вод. Залежи калийных солей формировались на участках, наиболее удаленных от втока этих вод. Эту особенность можно видеть на примерах галогенных формаций Рейнского грабена, Припятского прогиба, Елк Поинт в Виллистонском бассейне.

Строение калиеносных горизонтов, число пластов калийных солей, их мощности и мощности переслаивающих их пластов каменной соли или соленосных пород, степень насыщения горизонтов калийными солями в разных формациях колеблются в широких пределах (табл. 21).

По количеству пластов калийных солей в калиеносном горизонте месторождения подразделены на четыре типа. Первый из них характеризуется наличием только одного пласта, мощность которого колеблется от немногих метров до 15—25 м. Распространение этого пласта составляет в Стассфуртской серии 100 тыс. км<sup>2</sup>, в Стерлибашевском месторождении 150—160 км<sup>2</sup>, в месторождении Хемиссет несколько десятков квадратных километров.

Типы строения калиеносных горизонтов  
(по А. А. Иванову, 1959, с дополнениями и изменениями)

Тип строения	Месторождение, формация, серия	Мощность горизонта подстилающей каменной соли или калиеносных пород, м	Строение калиеносного горизонта				Коэффициент калиеносности
			Общая мощность горизонта, м	Количество пластов калийных солей	Мощности пластов калийных солей, м	Мощности промежуточных пластов каменной соли или соленосных пород, м	
I	Стассфуртская серия ( $z_2$ ) цехштейна . . . . .	50—500	—	1	5—25	—	—
	Хемиссет, Марокко . . . . .	100	—	1	5—10	—	—
	Стерлибашево . . . . .	До 350	—	1	2—12	—	—
	Масли, Эфиопия . . . . .	Более 200	—	1	15—40	—	—
II	Серия Верра ( $z_1$ ) цехштейна . . . . .	90—100	60—75	2	2,5—3	55—60	5
	Серия Лейне ( $z_3$ ) цехштейна . . . . .	30—40	110—160	2	5—10	100—150	10
	Йоркширское . . . . .	85—100	55	2	5—10	40	20
	Эльзасское . . . . .	До 75	30	2	1,5—5	22	23
	Жилянское . . . . .	Более 500	140—250	2	1,5—7	60—180	4—5
	Прерие . . . . .	100—200	45—60	3	0,5—15	2,5—8	75
	Гаурдакское . . . . .	160—180	100—110	4—5	1,5—5	2,5—25	12
	Тюбегатанское . . . . .	170—175	35—70	2	0,6—8,5	30—60	15—30
Делаверское . . . . .	До 250	75	4	0,5—4	15—22	13	
III	Верхнекамское . . . . .	300—350	85—100	До 12	0,5—15	1—8	45—50
	Верхнепечорское . . . . .	125—180	18—55	4—8	0,5—20	0,4—5	35
	Каталонское (впадина Эбро) . . . . .	200—300	60—80	12—15	0,5—4,5	0,5—7,5	До 45
	Старобинское и другие участки Припятского прогиба . . . . .	300—500	500—1400	4—25	0,5—25	5—180	10
	Карлюкское, Окузбулакское . . . . .	100—350	80—280	9—11	1,5—22	1—40	30
	Донецкое (пермское) . . . . .	300—1000	140	До 12	0,5—5,5	1,5—50	15
IV	Предкарпатские: воротыщенская формация . . . . .	650	До 1500	2—5	10—150	150—500	5—12
	стебникская формация . . . . .	40—60	180—675	4—14	1—50	20—200	35—40

Значительно большее распространение имеют месторождения второго типа с 2—4 пластами калийных солей. В этом типе месторождений наблюдается колебание всех основных параметров. Мощность горизонта подстилающей каменной соли от 55 до 500 м; мощность калиеносного горизонта от 28 до 250 м. Какой-либо зависимости между этими мощностями и закономерностью их изменения в связи с особенностями месторождения не наблюдается. Мощности калиеносного горизонта всецело обуславливаются мощностями промежуточных пластов каменной соли или соленосных пород, колеблющимися от немногих метров до 150—180 м, между тем как мощности пластов калийных солей изменяются в относительно узком пределе (большой частью от немногих метров до 5—10 м и редко более).

Таким образом, при формировании некоторых месторождений (например, Прерие, Эльзасского, Гаурдакского) перерывы между стадиями кристаллизации калийных солей были относительно короткими, тогда как в остальных месторождениях данной группы, особенно в се-

при Лейне и Жилянском, эти перерывы достигали многих сотен лет (от 300 до 2000 лет и более). В связи с таким строением калиеносных горизонтов значительно колеблется коэффициент их калиеносности (отношение суммарной мощности пластов калийных солей к мощности горизонта), который составляет: в серии Верра и Жилянском месторождении 4—5%, в других месторождениях 10—30%, а в месторождении Прерие 75%.

Третий тип строения калиеносного горизонта характеризуется значительным количеством слагающих его пластов калийных солей — от 8 до 15 и даже до 25 при колебании мощности каждого из них от 0,5 до 20 м и более. В ряде месторождений (Верхнекамском, Верхнепечорском, Каталонском) пласты калийных солей в разрезе весьма сближены между собой (мощность переслаивающих их пластов каменной соли не превышает 5—8 м при мощности калиеносного горизонта 50—100 м), что обуславливает высокий коэффициент калиеносности (35—50%). Другие месторождения этого типа характеризуются значительно большей мощностью калиеносного горизонта (от 140 до 500 и даже до 1400 м), что, как и во втором типе месторождений, определяется в главной мере значительным возрастанием мощностей промежуточных пластов каменной соли или соленосных пород (от 40 до 180 м). В связи с этим понижается коэффициент калиеносности (от 30 до 10—15%).

К третьему типу кроме упомянутых в таблице месторождений относится большинство месторождений калийных солей Прикаспийской синеклизы. Но сложные тектонические (солянокупольные) условия этих месторождений не дают возможности точно стратифицировать калиеносные горизонты и определить истинные мощности как этих горизонтов, так и слагающих их пластов калийных солей и каменной соли. Можно, например, отметить, что в соляном теле Индерской структуры установлено до 7—8 мощных (от 20 до 200 м) пластовых залежей калийных солей, переслоенных еще более мощными толщами каменной соли. Мощности калиеносных горизонтов достигают 500—700 м и более (Корневский и Воронова, 1966).

Четвертый тип строения калиеносных горизонтов объединяет месторождения только Предкарпатского прогиба, связанные с ворончатой и степенской формациями. Галогенные породы в этих месторождениях, как уже отмечалось, характеризуются высокой насыщенностью терригенным материалом. Калийные соли слагают пластово-линзообразные и линзообразные залежи большей частью ограниченного развития, но нередко большой мощности (до 100—150 м), чередующиеся с толщами соленосных отложений мощностью от 2—3 десятков метров до 200—500 м, что обуславливает весьма большие мощности калиеносного горизонта (до 700—1500 м) при коэффициенте калиеносности от 5 до 40%.

При формировании месторождений калийных солей третьего и четвертого типов происходили изменения характера галогенной седиментации. Кристаллизация калийных солей сменялась многолетними (от десятков лет до тысячелетий) отложениями каменной соли или соленосных пород; затем вновь кристаллизовались калийные соли в течение примерно таких же промежутков времени. В этих направлениях процесс изменялся многократно, что обусловило многоциклический характер разреза калиеносных горизонтов.

Большое разнообразие рассмотренных геологических особенностей месторождений калийных солей при их относительно малой распространенности, очевидно, определяется условиями их образования, которые зависели от общего развития галогенеза в солеродных бассейнах. Естественно, возникает вопрос: существовали ли специфические условия, разрешавшие и направлявшие кристаллизацию калийных солей и формирование их залежей, или же этот процесс в благоприятной ланд-

шафтно-тектонической обстановке непосредственно завершал галогенную седиментацию и происходил в тех же условиях, которые ему предшествовали?

Эта сложная проблема едва ли может быть решена на основе какой-либо гипотезы, общей для всех случаев образования месторождений калийных солей разных типов и характера. Между тем такая тенденция решения вопроса наблюдается.

Представления об особых условиях генезиса месторождений калийных солей отстаиваются М. Г. Валяшко (1962), который считает, что «для образования отложений калийных солей недостаточно только тех общих условий, которые необходимы для формирования соляных месторождений вообще», и предлагает свою гипотезу, базирующуюся на развитии солеродного бассейна в стадию так называемого сухого озера. «Сухое озеро, — пишет М. Г. Валяшко, — есть естественная стадия развития *всякого* (подчеркнуто нами — А. И.) самосадочного бассейна. В соляных бассейнах океанического происхождения эта стадия наступает не позже начала кристаллизации калийных солей». Из этого следует, что предлагаемая гипотеза «сухого озера» намечает универсальное решение генезиса любого месторождения калийных солей.

Гипотеза М. Г. Валяшко базируется на объемных соотношениях между твердой и жидкой фазами при испарении высококонцентрированных рассолов. М. Г. Валяшко указывает, что наблюдения на современных самосадочных соляных озерах устанавливают, что на определенном этапе объем рассолов приближается к объему твердых озерных отложений. В летнее время слой поверхностной рапы или вовсе исчезает, уходя в донные отложения, или становится столь малым, что не может служить источником для образования и сохранения выделяющихся соляных отложений.

По М. Г. Валяшко, в соляных бассейнах океанического происхождения к началу садки калийных солей остается так мало рапы (маточного рассола), что она почти полностью скрывается в пористом слое выпавших солей. Если же на соляной поверхности и сохраняется слой рапы, то он является настолько небольшим, что не может служить источником отложения калийных солей. В эту стадию бассейн переходит в так называемое «сухое соляное озеро»; развитие бассейна резко замедляется, и калийные соли могут выделиться только в ограниченном количестве в виде бедных вкраплений среди ранее выпавших солей.

Для образования мощного месторождения калийных солей, по соображениям М. Г. Валяшко, необходимо два главных условия:

«1) прогрессирующее испарение больших, непрерывно пополняющихся масс океанической воды с изоляцией главной части образующихся при этом маточных рассолов от общей массы океанической воды;

2) образование достаточного слоя насыщенных калийными солями рассолов с открытой поверхностью и его пополнение в течение всего периода дальнейшего испарения и образования отложений калийных солей».

Накопление поверхностной рапы в период, предшествовавший садке калийных солей, происходило, по М. Г. Валяшко, на некотором участке соляного бассейна («сухого озера»), который прогибался значительно интенсивней остальной территории и превращался в локальную солеродную впадину. В последнюю стекали межкристалльные рассолы, насыщенные калием, которые здесь интенсивно испарялись с образованием отложений калийных солей. По мере их испарения во впадину из запасов межкристалльной рапы поступали новые порции калийных рассолов. «Образование сколько-нибудь заметных по мощности отложений калийных солей, — пишет М. Г. Валяшко, — возможно

только при непрерывном притоке рапы в бассейн... Чем больше площадь окружающих соляных отложений и чем больше их мощность, тем значительнее в них запасы межкристалльных рассолов и, следовательно, тем мощнее отложения калийно-магнезиальных солей при этом могут образоваться».

Гипотеза М. Г. Валяшко нашла полное и безоговорочное признание в труде Н. М. Страхова (1962<sub>1</sub>). По мнению Н. М. Страхова, «схема М. Г. Валяшко, базирующаяся на законе объемов, должна считаться сейчас единственно приемлемой и правильно воспроизводящей специфику стадии калийной седиментации... Совершенно очевидно, что все концепции, не учитывающие этого закона, не могут считаться отвечающими действительности. И только то построение, которое положит в свою основу этот закон, может рассчитывать на правильное воспроизведение природных соотношений». Бассейны, в которых осаждались калийные соли, «не получали рассолов ни непосредственно из открытого моря, ни через посредство промежуточных водоемов; в них стекала не поверхностная рапа этих водоемов. Они питались межкристалльной рапой из окружающих обсохших и несколько приподнятых галитовых полей».

Несмотря на столь категорические выводы Н. М. Страхова, высказанные в пользу гипотезы М. Г. Валяшко, анализ ее на примере Верхнекамского месторождения калийных солей не дал, как нам представляется, положительных результатов. Дело в том, что М. Г. Валяшко, излагая свою гипотезу, не дает цифровых определений объемов рассолов и твердых солей, которые должны были участвовать в процессе при формировании того или иного конкретного месторождения.

Не воспроизводя всех ранее приведенных нами расчетов и обоснований (Иванов, 1965), отметим лишь, что объемы межкристалльных калийных и магниевых рассолов, из которых, по концепции М. Г. Валяшко, формировались горизонты калийных солей Верхнекамского месторождения, оказались настолько большими, что они должны были заполнять с избытком весь горизонт подстилающей каменной соли (современная его мощность более 300 м и площадь распространения 8,0—8,5 тыс. км<sup>2</sup>). Однако рассолы, подготовленные к садке калийных солей, не могли быть распределены во всей толще этой соли, а занимали только ее верхнюю пачку, так как нижележащие горизонты каменной соли были уже уплотнены и не могли играть роль «губки», поставившей калийные рассолы к площади их кристаллизации.

Но если бы рассолы заполняли всю толщу соли, то все равно калийный бассейн мог дренировать только верхнюю пачку пористых солей. Более же глубокие горизонты соляной толщи и при сохранении ими влагоемкости не могли поставлять калийные рассолы в калийный бассейн. Ибо, по заключению самого М. Г. Валяшко (1962), прогиб, в котором накапливались насыщенные рассолы и кристаллизовались калийные соли, располагался «на достаточно плоских пространствах, относительно которых образующееся понижение весьма незначительно. К тому же оно заполнено маточным рассолом, стоящим практически на том же уровне, что и в окружающих галитовых отложениях».

Следует также учесть и то обстоятельство, что седиментационные (маточные) рассолы, пропитывающие влагоемкие горизонты галогенных формаций, как показывают геологические и гидрогеологические наблюдения, при накоплении осадков вместе с содержащими их отложениями погружаются в более глубокие горизонты, где могут сохраняться в захороненном состоянии миллионы лет. Кристаллизация солей из таких рассолов происходит только при существенном изменении термодинамических условий. Наглядным и убедительным примером этого являются высококонцентрированные седиментационные рассолы кембрийской галогенной формации Иркутского амфитеатра. Трудно сов-

местить с гипотезой М. Г. Валяшко условия образования таких многоярусных месторождений калийных солей, как Старобинское и Предкарпатские, в которых насчитывается до 15—20 и более горизонтов-пластов калийных солей. Упрощая несколько положения гипотезы, можно представить следующий ход процесса: бассейн или отдельные его части становились «сухим озером», на его площади возникали прогибавшиеся участки, в последних сливались межкристалльные рассолы, из которых кристаллизовались калийные соли; затем эти участки вместе со всей площадью бассейна прогибались, происходило формирование промежуточных пластов и толщ каменной соли и соленосных пород; весь этот процесс вновь и вновь повторялся.

В своих вычислениях М. Г. Валяшко исходит из испарения масс морской воды современного «нормального» состава. Между тем ископаемые солеродные бассейны, в которых садились калийные соли, питались рассолами, несколько более концентрированными. Следовательно, уже изначально рассолы содержали повышенный процент калия и в то же время ими была потеряна часть труднорастворимых соединений ( $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$ ,  $\text{CaSO}_4$ ). Из таких рассолов при солнечном испарении и пополнении их запасов за счет притоков извне калийные соли могли кристаллизоваться быстрее и на более ранней стадии непосредственно из слоя наддонной рапы без предварительного ухода ее в межкристалльные поры в массах ранее выпавшей поваренной соли.

Все это не позволяет нам разделить представление М. Г. Валяшко об условиях образования мощных, хорошо стратифицированных и широко пространственно выдержанных месторождений калийных солей по схеме развития «сухого озера». Данная схема может быть приложена только к тем случаям, когда калийные соли кристаллизовались (вероятно, в стадии ката- и диагенеза) из межкристалльных рассолов, заключенных в порах поваренной соли. В этих случаях калийные соли проявляются в виде вкраплений, рассеянных в толще каменной соли. Подобные проявления калийных солей наблюдаются в ряде ископаемых залежей каменной соли, например в Ереванском месторождении (Иванов и Левицкий, 1960).

Гипотеза М. Г. Валяшко была критически проанализирована В. И. Копниным (1964) в отношении объемных соотношений жидкой и твердой фаз при кристаллизации калийных солей. В. И. Копнин пришел к выводу, что не все солеродные бассейны прошлых геологических эпох развивались по схеме «сухого озера»: формирование мощных отложений калийных солей могло происходить только при наличии достаточного слоя поверхностной рапы.

Рассматривая палеогеографические условия формирования калийных солей, Н. М. Страхов (1962) отмечает, что большинство геологов, в том числе автор настоящего раздела (А. А. Иванов), считают, что «никакой специфической физико-географической обстановки на площади калийсодержащих участков солеродных бассейнов не существовало». Между тем нами подчеркивалось (Иванов и Левицкий, 1960), что решение вопроса образования калийных солей «следует искать в особой специфичности природных условий, в которых может происходить кристаллизация солей калия и формирование их залежей». К этим условиям относятся: прогрессирующее испарение рассолов вплоть до эвтонической стадии; определенная ландшафтно-тектоническая обстановка и глубокое конседиментационное прогибание участка, на котором формировалось месторождение калийных солей; соответствующие климатические условия и режим водного питания бассейна. Однако мы не разделяем гипотезы М. Г. Валяшко; не считаем, что формирование залежей калийных солей происходило в замкнутых водоемах, не получавших питания извне, и что эти водоемы были относительно глубоководными.

Конечный, наблюдаемый в месторождениях минеральный состав калийных солей и особенности его изменения в разрезе и плане залежей и пластов определяются не только первично-седиментационными условиями накопления рыхлых соляных осадков в солеродном бассейне и процессами их диагенеза, а зависят также от более поздних проявлений катагенеза и гипергенеза. В каждом из месторождений эти процессы развивались по-разному, что и обуславливает большое различие в характере залежей калийных солей. Приведем некоторые примеры.

Во многих месторождениях в плане залежей или пластов наблюдаются непосредственные контакты между калийными солями разного минерального состава, например между сильвинитом и карналлитовой породой, сульфатными и хлоридными солями калия и магния, внутри залежей калийных солей отмечается наличие линз и блоков каменной соли и т. д. Такие явления требовали либо соответствующих первично-седиментационных условий кристаллизации солей, либо метаморфизации их состава под влиянием тех или иных агентов в более поздние стадии. В течение длительного времени исследователи, рассматривавшие физико-химический процесс кристаллизации солей по классическому стабильному пути, объясняли отклонение минерального состава калийных солей от равновесной диаграммы именно их метаморфизацией, не допуская одновременной кристаллизации на соседних участках солей разного состава. Иными словами, они исключали возможность первичного образования соответствующих минеральных парагенезисов и фаций. Ряд исследователей и сейчас стоит на этой позиции.

В этой связи можно отметить, что сильвин, наиболее распространенный минерал в месторождениях калийных солей, в течение десятков лет рассматривался как вторичное образование за счет карналлита. Высказанное нами в свое время (1932) представление о первичноседиментационном происхождении так называемых красных сильвинитов Верхнекамского месторождения позднее нашло себе физико-химическое подтверждение в результате исследований М. Г. Валяшко и Е. Ф. Соловьевой (1949) кристаллизации солей по метастабильному пути «солнечной» диаграммы, которая дала «основание предположить первичное выделение сильвина при образовании соляных отложений из нормальной морской воды». Исследованиями Предкарпатских месторождений калийных солей установлено первичное, пегнитогенное происхождение большей части каинита, который ранее считался минералом вторичным, а также пегнитогенное, или диагенетическое образование лангбейнита и полигалита (Валяшко, 1962).

При формировании калийных солей Предкарпатских месторождений, представленных многочисленными и многоярусно расположенными пластово-линзообразными залежами, многие из которых имеют ограниченное распространение в плане, могло происходить перемещение прогибавшихся участков (локальных солеродных впадин), «временно возникавших (отшнуровавшихся) на площади единого обширного соляного бассейна и затем снова соединявшихся с ней» (Иванов и Левицкий, 1960).

С этими явлениями М. Г. Валяшко (1962) связывает пространственное разделение последовательно кристаллизовавшихся солей, но отмечает, что как сильвинитовые, каинитовые и карналлитовые, так и сульфатные полиминеральные линзы калийных солей образовались из одной и той же рапы единого бассейна. То обстоятельство, что разрезы некоторых залежей начинаются снизу солями последних фаз сгущения океанической воды (карналлитом и каинитом), по его мнению, указывает на поступление маточных рассолов после выделения главной массы калийных солей и доведение их до садки карналлита.

Исследователи, отстаивающие представление о различной, но в общем значительной глубине солеродных бассейнов, полагают, что минеральный состав солей определялся распределением рассолов по степени концентрации и составу в зависимости от рельефа дна бассейна.

Так, по Г. Рихтер-Бернбургу (Rochter-Bornburg, 1955<sub>2</sub>), калийные залежи, занимающие, вообще говоря, ограниченные пространства, формировались в наиболее глубоких участках солеродного бассейна, куда поступали рассолы с более тяжелым удельным весом, например, хлормагниевые, хлоркалийевые, сульфатные. Гравитация обуславливала также горизонтальное распределение рассолов по их концентрации и температуре. Чередование пачек каменной соли и сильвинита показы-

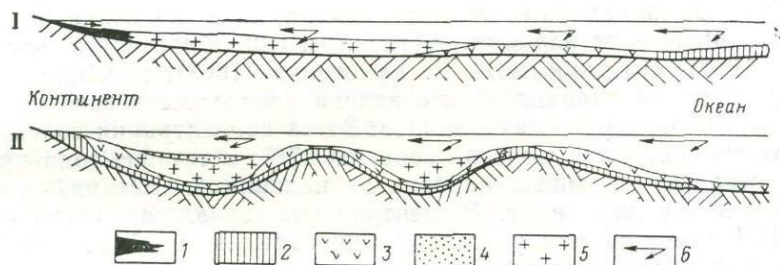


Рис. 75. Раздельная соляная седиментация (по Richter-Bernburg, 1955<sub>2</sub> г.):

*I* — соляной бассейн плоского шельфа; *II* — соляной бассейн глубокого шельфа;  
 1 — глинистые отложения; 2 — карбонат кальция; 3 — ангидрит; 4 — каменная соль;  
 5 — калийно-магниевые соли; 6 — направление миграции рассолов и места выпадения солей в осадок

вает, что и богатые, и бедные калием отложения могли формироваться в одном месте при небольших изменениях физико-химических условий. Неровности дна бассейна обуславливали пространственное разграничение маточных рассолов и создавали возможность одновременного накопления на соседних участках каменной соли, сильвинита, твердой соли с карналлитом — в зависимости от морфологии дна бассейна и расслоения маточных рассолов (рис. 75). Современны участки распространения карналлита соответствуют наиболее глубоким в прошлом местам бассейна; на относительно менее глубоких участках отлагались сильвинит и твердая соль; в более мелководных условиях кристаллизовалась поваренная соль. Фациальные переходы между разными типами калийных солей связаны с указанными условиями их кристаллизации и являются первичными (сингенетичными). Глубина бассейна колебалась в пределах 200—600 м.

Рассматривая вопросы генезиса калийных солей Делаверского бассейна и отмечая послойное распределение в залежи сильвинита и лангбейнитовой породы, И. К. Данлап (Dunlap, 1947) пришел к заключению, что последнее обстоятельство могло быть обусловлено первоначальным неровным рельефом дна бассейна. Небольшие поднятия и впадины могли разделять рассолы по степени концентрации, обуславливать изменения течений и температур. В то же время этот исследователь не считает, что рассолы могли легко перемещаться в пористых массах солей и приходиться в послойное равновесие в результате дифференциации по удельному весу.

М. П. Фивег (1958) также отмечает, что гипотеза М. Г. Валяшко правильна «для неглубоких бассейнов с плоским дном (типа Кара-Богаз-Гола), где образование калийных бассейнов маловероятно. Накопление тяжелых рассолов будет происходить иначе в бассейне с неровным дном. Здесь во время садки галита тяжелые рассолы по-

степенно будут накапливаться в более глубоких его частях, и галитовый бассейн без стадии сухого озера перейдет в калийный с соляными берегами».

О стекании насыщенных рассолов в более глубокие участки солеродного бассейна говорят также Е. Фульда (Fulda, 1924), Ф. Лотце (Lotze, 1957) и некоторые другие немецкие исследователи, связывающие с этим распределение в месторождениях минеральных разновидностей калийных солей.

Представляется, однако, что при мелководности солеродного бассейна ряд фациальных изменений минерального состава солей мог определяться первично-седиментационными условиями накопления осадков и процессами диагенеза. Прямое доказательство этому дает залив Каспийского моря Кара-Богаз-Гол, в котором наблюдаются «своеобразные фациальные условия, приводящие к садке в одном годичном цикле — от карбонатов, гипса и мирабилита до эпсомита» (Фивег, 1960). По данным Д. В. Буйневича (1963), в заливе выделяются три зоны. В западной части залива расположена зона смешения каспийской воды с рассолами залива. Здесь концентрация солей колеблется от концентрации морской воды до 27%; в течение года происходит кристаллизация гипса, карбонатов кальция и магния, а зимой садится чистый мирабилит. В центральной зоне, где сосредоточено около 60% всего объема рассолов, концентрация солей достигает 27—28%; летом кристаллизуется галит, с похолоданием выпадает чистый мирабилит, при растворении которого в весенне-летний период образуется глауберитовый ил. Третья, прибрежная зона, протягивающаяся вдоль северо-западной, северной и восточной границ современных соляных отложений, включает около 20% общего объема рассолов; для этой зоны характерно постоянное взаимодействие поверхностных и межкристалльных рассолов, которые, смешиваясь с рапой, изменяют ее состав; концентрация рапы летом достигает 28,5—30%; при испарении последней кристаллизуется галит с примесью астраханита и эпсомита, а при охлаждении (ноябрь — декабрь) — мирабилит с примесью эпсомита.

Площадь залива в 1961 г. составляла 13 тыс. км<sup>2</sup>, его наибольшая глубина — 3,5 м. Концентрация солей в воде залива в 1963 г. превышала соленость воды Каспийского моря в 65 раз. Изменился и рельеф дна залива за счет выпадения солей и выноса их стоковым течением из зоны опреснения в зону кристаллизации (Сидельников и Буйневич, 1963).

Распределение отмеченных зон на площади Кара-Богаз-Гола обусловливается степенью концентрации солей в рапе залива, которая наибольших значений достигает на участках, удаленных от устья пролива. Этому способствуют и перемещения (течение, сток) рассолов на акватории залива. Вместе с этим кристаллизация той или иной соли зависит и от температуры рапы и, следовательно, от времени года.

Явления, подобные наблюдаемым в Кара-Богаз-Голе, вероятно, были широко распространены в мелководных солеродных бассейнах геологического прошлого, обуславливая те или иные фациальные и парагенетические особенности галогенных отложений. Можно, например, отметить, что большая обогащенность калием красных силвинитов на юге Верхнекамского месторождения была вызвана тем, что рапа перемещалась с севера на юг и становилась при этом более богатой калием.

Как в настоящем, так и в прошлом кристаллизация солей зависела также от температуры рапы. Галит кристаллизуется только за счет испарения, т. е. в летнее жаркое и сухое время. Сильвин, карналлит и сульфатные полиминеральные соли кристаллизуются не только при испарении, но и при охлаждении рапы, т. е. в летний и осенне-зимний

периоды года. Эти положения также необходимо учитывать при рассмотрении минерального состава соляных месторождений.

Ряд исследователей для объяснения наблюдаемых взаимоотношений между различными калийными солями привлекает эпигенетические процессы, изменяющие в том или ином направлении сингенетичные парагенезисы. Большая роль при этом отводится, в частности, водам и рассолам, поднимающимся из более глубоких слоев и воздействующим на залежи калийных солей.

Так, по утверждению А. Баара (Ваар, 1952), для большей части цехштейновых калийных месторождений можно считать доказанным, что различные наблюдаемые парагенезисы калийных солей обязаны своим происхождением главным образом воздействию на калийные соли вод нижележащих горизонтов.

Более детально этот вопрос был рассмотрен Г. Борхертом и Е. Байером (Borchert und Baier, 1953) и позднее разработан Г. Борхертом (Borchert, 1963) применительно к цехштейновым месторождениям. Он отмечает, что первично-седиментационные парагенезисы солей зависели от состава и концентрации рапы, ее температуры и условий миграции. Сульфатный дефицит в исходном рассоле, практически всегда устанавливаемый в океанических соляных отложениях, обуславливал образование в цехштейновых отложениях не астраханитогалитовых и каинитогалитовых солей, а главным образом солей галитокарналлитовых и рейхардитогалитокарналлитовых, которые на ранней стадии диагенеза превращались в кизеритогалитокарналлитовую породу. По Г. Борхерту, маловероятно наличие значительных количеств первичного каинита и совершенно невероятен переход в первичноседиментационных условиях кизеритогалитокарналлитовой породы в кизеритосильвиногалитовую. Как это явление, так и ряд других изменений состава солей вызваны воздействием на них растворов, поднимавшихся снизу. Основная масса растворов возникала при дегидратации первичного гипса; при этом на каждый  $1 \text{ м}^3$  породы освобождалось около  $0,5 \text{ м}^3$  раствора  $\text{CaSO}_4$ . Дополнительно метаморфизующие растворы образовывались в процессе обезвоживания кристаллогидратных солей, при геотермическом прогревании залежи, опускавшейся на значительную глубину.

Растворы  $\text{CaSO}_4$  поднимались вверх по ослабленным зонам во время тектонических движений, проявившихся в основном в верхнем мезозое, и, проходя через толщу древней каменной соли, насыщались  $\text{NaCl}$ . Достигая залежи калийных солей, рассолы  $\text{CaSO}_4 + \text{NaCl}$  оказывали метаморфизующее воздействие на состав каменной соли (рис. 76). На первой стадии процесса при разложении карналлита и переходе  $\text{MgCl}_2$  в раствор из кизеритогалитокарналлитовой породы метасоматически образовывалась обогащенная сильвином кизеритогалитосильвиновая порода (хартзальц или твердая соль), а из карналлитовой породы — сильвинит. При воздействии метаморфизующих рассолов, богатых сульфатами, образовались карналлитополигалитолангбейнитовая порода, полигалит и содержащая лангбейнит твердая соль и, наконец, ангидритогалитовая порода, не содержащая калийных минералов и слагающая так называемую обедненную, или разубоженную, зону (Vertaubungszone).

Г. Борхерт отмечает, что первично-седиментационные минеральные фации солей распространяются на большие пространства, измеряемые сотнями метров, десятками и даже сотнями километров, тогда как фации, возникающие метасоматическим путем при воздействии рассолов, захватывают площади всего в единицы и десятки метров.

Близкие к Г. Борхерту и Е. Байеру идеи высказаны А. Е. Ходьковым (1956) о происхождении на Верхнекамском месторождении пестрого сильвинита и линз каменной соли в пластах калийных солей. Как

отмечалось, пестрый сильвинит, отличающийся своеобразным петрографическим характером, развит в каждом пласте карналлитовой породы, причем его распространение в стратиграфическом разрезе идет в убывающем порядке снизу вверх (рис. 77, 78). Линзы каменной соли, распространенные в пластах сильвинита и реже встречающиеся в пластах карналлитовой породы, замещают либо части (отдельные пачки и слои) пласта, либо пласт в целом, причем почти без изменения мощности и при сохранении текстурных особенностей породы. Площади таких замещенных каменной солью участков достигают 10 км<sup>2</sup> и более. В целом

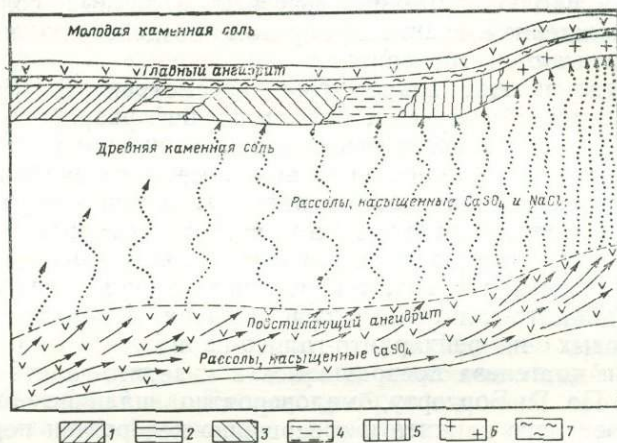


Рис. 76. Изменение соляных фаций в Стассфуртском пласте под влиянием восходящих сульфатных кальциевых и хлоридных натриевых растворов (по Borchert, 1963):

1 — кизерито-галито-карналлитовая порода; 2 — богатая сильвинитом твердая соль (хартзальц); 3 — нормальный кизеритовый хартзальц; 4 — лангбейнтовый хартзальц; 5 — обогащенный галитом лангбейнтовый хартзальц; 6 — ангидрито-галитовая порода; 7 — соленосная глина

эти замещенные зоны составляют не более 1% от площади распространения промышленных пластов калийных солей. По общему характеру зоны замещения близки к обедненным зонам цехштейновых месторождений.

Генезис пестрого сильвинита А. Е. Ходьков (1956) рассматривает в совокупности с указанными явлениями развития линз и пачек каменной соли в пластах красного сильвинита. По его концепции, при формировании горизонта подстилающей каменной соли в ее межкристалльных порах сохранялись значительные массы рассола, насыщенного хлоридом натрия. При отжимании этого рассола горным давлением, создававшимся весом вышележащих пород, он, поднимаясь вверх, достигал пластов красного сильвинита, растворял сильвин. Одновременно из рассола высаживался галит, который и слагает линзы или пачки каменной соли, присутствующие в пластах сильвинита.

Если процесс развивался и рассолы, теперь уже насыщенные хлоридами натрия и калия, при своем движении вверх достигали карналлитового горизонта, то здесь в пластах карналлитовой породы они производили неполное выщелачивание карналлита с выносом хлористого магния и кристаллизацией сильвина и галита, образовавших пестрый сильвинит.

Критическое рассмотрение гипотезы А. Е. Ходькова с привлечением обширного нового фактического материала не дает нам оснований признать ее обоснованной. Не повторяя здесь приведенных в одной из

наших статей (1963<sub>1</sub>) аргументов, отметим основные ее выводы по поводу генезиса пестрого сильвинита:

1) поля и участки пестрого сильвинита преимущественно или существенно приурочены к восточной части месторождения;

2) пестрый сильвинит развит во всех пластах карналлитового горизонта, но его образования в стратиграфическом разрезе распреде-

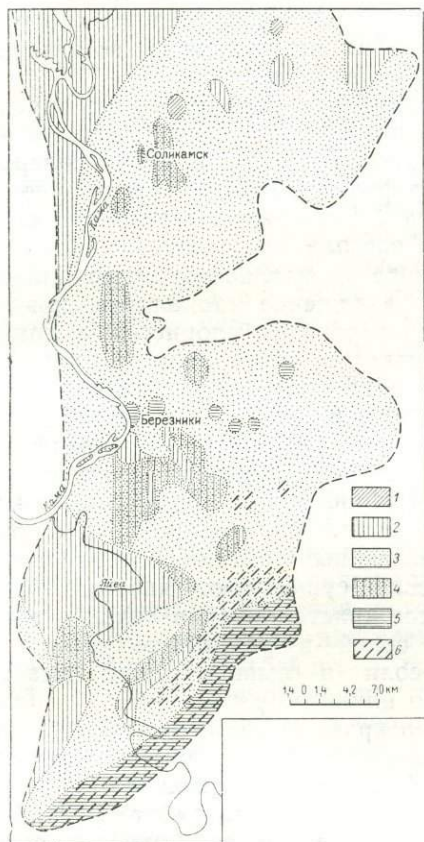


Рис. 77. Литолого-фациальная схема пласта Б

1 — пласт отсутствует (подземная эрозия); 2 — карналлитовая порода; 3 — сильвинит пестрый; 4 — развитие пластов пестрого сильвинита и карналлитовой породы; 5 — каменная соль, замещающая пласт Б; 6 — соли с повышенным и высоким содержанием карбонатно-глинистого материала

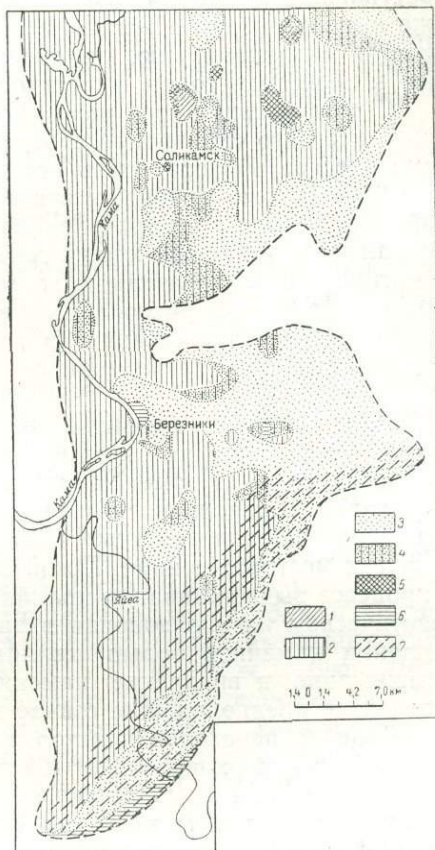


Рис. 78. Литолого-фациальная схема пласта В

условные знаки 1, 2, 3, 4 те же, что и на рис. 77; 5 — «сильвинитовая шляпа»; 6 — каменная соль, замещающая пласт В; 7 — соли с повышенным и высоким содержанием карбонатно-глинистого материала

лены по-разному: сохраняется постоянно или наблюдается перемежаемость с карналлитовой породой;

3) отсутствует закономерная и прямая пространственная генетическая связь между участками образования линз каменной соли в пластах красного сильвинита и полей пестрого сильвинита в пластах карналлитовой породы;

4) отсутствует пространственная и генетическая приуроченность образований пестрого сильвинита к локальным брахиантиклинальным соляным структурам и, наоборот, наблюдается широкое развитие пестрого сильвинита на участках любых структурных форм месторождения.

Расположение полей пестрого сильвинита на востоке площади ме-

сторождения не представляет случайное явление, а закономерно связано с его генезисом. В период формирования месторождения в бассейне поступали воды поверхностного стока с Уральской суши. Достигая берегов солеродного бассейна, эти воды частично смешивались с рапой, частично, как более удельно легкие, растекались по ее поверхности, но во внутренние части бассейна поступали уже в виде рассола, состав которого постепенно приближался к составу рапы. На востоке поступающие в бассейн воды протекали на каком-то пространстве по уже выпавшим ранее массам поваренной соли и приобретали хлорнатриевую минерализацию, не снижавшую их агрессивности по отношению к калийным солям, в частности к карналлиту.

С воздействием этих вод на карналлитовую породу связано образование пестрого сильвинита. Последний нами рассматривается как метасоматическое образование в стадию раннего диагенеза, когда солеродный бассейн был рапным и в нем шло формирование соляных отложений. Образование пестрого сильвинита было обязано воздействию на карналлитовую породу хлорнатриевого рассола, не насыщенного калием и магнием и, следовательно, агрессивного по отношению к карналлиту. Воздействие этого рассола вызывало разложение карналлита при неполном его выщелачивании (в раствор переходил хлористый магний). Одновременно кристаллизовался сильвин из остаточного хлористого калия.

Линзы и пачки каменной соли, залегающие внутри пластов калийных солей (обедненные зоны), наблюдаются широко в месторождениях калийных солей. Кроме Цехштейновых и Верхнекамского месторождений, такие образования выявлены в Старобинском, Делаверском, Калужском, Саскачеванском месторождениях и, возможно, имеются в других месторождениях. Помимо приведенных объяснений их генезиса в процессе выщелачивания калийных солей существуют гипотезы о сингенетическом их образовании в процессе кристаллизации солей и о замещении каменной солью калийных солей в результате тектоники (выжимание и внедрение каменной соли в вышележащий пласт). Последнее предположение сейчас почти никем не разделяется.

Явления переходов пластов и слоев красных сильвинитов в каменную соль на Верхнекамском месторождении, впервые замеченные рудничным геологом М. С. Исаковой в 1948 г., позднее были изучены сотрудниками Института галургии и охарактеризованы в работе В. Н. Дубининой (1954). Не повторяя деталей этой характеристики, отметим, что как переходы сильвинита в каменную соль, так и замещение карналлитовой породы пестрым сильвинитом В. Н. Дубинина рассматривает как первично седиментационные, фациальные явления, обусловленные кристаллизацией солей из рапы разного состава, но в одно и то же время. Такие же представления о генезисе пестрых сильвинитов высказывает В. А. Вахрамеева (1954<sub>1</sub>).

О замещении каменной солью сильвинита под воздействием погретых рассолов говорит В. З. Кислик (1966). По масштабу эти явления, наблюдаемые во втором калийном горизонте Старобинского месторождения, В. З. Кислик разделил на два типа. В первом из них зоны замещения имеют протяжение 10—50 м при ширине до 15 м, во втором они достигают 100 и до 300—400 м при округлой или эллиптической форме в плане. Зоны замещения, по В. З. Кислику, имеют постседиментационный генезис. Они образовались при воздействии на породы калийного горизонта рассолов, проникавших снизу и возникавших при уплотнении горизонтов терригенно-карбонатных пород. Пути продвижения рассолов служили трещиноватые и ослабленные участки соляного горизонта. Зоны замещения первого типа образовались в раннем диагенезе, когда воздействовавшие на калийный горизонт воды активно выщелачивали сильвиниты. Образование зон замещения второго типа

происходило в позднем диагенезе, когда воздействовавшие на калийный горизонт рассолы были насыщены по хлористому натрию и при взаимодействии их с сильвинитом развивался процесс метасоматического замещения сильвина галитом.

Большой интерес в свете рассматриваемой проблемы представляет работа М. Г. Валяшко и Э. Штолле (1965), в которой с геохимической позиции и на основе исследований равновесных диаграмм дан анализ особенностей минерального состава пласта Стассфурт и процессов, обусловивших наблюдающиеся в нем соляные парагенезисы.

Большая часть Стассфуртского пласта сложена кизерито-галито-карналлитовой породой, среди которой пятнами распространена кизерито-сильвино-галитовая порода (твердая соль), наблюдающаяся также по периферии пласта и вокруг зон разубоживания. Авторы отмечают, что существуют две основные противоположные друг другу точки зрения на генезис этих пород. По одной из них, современное распределение солей и наблюдаемые парагенезисы рассматриваются как первичные или раннедиагенетические, отражающие палеогеографические условия существования и развития солеродного бассейна. По другой точке зрения, главную роль в этом распределении солей играли эпигенетические преобразования карналлито-сильвинитового пласта под влиянием больших количеств чуждых растворов.

Геохимический анализ приводит авторов к выводу, что карналлитовая и кизерито-сильвинитовая (хартзальц) породы, а также породы промежуточного состава являются нормальными осадками солеродного бассейна морского происхождения. По заключению этих авторов, «процесс отложения солей протекал по метастабильному пути, при этом первоначально кристаллизовалась смесь галита, сильвина и гексагидрита. Раннедиагенетические процессы привели к обезвоживанию гексагидрита до кизерита и образованию нормальной хартзальцевой породы. В отдельных участках бассейна устанавливались условия, благоприятные для развития вторичных диагенетических превращений выпавших солей с образованием лангбейнита и полигалита...». И далее: «Весь имеющийся в нашем распоряжении, к сожалению, пока ограниченный материал по геохимии соляных пород из зон, окружающих зоны разубоживания калийного пласта, позволяет утверждать, что зоны разубоживания образовались в период формирования пласта Стассфурт в солеродном бассейне, а никак не за счет воздействия чуждых растворов на уже сформировавшуюся залежь».

В конечном счете М. Г. Валяшко и Э. Штолле делают вывод, что пласт Стассфурт можно рассматривать как нормальный осадок солеродного бассейна морского происхождения и в свете полученных данных «становится ненужным для объяснения наблюдаемых парагенезисов ни опускать месторождение на большие глубины, ни нагревать его до 83°, ни привлекать воздействие больших масс чужих растворов, следы передвижения которых обнаружить не удается».

Мы считаем эти выводы М. Г. Валяшко и Э. Штолле обоснованными и весьма существенными. Их нельзя не учитывать при рассмотрении соляных парагенезисов, наблюдаемых в месторождениях.

Нужно отметить, что в соответствующих условиях, определяющихся главным образом тектоникой и гидрогеологией месторождения, в калийных солях получают развитие процессы катагенеза и гипергенеза, вызывающие метаморфизацию первично-седиментационного и диагенетического состава солей и появление новых их парагенезисов.

#### **ГАЗОНОСНОСТЬ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ**

Калийные соли большинства месторождений содержат газы, различные по особенностям нахождения во вмещающих породах, составу и происхождению. Различаются две основные формы нахождения газов

(Морачевский и Черепенников, 1939; Черепенников, 1949): 1) микрогазоносная, выраженная дисперсно-рассеянными или микровключенными газами, заключенными в кристаллах солей, и 2) макрогазоносная, представленная так называемыми свободными (суфлярными) газами, находящимися в трещинах, пустотах и других полостях соляных пород.

Микровключенные газы распространены широко и наблюдаются в кристаллах различных солей, где пузырьки газа, нередко вместе с рапой, заключены в мельчайших пустотках, часто расположенных по элементам роста и подчеркивающих этим зональную структуру зерен. При растворении в воде некоторых минералов, например карналлита, слышно характерное потрескивание, происходящее при разрыве стенок пустоток и освобождении микровключенного газа.

Широкое изучение микро- и макровключенных газов выполнено на месторождениях калийных солей СССР Ю. В. Морачевским, А. А. Черепенниковым, З. Н. Несмеловой, В. П. Шатовым и другими исследователями.

По данным З. Н. Несмеловой (1959), микровключенные газы на Верхнекамском месторождении распределены во всей толще калийных солей, но основная масса их приурочена к сильвину; в галите, содержащемся в тех же породах, микровключенные газы встречаются в ничтожных количествах. В отдельных типах соляных пород и минералов Верхнекамского месторождения содержание микровключенных газов определяется такими цифрами (в миллилитрах на 1 кг природной соли): молочно-белый сильвин — более 100 и до 210; сильвинит пестрый — 35—50 и до 90—170; сильвинит полосчатый — 53—60 и до 87; сильвинит красный — от 15 до 25—47; карналлитовая порода — от 2 до 10—20. В солях Старобинского месторождения, по исследованиям А. А. Черепенникова и Е. А. Рогозиной (1964) и дополнительным исследованиям А. А. Черепенникова и Т. К. Божовской (1965 г.), содержание микровключенных газов выражается цифрами (в мл/кг): сильвинит II горизонта — 14—53; сильвинит III горизонта — 15,0—130,2; карналлитовая порода III горизонта — 11,5—176,0; каменная соль с сильвинитом — 13,0—72,7; каменная соль с карналлитом — 24,5—73,5; каменная соль II горизонта — 16,6—18,0; каменная соль III горизонта — 5,9—45,9. Обращает на себя внимание довольно высокое содержание газа в каменной соли.

Состав газа различен в разных породах (табл. 22). В карналлитовой породе Верхнекамского месторождения микровключенные газы имеют углекисло-углеводородно-водородно-азотный состав, тогда как в сильвинитах и каменной соли состав микровключенных газов азотный или углекисло-азотный, не очень сильно меняющийся в разных пластах. Газ пестрого сильвинита Стерлибашевского месторождения близок по своему составу к газу пестрого сильвинита Верхнекамского месторождения. От их состава не сильно отличается состав газа сильвинитов Старобинского месторождения, но газ карналлита характеризуется ничтожным содержанием водорода по сравнению с газом Верхнекамского месторождения. Газ в карналлите Старобинского месторождения такой же азотный, как в сильвинитах этого месторождения. Обращает на себя внимание низкое содержание в газах старобинских солей метана и водорода.

Исследованиями В. А. Вахрамеевой (1964) в микровключенных газах, содержащихся в кристаллах молочно-белого сильвина Верхнекамского месторождения, обнаружен в незначительном количестве сероводород. В галите и карналлите он отсутствует. Сероводород, по ее мнению, образовался внутри готовых кристаллов за счет восстановления сульфатов.

Свободные (суфлярные) газы находятся в своих вместилищах под большим давлением, измеряемым десятками атмосфер. На Верхнекам-

Химический состав микровключенных газов калийных солей и каменной соли

Месторождение, минерал, порода	Колебание состава газа, объемные %							
	CO <sub>2</sub> +H <sub>2</sub> S	CO <sub>2</sub>	O <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub> +высшие гомологи	H <sub>2</sub>	N <sub>2</sub> +инертные газы	Ar + Kr + Xe	He
<b>Верхнекамское:</b>								
Карналлит . . . . .	10,6—22,0	—	—	7,0—9,9	25,5—32,6	38,3—54,1	0,20—0,95	0,002—0,003
Молочно-белый сильвин . . . . .	3,9—10,3	—	—	0,4—1,6	0,8—1,1	87,0—91,2	0,36—0,45	0—0,001
Пестрый сильвинит, В . . . . .	7,0—14,5	—	—	1,9—5,4	3,0—4,6	78,5—86,7	0,37	0,002
Пестрый сильвинит, Б . . . . .	7,7—12,7	—	—	1,2—4,4	1,7—2,9	83,4—85,3	0,32—0,39	0,002—0,003
Полосчатый сильвинит, А . . . . .	3,3—5,5	—	—	1,9—9,3	3,0—3,3	82,6—89,2	0,47—0,64	0,001
Красный сильвинит, Кр. II . . . . .	3,9—7,1	—	—	5,3—5,5	8,4—9,6	81,2—85,6	0,95—1,72	0,001
<b>Старобинское:</b>								
Сильвинит, пласт II . . . . .	—	3,5—16,5	10,6—18,0	0,2—0,6	0,1—1,1	72,3—77,7	Не определялся	Не определялся
Сильвинит, пласт III . . . . .	—	3,1—10,8	15,2—18,6	0,2—2,0	Следы—0,3	68,8—79,2	Не определялся	Не определялся
Сильвинит с каменной солью, пласт III . . . . .	—	2,0—2,8	20,4—21,0	1,0—4,8	Следы	72,8—75,2	Не определялся	Не определялся
Сильвинит с примесью каменной соли . . . . .	—	2,0—26,9	7,8—20,0	0,2—1,1	Следы—1,1	63,0—80,3	Не определялся	Не определялся
Карналлит, пласт III . . . . .	—	3,1—7,5	19,5—20,5	Следы—1,1	0,2	72,0—75,1	Не определялся	Не определялся
Каменная соль . . . . .	—	0,2—8,9	13,3—19,2	0—4,2	Следы—0,4	73,2—80,9	Не определялся	Не определялся
<b>Стерлибашевское:</b>								
Пестрый сильвинит . . . . .	10,6	0,9	6,9	1,5	2,1	78,0	0,79	0,005

Таблица 23

Химический состав свободных газов калийных солей Верхнекамского месторождения

Порода	Колебание состава газа, объемные %							
	CO <sub>2</sub> +H <sub>2</sub> S	CH <sub>4</sub>	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub> +высшие гомологи	H <sub>2</sub>	N <sub>2</sub> +инертные газы	Ar + Kr + Xe	He	
Карналлитовая, пласт В . . . . .	0,1—0,3	11,5—39,2	0,8—3,8	7,8—39,4	37,7—57,5	0,08—0,09	0,003—0,004	
Сильвинит пестрый, пласт Б . . . . .	0,1—0,5	33,2—37,2	4,3—7,5	0—4,4	45,4—51,2	0,07—0,18	0,004—0,005	
Сильвинит, пласт АБ . . . . .	0,3	47,2	7,6	1,2	43,7	Не определялся	Не определялся	
Сильвинит полосчатый, пласт А . . . . .	0,3—0,7	43,1—50,8	4,1—10,5	0—7,4	45,8—51,1	0,04—0,18	0,005—0,007	
Сильвинит красный, пласт Кр. II . . . . .	0—0,5	31,4—44,1	10,9—14,5	0—0,6	40,0—55,8	0,2	0,008	

ском месторождении выделение суфлярных газов наблюдалось неоднократно при бурении скважин и шпуров. Отдельные выделения происходили весьма бурно и сопровождались выбросами из скважин бурового инструмента, вывалами больших масс породы и взрывами. На Соликамском руднике в 1936 г. в одной из камер при взрыве газов из кровли выработки обрушилось около 5 тыс. т карналлитовой породы и образовался купол высотой в 28 м (Преображенский, Иванов, 1937).

По В. П. Шатову (1966), на рудниках Верхнекамского месторождения преобладающее число суфляров действует 1—3 ч. Наибольшие дебиты наблюдаются в момент вскрытия суфляров и достигают 100—300 см<sup>3</sup>/мин. При этом объемы выделяющихся газов невелики и находятся в пределах 150—15 160 см<sup>3</sup>. Суфляры приурочены преимущественно к пластам карналлитовой породы, в сильвинитах пласта АБ они встречаются реже и еще реже в пласте Кр. II. По данным А. А. Черепенникова (1949), количество свободного газа в карналлите примерно в 10 раз выше, чем в сильвините пласта АБ, и в 100 раз выше, чем в пластах красных сильвинитов.

В табл. 23 приведены составы свободных газов Верхнекамского месторождения по данным З. Н. Несмеловой (1959) и В. П. Шатова (1966).

На Старобинском месторождении, по исследованиям А. А. Черепенникова и Е. А. Рогозиной (1964) и дополнительным исследованиям А. А. Черепенникова и Т. К. Божовской (1965 г.), свободные газы, собранные из шпуров на третьем калийном горизонте, содержат следующие компоненты. Основную массу газов составляет азот. На его долю вместе с инертными газами приходится 90,4—94,7% (объемных). Содержание остальных компонентов выражается цифрами (в объемных процентах): Ar+Kr+Xe 0,30—0,45; He 0,10; CH<sub>4</sub> 4,1—8,2; C<sub>2</sub>H<sub>6</sub>+высшие гомологи 0,6—2,0; H<sub>2</sub> 0—0,9; CO<sub>2</sub> не более 0,5; H<sub>2</sub>S отсутствует. Отношение  $\frac{Ar \cdot 100}{N}$  в газе составляет 0,3—0,4 против 1,18 в воздухе.

Газы Старобинского месторождения по сравнению со свободными газами сильвинитов Верхнекамского месторождения характеризуются значительно пониженным содержанием CH<sub>4</sub>, C<sub>2</sub>H<sub>6</sub> и водорода и, наоборот, повышенным содержанием азота, являясь по существу азотными.

По мнению Ю. В. Морачевского и А. А. Черепенникова (1939), основная роль в возникновении микровключенных газов Верхнекамского месторождения принадлежит процессам биохимического характера — разложению органических остатков. Вторым источником газов был воздух, насыщавший рассол. Часть азота была захвачена из воздуха, часть — образовалась за счет разложения азотсодержащих органических остатков. Микровключенные в солях газы сингенетичны содержащим их солям и захвачены последними при кристаллизации. Скопления свободных газов образовались путем выжимания и диффузии микровключенных газов в трещины и полости в соляных породах.

По заключению З. Н. Несмеловой (1959), образование микровключенных газов в солях Верхнекамского месторождения было связано с анаэробным разложением органического вещества, находящегося в солях и глинистых прослоях. Приуроченность этих газов преимущественно к кристаллам сильвина может говорить о том, что разложение органики шло под действием радиоактивных излучений калия. Ничтожное содержание в газах изотопа Ar<sup>36</sup> и отсутствие неона свидетельствуют о том, что эти газы не имели контакта с воздухом и не были захвачены из гидросферы или атмосферы при кристаллизации солей. Почти весь азот в газах калийных солей возник биогенным путем. Что же касается водорода, то последний, по предположению М. С. Гуревича, мог обра-

зоваться путем радиоактивного распада молекулы воды, в частности, входящей в состав карналлита. Неравномерная газонасыщенность калийных пород водородом, по мнению З. Н. Несмеловой, возможна, связана с перераспределением газа в соляных отложениях под влиянием тектоники.

По поводу генезиса газов Старобинского месторождения А. А. Черепеников также считает, что главная масса азота в них не воздушного, а биохимического происхождения. На это, в частности, указывает явный недостаток Аг по сравнению с современной атмосферой. Такой безаргоновый азот считается биохимическим. Углеводороды в газах возникли за счет изменения органического вещества, содержащегося в глинистых прослоях, или позднее мигрировали из других отложений.

По исследованиям С. Б. Брандта, Б. В. Петрова и П. П. Кривенцова (1966), силвин под влиянием искусственно создаваемого стресса 5—6 т/см<sup>2</sup> подвергается пластическому течению и при этом наблюдается потеря около 18% радиогенного аргона. Не исключена возможность, что потеря Аг в старобинских солях частично обусловлена тектоникой.

Ю. А. Борщевский (1966<sub>1</sub>), уделивший внимание вопросу происхождения газов в калийных месторождениях, полагает, что их возникновение является следствием радиационно-химических превращений в калийных солях. Под влиянием излучения К<sup>40</sup> происходит радиолиз: органического вещества, микровключенного в калийных солях; кристаллизационной и микровключенной воды; органического вещества глинистых прослоев; сложных комплексных ионов, входящих в кристаллическую решетку калийных солей. Состав газов в значительной степени определяется также исходной природой органического вещества, содержащегося в солях.

Отдельные составные компоненты газов солей, по мнению Ю. А. Борщевского, образовались следующим путем: азот — при радиолизе азотсодержащих органических соединений и ионов NH<sub>4</sub>, изоморфно замещающих калий в кристаллической решетке калийных солей; водород — при радиолизе кристаллизационной воды, а также органического вещества и аммония. С радиолизом органического вещества связано образование и других компонентов микровключенных газов — CH<sub>4</sub> и высших углеводородов, CO<sub>2</sub>, CO и H<sub>2</sub>S.

Формирование свободных газов происходит при миграции микровключенных газов из кристаллов солей в межзерновое пространство, а также за счет органического вещества, содержащегося в солях и глинистых прослоях.

В довоенной Германии на многих калийных рудниках наблюдались выделения суфлярных газов, различных по составу (Шпакелер, 1935). В одних случаях (рудники Стассфуртского района) газы были почти чисто водородными, с содержанием последнего до 82—89%; в других районах газы наряду с водородом содержали метан и азот (H 6,2—24,6%; CH<sub>4</sub> 4—41%; N 33—87%) и, наконец, в большинстве случаев выделялись азотно-метановые газы с содержанием метана от 10 до 85% и азота от 12 до 88%. Газы выделялись большей частью из залежей карналлитовой породы, но встречались и в других породах (ангидрит, хартзалы). Выбросы газов иногда сопровождалась выделением так называемых маточных рассолов. Так, например, в 1911 г. на руднике Эрнстгалле одновременно выделялись газ состава (в %): CH<sub>4</sub>—27,7; N—72,2 и рассол, содержащий (в %): KCl—0,25; NaCl—2,06; CaCl<sub>2</sub>—21,75; MgCl<sub>2</sub>—28,74.

Иные причины, состав и происхождение имеют газопроявления в цехштейновом месторождении Верра в ГДР. Здесь, как уже отмечалось, в третичное время происходило по системам трещин и разломов

внедрение в соленосную толщу базальта, вместе с которым проникали газы (углекислота).

По В. Хоппе (Норре, 1960), углекислый газ в солях находится в порах между кристаллами, внутри кристаллов и в адсорбированном состоянии. Кроме того, он заполняет трещины и полости в толще солей, где находится под большим давлением. Размеры пустот колеблются весьма значительно: от нескольких кубометров до десятков тысяч кубометров. При вскрытии газоносных зон или полостей происходят выбросы газа в огромных объемах: от 15 000 до 700 000 м<sup>3</sup>, вместе с которыми выносятся соляная пыль в количествах от 0,5 до 65 тыс. т. Пыль состоит в основном из каменной соли (40—98%), но иногда характеризуется высоким содержанием сивьина (до 64%); содержание ангидрита колеблется от следов до 11%. В некоторых случаях в незначительных количествах содержатся полигалит, кизерит, каннит. Газ содержит до 98% CO<sub>2</sub>.

На руднике Эйнхайд (Верра, ГДР) в 1953 г. в результате выброса газа в выработки поступило около 700 тыс. м<sup>3</sup> газообразной углекислоты и около 60 тыс. т соляной пыли. Газ в течение 20 мин выходил через оба ствола на поверхность, образуя над шахтным стволом грибовидный столб пыли высотой 40—50 м (Андреичев, 1966).

В рудниках, разрабатывающих калийное месторождение Делаверского бассейна в США, не отмечалось выделений горючих газов, но на некоторых участках выделялись газы преимущественно азотного состава.

Из толщи каменной соли соляного купола Виннфилд в Луизиане (Ной, Foose, O'Neill, 1962) при проходке горных выработок происходят выбросы рассола и газа, находящихся в порах солей под большим давлением (до 500—1000 атм). При освобождении скоплений газа образуются вывалы породы весом до нескольких тысяч тонн. Состав микровключенного газа следующий (в %): CO<sub>2</sub>—46,9; H<sub>2</sub>O—17,3; N<sub>2</sub>—18,4; CO—4,8; O<sub>2</sub>—4,4; SO<sub>2</sub>—3,7; H<sub>2</sub>—1,8; CH<sub>4</sub>—1,5; C<sub>2</sub>H<sub>2</sub> и другие углеводороды—0,4; Ar—0,4. При пересчете этого анализа на объем чистого газа (без воды) получаются следующие содержания компонентов (в %): CO<sub>2</sub>—56,3; N<sub>2</sub>—22,1; CO—5,8; O<sub>2</sub>—5,3; SO<sub>2</sub>—4,5; H<sub>2</sub>—2,2; CH<sub>4</sub>—1,8; C<sub>2</sub>H<sub>2</sub> и другие углеводороды—0,5; Ar—0,5. Таким образом, газ по составу относится к азотно-углекислому и значительно отличается от состава микровключенных газов калийных солей, приведенных выше.

В соляных месторождениях некоторых районов (Предкарпатье, Закарпатье, ГДР, ФРГ и др.) встречаются газы, образующиеся при дегазации нефтеносных, нефтегазоносных и битуминозных пород, вмещающих или подстилающих соленосные толщи. Эти газы проникают в соленосные отложения по тонким трещинам и капиллярным ходам и иногда вскрываются горными выработками. В Солотвинском соляном руднике в Закарпатье в одной из старых камер наблюдается очень слабое выделение из каменной соли горючего газа, который был подожжен и горит голубоватым пламенем уже более 50 лет (Иванов, 1953).

Следует отметить, что газы в месторождениях калийных солей и вообще в галогенных формациях встречаются вместе с маточными рассолами, которые заполняют полости в породах или заключены в пачках пористых и трещиноватых пород. Газы в этих случаях находятся либо в свободном, либо в растворенном состоянии. Примером может служить состав растворенных газов в рассолах Ангаро-Ленского артезианского бассейна (табл. 24).

Е. В. Пиннекер отмечает, что весьма крепкие рассолы на изученных площадях тесно связаны с залежами нефти и газа, вблизи которых в растворенных газах появляется много метана. В предельно насыщенных рассолах отмечается в уникальных количествах сероводород, кото-

Химический состав газов, растворенных в рассолах  
(по Е. В. Пиннекеру, 1966)

Тип рассола	Минерализация рассола, г/л	Состав газа, объемные %			Объем раство- ренного газа, см <sup>3</sup> /л
		CO <sub>2</sub> +H <sub>2</sub> S	CH <sub>4</sub> +тяжелые углеводороды	N <sub>2</sub> + редкие газы	
Весьма крепкий . . .	320—479	0—21,45	7,65—89,53	10,47—82,50	150—800
Предельно насыщен- ный . . . . .	508—599	0—98,02	1,88—98,5	0,1—52,15	100—700

рый нередко преобладает над метаном и азотом. В рассолах, контактирующих с залежами нефти и газа, отмечается метановый или метаноазотный состав растворенного газа.

## Глава V

### ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Как отмечалось, в строении галогенных формаций участвуют более или менее сложные серии литолого-фациальных комплексов, пачек и слоев, различающихся между собой не только вещественным составом, определяющимся в первую очередь условиями и местом накопления осадков, но и пространственным развитием (мощностью и площадью распространения), а также характером внутренней взаимосвязи — от постепенных переходов до резкой смены на коротком протяжении. В пространственно развитых и сложных по литолого-фациальному составу галогенных формациях можно выделить ряды основных макрофаций, сменяющих друг друга в объеме формации от внешних частей, прилегающих к ее обрамлению (береговые, прибрежные и более открытые участки бассейна), к внутренним частям. Кроме основных макрофаций выделяются микрофации и различные литологические парагенезисы, возникновение которых было связано с особенностями тектоники и осадочного процесса. В зависимости от структурного положения и тектонических условий образования формации, типа и характера бассейна седиментации, литологии прилегающих к бассейну участков суши и прочих ландшафтно-тектонических условий, а также физико-химических закономерностей кристаллизации солей выработался в формациях тот или иной комплекс фаций и установилось их пространственное размещение.

Остановимся на рассмотрении некоторых особенностей фациальных комплексов, условия образования которых необходимо связать с глубинами древних солеродных бассейнов, продолжительностью накопления в них осадков и тектоническими условиями развития процесса.

В галогенных формациях, располагающихся в краевых прогибах и внешних синеклизах платформ и причленяющихся одной из своих краевых частей к складчатой области, а другой — к платформе, основные осадочные комплексы распределяются на площади асимметрично.

Обратимся к кембрийской галогенной формации Сибирской платформы. По данным М. А. Жаркова, для нижнекембрийских вместе с нижними горизонтами среднекембрийских отложений Сибирской платформы намечаются два полных фациальных ряда. «Один из них прослеживается в направлении от юго-западных районов Сибирской платформы к северо-восточным и представлен такой последовательностью осадочных толщ: красноцветная → соленосная → ангидрито-доломитовая → доломитовая → известняковая → известняково-сланцевая. Другой ряд наблюдается по линии Енисейский кряж — Западное Прибайкалье в виде следующей смены осадочных толщ: красноцветная → соленос-

ная → ангидрито-доломитовая → доломитовая → известняково-доломитовая → известняковая» (Жарков, 1966).

С. М. Замараев в результате анализа этих фаций заключил, что длительность формирования галогенной формации Сибирской платформы и ее фациальных аналогов — карбонатных формаций и моласс — соизмерима. «Мощность галогенной формации, соленасыщенность которой нередко превышает 50%, часто равна мощностям карбонатных и терригенных отложений, замещающих ее по периферии краевых прогибов. Не наблюдается резких изменений мощностей и в осадочных ритмах, прослеживаемых из галогенной формации в карбонатную. Все это свидетельствует о формировании в бассейне седиментации равных мощностей осадков за определенный отрезок времени, независимо от того, происходила ли седиментация в солеродной зоне или же за ее пределами» (Замараев, 1966).

По-иному представляет латеральные соотношения соленосной и карбонатной формаций на востоке Ангаро-Ленского прогиба Э. И. Чечель. «Если разрезы карбонатной формации сложены преимущественно хемогенными отложениями, то при переходе в соленосную между сульфатной и собственно карбонатной зонами везде фиксируется резкий спад мощностей и суммарная мощность карбонатной формации всегда меньше соленосной. В том случае, когда карбонатная формация представлена строматолитово-рифогенным типом разреза, мощность ее может быть больше соленосной формации» (Чечель, 1969).

Близкие к этим соотношения соленосной и гипсо (ангидрито)-карбонатной формаций нижней перми наблюдаются на западной границе Предуральского прогиба на очень значительном протяжении.

На площади распространения нижнепермской галогенной формации в Прикаспийской синеклизе и Южном Предуралье, в направлении с востока на запад выделяются следующие литолого-фациальные комплексы (фациальные ряды): терригенный → доломито-терригенный, содержащий гипс и ангидрит, → гипсо-ангидритовый → соленосный → гипсо-ангидритовый → доломито-ангидритовый → известняковый (Корневский и Воронова, 1966). Солянокупольная тектоника Прикаспийской синеклизы и сложные условия залегания отложений на восточной периферии бассейна не позволяют дать однозначный ответ о соотношениях в галогенной формации мощностей этих комплексов и характере переходов между ними.

Во внутриплатформенных синеклизах типа грабенных и авлакогенов наблюдается в плане симметричная, концентрическая смена осадочных толщ, слагающих галогенную формацию. Например, нижнепермская галогенная формация Северо-Западного Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины, по С. М. Корневскому, характеризуется такой сменой отложений от центральных частей к периферии: каменная соль с пачками и слоями ангидрито-доломитовых и терригенных пород и калийными пластами вблизи кровли толщи → терригенно-карбонатные отложения → прибрежные песчано-глинистые отложения.

Хорошо выяснены соотношения фаций соленосной толщи нижнепермской галогенной формации, распространенной в Соликамской впадине. В направлении с востока на запад выделяется следующий ряд: терригенный → терригенный с ангидритом и гипсом → соляной → соляномергельный. Особенности краевых фациальных изменений представляют здесь существенный интерес.

Скважинами на восточной окраине Верхнекамского месторождения установлено, что в восточном направлении мощность горизонтов калийных солей постепенно уменьшается от 80—85 м и более в нормальных разрезах на западе до 35—20 м и менее на востоке, вплоть до выклинивания, которое на значительном протяжении имеет, несомненно, первично-седиментационное происхождение. Уменьшение мощности гори-

зонтов происходит за счет как утоньшения пластов калийных солей и переслаивающих их пластов каменной соли, так и выпадения из разреза (выклинивания) того или иного из них. Характерно при этом, что на некоторых участках пласты калийных солей, занимающие более высокое стратиграфическое положение, протягиваются к востоку далее, чем нижележащие. На юго-восточном участке месторождения некоторые пласты калийных солей и каменной соли, а также и целые группы их полностью замещены соленосными глинами, а иногда и соленосными глинистыми алевролитами. Это замещение происходило в первично-седиментационных условиях. На востоке фациальные изменения горизонтов калийных солей происходят в широтном направлении на протяжении 8—10 км, а ширина зоны более резкого выклинивания пластов составляет 2—2,5 км.

Весьма характерно, что по разрезам краевых восточных скважин, где пласты калийных солей отсутствуют, мощность толщи каменной соли достигает 200 м и более (до 278 м, скв. 178, рис. 79). Это говорит о том, что толщина каменной соли далее к востоку быстро фациально замещается терригенными ангидрито- и гипсоносными отложениями. Вероятно, одновременно происходит и седиментационное выклинивание более или менее мощных пачек.

Восточные терригенный и терригенный ангидрито- и гипсоносный литолого-фациальные комплексы, эквивалентные по возрасту галогенной формации Соликамской впадины, подразделены на северо-востоке, в бассейне р. Язвы, на ряд свит (Гусева, 1966). Они представлены мелкогалечными конгломератами, разнообразными песчаниками, гравелитами и алевролитами общей мощностью до 600—800 м. С нижними, паршаковской и антипинской, свитами связаны залежи гипса и выходы соляных источников. Характерно обилие во всех свитах остатков брахиопод, пелеципод, остракод и другой фауны, определяющих иренский возраст отложений.

Особенности распространения и строения горизонтов калийных солей на западной окраине месторождения в общем близки к особенностям их распространения и строения на восточной окраине, но имеются и существенные отличия. На западе гораздо меньшую ширину (2,5—3 км) имеет зона постепенного утоньчения мощности горизонтов калийных солей и на еще более коротком протяжении происходит полное седиментационное выклинивание пластов калийных солей. Эти различия обусловлены тем, что на востоке в процессе галогенной седиментации и, в частности, в заключительные стадии, когда кристаллизовались калийные соли, сказывалось влияние притоков в бассейн пресных вод с Уральской суши, приносивших терригенный материал, а на западе, где солеродный бассейн граничил с засоленным бассейном Русской платформы, такого опресняющего влияния не было. Поэтому калийные соли кристаллизовались и вблизи «береговых» участков. На крайнем юго-западе месторождения также наблюдается замещение некоторых пластов калийных солей соленосной глиной с прослоями каменной соли.

Иной, чем на востоке, характер фациального изменения соляной толщи наблюдается на западе. В юго-западной части месторождения, всего в 2—2,5 км западнее границы площади с нормальным разрезом соляной толщи, содержащей горизонты калийных солей, наблюдается смена в плане соляных отложений комплексом соляно-ангидрито-мергельных пород, в котором каменная соль проявляется в виде ряда пачек мощностью от 1—3 до 15—26 м. В этом комплексе, в который скв. 416 углубилась на 204 м, на долю каменной соли приходится 40%, ангидритовой породы — 7%, остальное слагается доломитисто-мергельными породами (рис. 80).

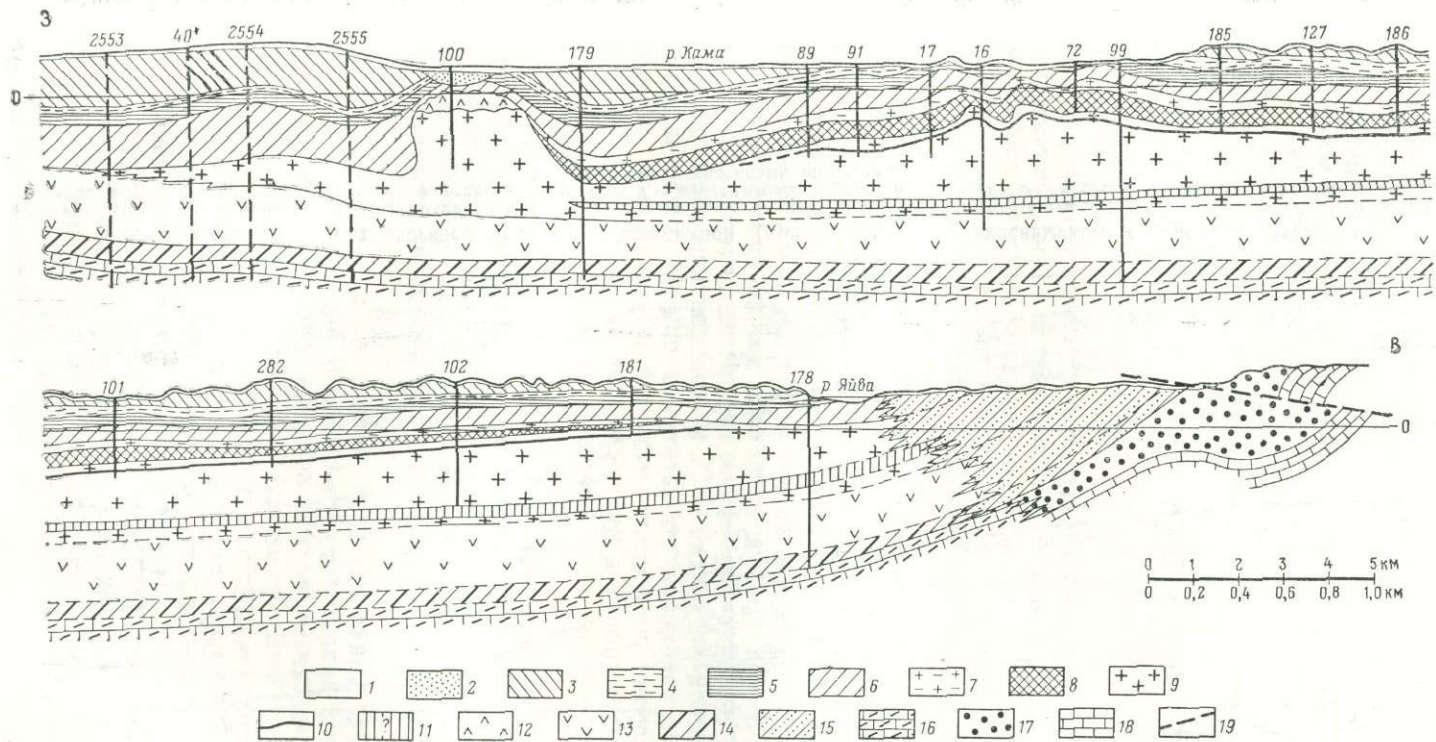


Рис. 79. Схематический геологический разрез пермских отложений в южной части Соликамской впадины (по материалам Соликамской геологоразведочной партии, нефтяных скважин к западу и съемочных работ к востоку от р. Яйвы — руководитель П. М. Матвеев):

1 — четвертичные отложения; 2 — неогеновые отложения пра-Камы; *шгиминский горизонт*: 3 — пестроцветные песчаники, мергели, конгломераты; *соликамский горизонт*: 4 — известняково-песчаниковая толща; 5 — известняково-мергелистая толща; 6 — глинисто-мергелистая толща; *иренский горизонт*: 7 — переходная толща и покровная известняковая толща; 8 — горизонты калийных солей; 9 — подстилающая известняковая толща; 10 — верхняя маркирующая ангидритно-мергельная пачка; 11 — нижняя ангидритно-соляно-мергельная пачка; 12 — «гипсовая шляпа»; 13 — глинисто-доломито-ангидритовая соленосная толща; 14 — филипповский доломито-ангидритовый горизонт; *кошелевская и лёкская свиты*: 15 — глинисто-песчаниковая фация соликамского, иренского и филипповского горизонтов; *артинский ярус*: 16 — саргинский горизонт — известняки, доломиты, мергели; 17 — песчано-конгломератовая фация саргинских отложений; 18 — сакмарский ярус — известняки и доломиты; 19 — поверхность надвига

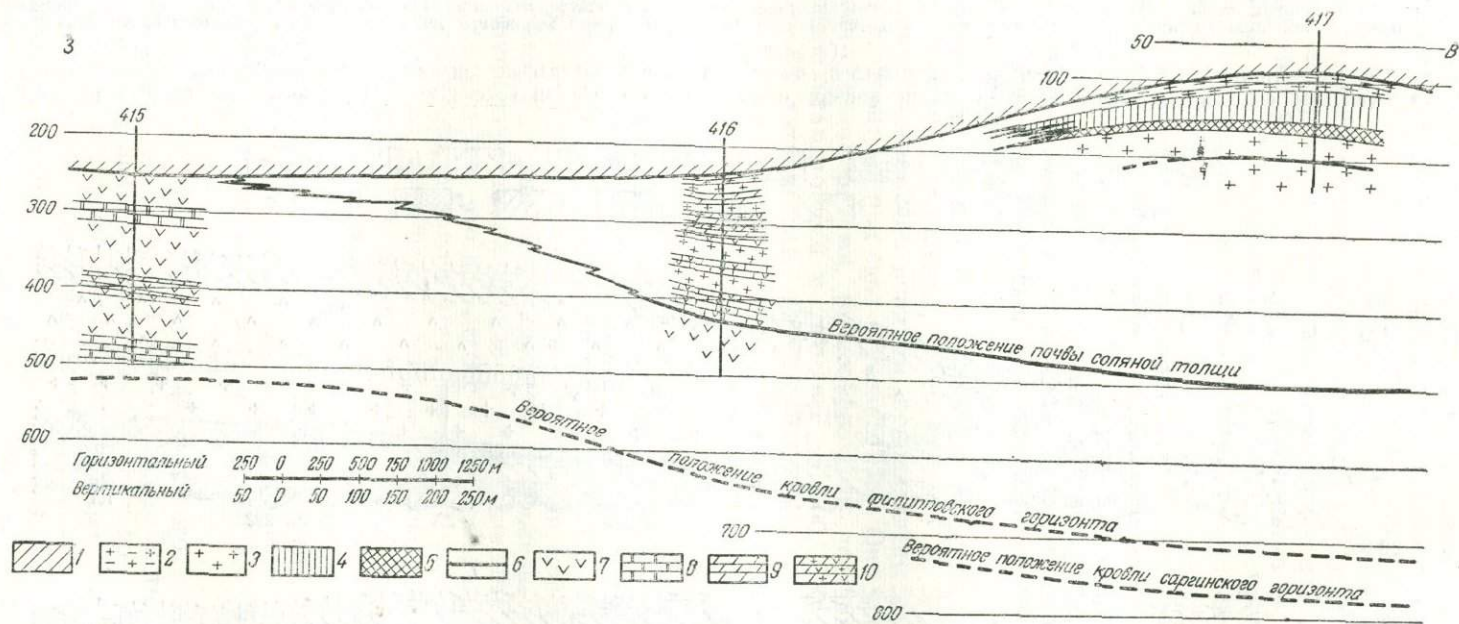


Рис. 80. Схематический геологический разрез юго-западной (краевой) части Верхнекамского соленосного бассейна  
 1 — верхнепермские отложения; 2 — переходная толща; 3 — каменная соль; 4 — силвините-карналлитовый горизонт; 5 — силвинитовый горизонт; 6 — верхний маркирующий соляно-ангидрито-мергельный горизонт; 7 — ангидритовая порода; 8 — доломит; 9 — мергель; 10 — засоленный мергель с вкраплениями и прослоями ангидрита

Буровые скважины (417, 416, 415), характеризующие приведенный разрез галогенной формации, к сожалению, не достигли основных опорных горизонтов и поэтому вероятное положение их приходится определять путем экстраполяции данных, имеющихся для ближайших участков.

Скважина 416 вскрывает, по нашим представлениям, на глубине 399—603 м соленосную толщу, которая стратиграфически и по возрасту эквивалентна соляным отложениям, распространенным восточнее. В разрезе, вскрытом скв. 416, нет горизонтов калийных солей, более чем в два раза сокращается по сравнению с восточными (нормальными) разрезами общая мощность соленосной толщи и резко возрастает насыщенность ее мергельными породами, засоленными и содержащими включения и прослои ангидрита. Эти явления связаны с тем, что скв. 416 расположена вблизи западной границы прогиба; конседиментационное погружение этого участка было менее значительно, и здесь сказывалось влияние притока вод из бассейна, расположенного западнее, на платформе.

Отложения, вскрытые скв. 416 глубже 603 м, представленные ангидритовой породой с тремя маломощными (0,6—1 м) прослоями доломитистого мергеля, следует, по-видимому, рассматривать как стратиграфический эквивалент верхней части так называемой глинисто-доломито-ангидритовой толщи, подстилающей соляные отложения. Скважина вошла в эту толщу на 57 м.

Скважина 415, самая западная в этом разрезе, солей не встретила. Под верхнепермскими отложениями она вскрыла толщу, представленную пачками ангидритовой породы (мощностью 42—72 м), чередующимися с пачками доломитовой породы (20—27 м). Залегающая на глубине 516—541 м пачка представлена серией слоев ангидрита (2—3 м), чередующихся со слоями доломитистых мергелей (2—8 м). В этой пачке обнаружена фауна пелеципод плохой сохранности. Разрез на 73% сложен ангидритовой породой, и 27% падает на доломиты и редкие прослои мергелей. Можно отметить, что эквивалентные по стратиграфическому положению и возрасту отложения, прослеживаемые далее к северу, также на 55—80% сложены ангидритовой породой. Мощность их 230—250 м на западе и до 400 м на востоке, в зоне, пограничной с прогибом.

Отложения, вскрытые скв. 415, представляют платформенную фацию иренских отложений, прослеживаемую на очень значительном протяжении вдоль восточного края платформы. Эти отложения, так же как ангидриты, вскрытые скв. 416, с полным основанием можно стратиграфически связывать с подсоляной глинисто-доломито-ангидритовой толщей.

Таким образом, по нашим представлениям, мощность соляных и соленосных отложений Верхнекамского бассейна с приближением к западному борту прогиба довольно быстро уменьшается и вместе с этим падает соленасыщенность этих отложений. Еще западнее, уже в краевой части платформы, происходит седиментационное выклинивание соленосных отложений и лишь в незначительной части — их фациальное замещение карбонатно-ангидритовыми осадками.

Такой же характер стратиграфических и фациальных изменений соленосных и подстилающих их отложений в пограничной полосе между прогибом и платформой наблюдается в 30—35 км севернее (см. рис. 79), прослеживается в Чердынском районе и вблизи западной границы Верхнепечорского соленосного бассейна, т. е. на протяжении нескольких сотен километров (см. рис. 65).

В южном направлении на очень большом протяжении, вероятно, вплоть до Волгоградского района, западная граница распространения иренских соленосных отложений определяется также главным образом

их седиментационным выклиниванием в сторону платформы, а увеличение их мощности к востоку связано с довольно резким конседиментационным погружением впадины. В пользу этого, в частности, говорят наблюдения В. Е. Лацковой и А. В. Урусова. По наблюдениям этих исследователей, «Интересным является внедрение соли в толщу ангидритов кунгурского яруса. По скважинам Ершовской и Марьевской площадей видно, что, начиная с какого-то момента кунгурского времени, на Марьевской площади началась садка соли, причем к югу, в сторону Ершовских скважин, мощность соли увеличивается, а подсолевая сульфатная толща остается в постоянной мощности. В скв. 3 Ерусланского профиля мощность соли 150 м. Севернее (расстояние 3—4 км А. И.), в скв. 10 на Любимовской площади соль отсутствует. При сопоставлении разрезов видно, что соль как бы вклинивается в ангидритовую толщу в низах кунгура, а подсолевая и надсолевая толщи сульфатов в скв. 3 Ерусланской площади почти составляют мощность толщи ангидритов в скв. 10 Любимовской площади. Исходя из этих материалов, можно предположить, что соль накапливается очень быстро, много быстрее, чем ангидриты; большей толще соли соответствует в одновозрастном разрезе лишь маломощный пласт сульфатов». Так как соль в этом районе имеет пластовые условия залегания, то «увеличение мощности ее к бортовому уступу свидетельствует о резком погружении Прикаспийской впадины в кунгурское время» (Лацкова и Урусов, 1965).

Таким образом, имеющиеся геологические факты свидетельствуют о том, что соленосная толща иренской галогенной формации Предуральского прогиба и Прикаспийской синеклизы в западном направлении, в сторону Русской платформы, постепенно утоньшается и седиментационно выклинивается. Здесь не устанавливается явления фациального замещения соленосных отложений одновозрастными и, якобы, сохраняющими ту же мощность карбонатно-ангидритовыми отложениями. Следовательно, в западной зоне распространения нижнепермской галогенной формации в Западном Предуралье и Прикаспии не наблюдается тех фациальных условий, о которых, как отмечалось, говорит С. М. Замараев (1966), касаясь кембрийской галогенной формации Сибирской платформы.

С другой стороны, на востоке Предуральского прогиба, где в соленодный бассейн с прилегавшей суши поступали массы обломочного терригенного материала, подавлявшие галогенную седиментацию, имеется фациальное одновозрастное замещение галогенных отложений терригенными.

Явления замещения или смены галогенных, в частности соленосных, отложений породами иного вещественного состава широко отмечаются и внутри площадей распространения галогенных формаций. Такие внутриформационные смены литологических комплексов упоминались при рассмотрении ряда галогенных формаций морского генезиса (цехштейнового бассейна, бассейна Елк Поинт, Бельской впадины), а также галогенных формаций континентального генезиса. На прилагаемых иллюстрациях (см. рис. 44, 68, 71) во многих случаях нашла отражение резкая смена толщи каменной соли мощной толщей ангидритовой породы; последняя сменяется ангидрито-доломитовыми отложениями, затем морскими карбонатными или аргиллито-карбонатными породами, мергелями и т. д. При этом мощности отложений практически, как показывают иллюстрации, не изменяются, а соотношения между отложениями рисуются фациальными, одновозрастными, без каких-либо тектонических или внутриформационных нарушений. Вместе с этим из рассмотрения рисунков можно заключить, что такие особенности распределения и соотношений литологических комплексов возникли при одновременном формировании их в пределах одного уча-

стка, а не в отдельных локальных впадинах, каждая из которых могла обладать своими условиями осадконакопления. Однако такие фациальные соотношения разнородных осадков невозможны, если учесть скорости их накопления.

Соотношения между различными комплексами пород галогенных формаций в ряде случаев осложняются в результате проявлений тектоники. Например, в Бельской впадине Предуральяского прогиба крупный Староказанковский риф обусловил не только различие в условиях и полноте седиментации на его склонах и вершине, но и сыграл роль жесткого упора при соляном тектогенезе (рис. 81), вследствие чего соляные массы могли «наползти» только на склоны рифа, не достигнув вершины массива (Хатьянов и др., 1966). При таком тектоническом

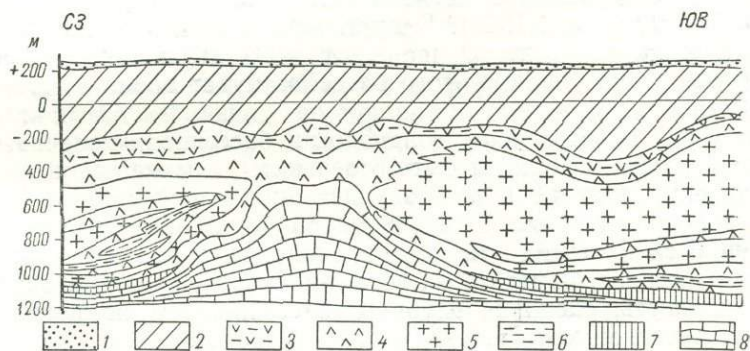


Рис. 81. Геологический разрез через Староказанковский рифовый массив (по Ф. И. Хатьянову и др., 1966 г.):

1 — четвертичные пески; 2 — уфимские красцветы; 3 — переходная толща; 4 — ангидриты; 5 — каменная соль; 6 — глина; 7 — сакмарско-артинские отложения глубоководной фации; 8 — рифовая фация сакмарско-артинских отложений

перемещении седиментационные мощности отложений, безусловно, изменились и стали иными взаимоотношения между каменной солью и ангидритовой породой.

Нормальные, не осложненные тектоникой взаимоотношения между галогенными отложениями и краевыми одновозрастными литологическими комплексами иного состава, а также внутриформационные фациальные изменения состава и парагенезисов пород находят себе, как отмечалось, разные объяснения.

В данной проблеме в качестве основных факторов должны учитываться возможные глубины древних солеродных бассейнов и скорости накопления в них осадков. Состояние вопроса о глубинах солеродных бассейнов геологического прошлого уже рассмотрено нами (Иванов, 1967), так что в настоящей работе мы ограничимся лишь освещением основных точек зрения и наметившихся выводов по указанному вопросу.

Совершенно невероятными представляются предположения, что ископаемые соляные залежи мощностью во много десятков и сотен метров могли образоваться путем прямой кристаллизации солей из запасов (объемов) морской воды, которые заполняли соответствующие глубокие впадины и не пополнялись в течение времени формирования соляных отложений.

Исходя из данных о среднем содержании солей в воде современного океана (3,5 весовых процента) и их составе, при испарении толщи этой воды мощностью 100 м в осадке должен образоваться слой солей мощностью всего около 1,75 м примерно следующего состава: NaCl —

1,35 м; хлоридов и сульфатов магния — 0,27 м;  $\text{CaSO}_4$  — 0,06 м; сульфатов калия — 0,04 м; прочих соединений — 0,02 м. Для кристаллизации растворимых солей из нормальной морской воды степень их сгущения должна составлять при начале осаждения: гипса — 5, галита — 10, калийных солей — 58,3.

В литературе встречаются прямые, чисто арифметические определения глубин древних солеродных бассейнов. Еще в шестидесятых годах прошлого столетия Ф. Бишоф (Bischof, 1864) пришел к заключению, что глубина цехштейнового солеродного бассейна, исходя из мощности отложившихся в нем соленосных осадков, составляла 18 600 м. Даже в наше столетие (тридцатые годы) примерно таким же приемом определял глубину пермского солеродного бассейна В. И. Николаев. В одной из своих работ он пришел к выводу, что «в Соликамске мы имеем высохшее море глубиной в несколько километров (судя по мощности отложений» (Николаев, 1935). В другой работе он этот вопрос решает также элементарно, считая, что «если 500 м осадков помножить в среднем на 30, то глубина этого бассейна будет около 15 км» (Николаев, 1937).

Подобные цифры глубин солеродных бассейнов, конечно, совершенно невероятны и должны быть отвергнуты, так же как и сам метод их определения. Однако и при научном подходе вопрос о глубинах древних солеродных бассейнов еще не получил окончательного решения. Одни исследователи отстаивают представление о значительных глубинах бассейнов, измеряемых сотнями метров, другие обосновывают их мелководность, оценивая глубины бассейнов от немногих метров до первых десятков метров.

По мнению Н. П. Герасимова (1940, 1952), глубина солеродного бассейна Верхне-Чусовских Городков на разных этапах его существования была от 200—250 до 550—600 м; Верхнекамский бассейн имел глубину 450—600 м при формировании горизонта подстилающей каменной соли и 450 м в начале садки сильвинита; до 900—1000 м была глубина Ишимбаевского бассейна в начале накопления галогенных осадков. В 600—1200 м оценивает начальную глубину последнего бассейна А. Л. Яншин (1961) и в 500—600 м — Д. В. Наливкин (1956, т. 1). Цехштейновый солеродный бассейн, по Г. Рихтер-Бернбургу (Richter-Bernburg, 1955<sub>2</sub>), имел глубину от 200 до 600 м, причем глубина его уменьшалась по мере накопления осадков. По Р. Кюну (Kühn, 1955), глубина Цехштейнового бассейна в районе Стассфурта составляла: 860 м при формировании горизонта древней каменной соли, 285 м при формировании ангидритовой зоны и до 15 м при формировании полигалитовой зоны. Весьма значительные колебания глубин формирования отдельных тонких слоев солей получены Р. Кюном. По его данным, отдельные такие слои солей могли отлагаться на глубинах от 10 до 132 м, от 5 до 30 м, от 15 до 95 м и т. д. А. И. Горячев (1967) приводит такие цифры глубин кембрийского солеродного бассейна южной части Сибирской платформы в разное время: в начале усольского времени около 800 м, к началу позднебельского времени не более 150—200 м, в позднебулайское время не более 80—100 м, в начале ангарского времени 600—700 м; к концу каждого из этих этапов, по его мнению, бассейн мелел (вблизи берегов до нескольких метров). Г. Борхерт (Borchert, 1965), отмечая, что средний темп прогибания дна известных древних солеродных бассейнов составлял всего 0,1—1 мм в год, полагает, что при большой скорости накопления солей они должны были формироваться в бассейнах, приуроченных к некомпенсированным впадинам. По Ф. И. Хатянову (1966), мощные кунгурские галогенные отложения и красноцветные пермо-триасовые молассовые образования Предуральяского прогиба выполняли некомпенсированную депрессию ассельско-сакмарско-артинского времени.

А. Л. Яншин (1961) отмечает, что при большой скорости накопления солей (6—8 см в год) они должны заполнять впадины, подготовленные предварительным прогибанием. Мощности соляных толщ лишь в незначительной части отвечают конседиментационному прогибанию, а в основном отражают глубину бассейна, существовавшую к началу соленакпления. Однако вследствие большой скорости накопления солей бассейны быстро мелели, и отложение верхних горизонтов соляных толщ, содержащих калийные соли и бораты, вероятно, происходило уже на незначительной глубине.

Нельзя не отметить, однако, что в ряде месторождений калиеносные горизонты достигают большой мощности (например, в Верхнекамском месторождении до 100—110 м). При незначительной глубине бассейна столь большой мощности калиеносный горизонт мог образоваться лишь при прогибании дна бассейна, более или менее синхронном накоплению осадков. С концепцией А. Л. Яншина не согласуется.

В позднее опубликованной работе А. Л. Яншина (1964) подразделил соленосные формации на два типа: формации, сложенные мощной однородной толщей каменной соли, и формации, состоящие из большого количества небольших по мощности циклов соленакпления, разделенных несоляными породами. Образование формаций первого типа, по его соображениям, началось в условиях некомпенсированного сравнительно глубоководного прогиба, который заполнялся осадками и становился мелководным в процессе соленакпления. Бассейны, в которых образовались соленосные формации второго типа, всегда оставались сравнительно мелководными.

Большинство исследователей придерживается противоположной точки зрения и рассматривает солеродные бассейны как мелководные образования от начала и до конца накопления в них осадков. Мощности отложений свидетельствуют не о глубине бассейна, а о степени прогибания его дна в процессе седиментогенеза.

По В. К. Крумбейну и Л. Л. Слоссу (1960), галогенные осадки накапливались преимущественно в условиях эпинеритовых глубин, т. е. менее 200 м.

Касаясь условий накопления галогенных осадков формации Прерие в Саскачеванском бассейне, Н. К. Уордлоу и В. М. Швердтнер (Wardlaw, Schwerdtner, 1966) отмечают, что для образования этой формации мощностью 600 ф (183 м) должна была выпариться толща морской воды порядка 35 000 ф (10,6 км). Такую глубину не мог иметь девонский солеродный бассейн. Толща соли образовалась в более мелком бассейне, глубина которого, вероятно, не превышала 180—200 м в центре бассейна. В процессе отложения солей глубина бассейна уменьшалась вплоть до полного осушения в конце кристаллизации калийных солей.

Соображения о мелководности древних солеродных бассейнов можно встретить во многих трудах советских геологов. Так, по мнению А. А. Богданова (1947), садка ангидрита и соли в бассейне Бельской впадины происходила в условиях небольшой глубины (10—20 м). По заключению Д. В. Наливкина (1956, т. I), Среднеуральский соленосный бассейн был мелководным, а временами высыхал полностью, заполняясь затем водой почти нормальной солености, а потом снова засолонялся. Н. М. Страхов (1962<sub>1</sub>) на основе детального анализа древних морских солеродных бассейнов приходит к выводу, что их глубины колебались в сравнительно узком пределе — от нескольких до десятков метров, но, вероятно, не выше 100—120 м. Значительное место доказательству мелководности кембрийского солеродного бассейна Иркутского амфитеатра, но без цифрового уточнения глубин, отводит в своем труде Я. К. Писарчик (1963), указывая на ряд признаков, говорящих в пользу этого. О мелководности кембрийского солерод-

ного бассейна, по мнению Г. И. Лохматова (1966), свидетельствуют: перемежаемость в соленосных свитах маломощных прослоев соли и карбонатных пород, широкое развитие водорослевых построек, наличие седиментационных брекчий и оолитовых образований. На мелководность нижнекембрийского солеродного бассейна указывают также Н. А. Архангельская и В. Н. Григорьев (1966). По их мнению, о мелководности этого бассейна в отложениях зоны нормальной и близкой к ней солености свидетельствуют биогермы археоциат и эпифитоновых водорослей. В отложениях зон более высокой солености, включая и солеродную, встречаются многочисленные онколиты и строматолиты. Все это позволило сделать им вывод, что средние глубины бассейна едва ли превышали 30—50 м.

По С. П. Бондаренко (1956), маркирующие карбонатные пачки никитовской свиты пермской галогенной формации Северо-Западного Донбасса отлагались в условиях мелководного полузамкнутого водоема при медленном опускании его дна. В мелководных же условиях происходило формирование осадков картамышской свиты этого бассейна, на что указывают скопления в карбонатных породах пеллеципод, гастропод и синезеленых водорослей, глубина произрастания которых обычно не превышает 15 м (Зарицкая, 1965). Кристаллизация калийных солей, по М. Г. Валяшко (1962), происходила при глубине бассейна от 1 до 8 м, обычно при 5—6 м. В 3—5 м определяет Ю. И. Лупинович (1965) глубину Старобинского бассейна при кристаллизации калийных солей третьего горизонта. Ясные признаки мелководности солеродного бассейна Предкарпатского прогиба были показаны нами (1949). Представление о мелководности древних солеродных бассейнов отстаивалось и в более поздних работах (Иванов, 1953; Иванов и Левицкий, 1960).

Все упомянутые авторы свои соображения о мелководности древних солеродных бассейнов обосновывают рядом признаков, наблюдающихся в галогенных, вмещающих и переслаивающих их отложениях: заполнения трещин усыхания, следы внутриформационных размывов, брекчии седиментации и взламывания, местные перерывы в осадконакоплении, иероглифы, следы дождевых капель и наземных животных, глиптоморфозы по соляным минералам, наличие водорослей и водорослевых структур, волноприбойные знаки и следы мелкой и крупной волновой ряби, оолитовая структура, косая слоистость.

Многие из этих признаков непосредственно указывают на мелководные условия образования содержащих их отложений, другие — свидетельствуют о весьма умеренной или умеренной глубине бассейна. Характерно при этом, что упомянутые литолого-батиметрические знаки встречаются на разных уровнях стратиграфического разреза соленосных отложений, подтверждая таким образом, что небольшие глубины солеродного бассейна существовали на разных этапах его развития, а не только в конце формирования отложений.

Следует отметить, что упомянутые знаки распространены в отложениях не только рассмотренных, но и многих других бассейнов. Те или иные из них известны в породах бассейнов: миоценового Предкарпатского, верхнедевонского Московской синеклизы и Припятского прогиба, пермского Днепровско-Донецкой впадины и др.

Таким образом, имеется значительное число объективных свидетельств о том, что древние солеродные бассейны были от начала и до конца накопления галогенных осадков мелководными, а не глубоководными. Можно думать, что наибольшие глубины бассейнов не превышали нескольких десятков метров.

В этой связи представляют интерес данные, относящиеся к Мертвому морю, которое иногда необоснованно рассматривается как пример современного соленакопления (а не засолонения!) в глубоководных условиях. По данным И. К. Бентора (Bentor, 1961), акватория Мерт-

вого моря составляет 1001 км<sup>2</sup>. Поверхность его лежит на 400 м ниже уровня Средиземного моря. Море состоит из двух частей — северной и южной, разделенных подводной плоской возвышенностью, протягивающейся от оконечности п-ова Лисан на восточном берегу моря до его западного берега. В пределах этой возвышенности глубина моря составляет только несколько метров. Северная часть моря площадью 757 км<sup>2</sup> — глубоководная, с глубинами до 400 м в восточной части. Южная часть площадью 244 км<sup>2</sup> — мелководная, с глубинами, редко превышающими 10 м. Состав солей, растворенных в воде Мертвого моря, характеризуют данные табл. 25.

Таблица 25

Состав солей Мертвого моря

Место взятия пробы воды	Удельный вес	Содержание, г/л									
		Na	K	Rb	Ca	Mg	Cl	Br	SO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub>	Всего
Поверхностная вода	1,16	33,5	6,3	0,06	13,0	34,5	180,0	4,1	0,9	0,2	273,4
Глубина 325 м	1,24	37,8	7,8	He опр.	17,2	42,2	221,4	5,5	He опр.	He опр.	333,8
Средний состав	1,21	34,9	7,5	0,06	15,8	41,9	208,0	5,9	0,5	0,2	315,0

Ни в одной части акватории Мертвого моря и ни на какой его глубине в настоящее время не наблюдается насыщения воды хлористым натрием и другими солями и поэтому их кристаллизация исключена. На дне моря обнаружены отложения глинистого материала с сезонной слоистостью, тонко чередующиеся с прослоями белого арагонитового порошка. В глинистом материале наблюдаются кристаллы гипса и следы галита. Последние устанавливаются при рентгеноскопических исследованиях. И. К. Бентор отмечает, что это отложение высушенного оз. Лисан, на месте глубоководной части возникло Мертвое море.

Весьма интересен сообщаемый И. К. Бентором факт, что в центральной части южного мелководного бассейна Мертвого моря бурением вскрыта стометровая толща пористой каменной соли с примесью гипса и тонкими прослоями глины, залегающая под 40 см поверхностного ила. Забой скважины находится в этой толще.

Строение южного бассейна и характер его сочленения с северным бассейном позволяют рассматривать его как солеродный участок Мертвого моря, где благодаря мелководности создавались условия для осаждения поваренной соли. Напрашивается мысль о некоторой возможности сравнения этой обстановки с современными условиями Каспийского моря и залива Кара-Богаз-Гол.

И. К. Бентор отмечает, что небольшое понижение уровня Мертвого моря вызовет больший эффект в южном бассейне, чем в северном. При испарении воды в мелководной южной части вновь начинается садка поваренной соли, и этот процесс будет продолжаться до установления между северным и южным бассейнами более свободного сообщения при повышении уровня моря. Эти явления и были зафиксированы упомянутой буровой скважиной<sup>1</sup>.

Особенности охарактеризованных выше взаимопереходов и изменений отложений и различных литологических парагенезисов, наблюдаемые в галогенных формациях, также свидетельствуют о том, что эти формации образовались в условиях мелководных, а не глубоководных бассейнов. Как отмечалось, указанные изменения и парагенезисы

<sup>1</sup> Новые данные (Neev, Emery, 1967) позволяют высказать предположение, что эта соль может иметь позднеплейстоценовый возраст и располагается в самой верхней части мощной соляной толщи, вскрытой скв. Лисан-1 на п-ове Лисан.

являются главным образом первично-седиментационными или ранне-диагенетическими, т. е. их образование было связано с изменениями условий питания бассейна и поступления в него различных веществ, а также с особенностями кристаллизации солей и их состава еще в стадии, когда рапа бассейна могла испытывать метаморфизацию, подвергаться разбавлению, могли изменяться ее состав и температурный режим и т. д. Нам представляется, что все эти явления при большой глубине бассейна были невозможны.

От тектонического режима впадины, к которой был приурочен солеродный бассейн, климатических условий, а также и от глубины бассейна зависела общая продолжительность образования галогенной формации, определявшаяся в свою очередь скоростью накопления пегнигогенных и сопровождающих их осадков. По данным, имеющимся во многих литературных источниках, наибольшей скоростью седиментации обладает галит. Каменная соль во всех месторождениях, где ее первично-седиментационный характер не нарушен какими-либо последующими явлениями, имеет четко выраженную слоистую текстуру. Слои соли, принимаемые всеми исследователями за годовые, сложены зернистым или перекристаллизованным крупнокристаллическим галитом (мощность 6—10 см), образовавшимся в летний период садки солей, и тонким (1—2 мм) глинисто-карбонатно-ангидритовым прослоем, который возник, вероятно, при осенне-зимнем или весеннем разбавлении рапы. Средняя мощность годового слоя каменной соли принимается 6—8 см. Для Верхнекамского месторождения калийных солей М. П. Фивег (1954) приводит следующие мощности годовых слоев солей: мощность верхней части разреза подстилающей каменной соли в среднем 8,6 см; каменной соли пласта Кр. III- Кр. II—9 см; сильвинитов пластов: Кр. II—6,4, Кр. I—3,5 и А—3,5 см; каменной соли пласта В-Г—3,4 см.

Во много раз медленнее, по существующим представлениям, происходит накопление несоляных пород. М. П. Фивег принимает для этих пород такие мощности годовых слоев: мощность соленосных глин—3 мм, ангидрита—4 мм, доломитизированного известняка—4 мм. По другим данным, годовая скорость накопления ангидрита составляет от 0,2—1 до 2—4 мм, карбонатных пород—0,4—0,8 мм, ангидритоносных глин—1—2 мм, тонкослоистых мергелей—0,05—0,2 мм.

Опираясь этими цифрами, исследователи подсчитывают продолжительности образования галогенных формаций. При этом буквально все они решают вопрос арифметическим путем, исходя из суммарных мощностей соответствующих пород разреза формации и мощностей их годовых слоев и не принимая во внимание возможные перерывы в осадконакоплении, которые, конечно, трудно установить и тем более определить их время и продолжительность, но которые тем не менее весьма вероятны. Такие арифметические подсчеты, естественно, показывают, что образование соляной толщи формации было значительно менее продолжительным, чем образование других отложений—карбонатных пород, аргиллитов, ангидритов и других несоляных пород. По подсчетам М. П. Фивега (1954), например, формирование всей соляной толщи Верхнекамского месторождения мощностью около 500 м заняло 12—13 тыс. лет, а подстилающая ее глинисто-доломито-ангидритовая толща мощностью около 380 м образовалась за 103 тыс. лет. По нашим подсчетам (Иванов и Левицкий, 1960), соответствующие цифры: 15—17 и 150—200 тыс. лет.

По Г. Рихтер-Бернбургу (Rochter-Bernburg, 1955<sub>2</sub>), формирование Стассфуртской серии (дехштейн 2) мощностью до 500—600 м при условии ее непрерывного осаждения заняло 120 тыс. лет; продолжительность формирования пахучего сланца мощностью 4—6 м была такой же, как продолжительность формирования главного доломита мощностью 40—60 м: 50—100 тыс. лет; базальный ангидрит мощностью 2,5 м,

обладающий тончайшей ленточной слоистостью, формировался в течение 3 тыс. лет и в такое же время образовался эквивалентный ему базальный ангидрит мощностью 25—100 м; соляная толща серии Верра формировалась в течение 60—80 тыс. лет; нижнесаксонская соленосная серия (цехштейн 3) образовалась за 20—40 тыс. лет.

Цифрами от 200 до 300 тыс. лет определяют американские геологи время формирования кастильской формации Делаверского бассейна, сложенной ангидритовой породой с линзами каменной соли.

При средней скорости отложения галита 5 см в год, даже допуская нарушения в скорости седиментации, формация Прерие в Саскачеване образовалась в очень короткое геологическое время — порядка 4000 лет (Wardlaw, Schwerdtner, 1966).

Оригинальный метод вычисления продолжительности формирования содоносных отложений формации Уилкинс Пик предложен И. И. Фахи (Fahey, 1962). Основываясь на данных Брэдли (Bradley), что формирование слоя мощностью 1 ф отложений карбонатного и терригенного материала с примесью органического вещества вместе с содовыми минералами происходит в течение 3 тыс. лет, Фахи полагает, что для вычисления продолжительности формирования содоносных отложений можно использовать процентное содержание в породе нерастворимого в воде материала. Полученные таким путем цифры продолжительности формирования содоносного слоя мощностью 1 ф колеблются от 4 до 425 лет в одном сечении и от 3 до 877 лет в другом.

Приведенные выше данные свидетельствуют об общей быстроте образования галогенных формаций и о значительном возрастании темпов осадконакопления на высоких стадиях галогенеза, что в целом говорит о том, что галогенные отложения формировались во впадинах, характеризовавшихся большой скоростью погружения. По заключению Н. М. Страхова, без ускорения прогибания галогенез оборвался бы на одной из ранних своих ступеней. Н. М. Страхов отмечает, что если бы, например, в Верхнекамском бассейне скорость прогибания дна при формировании подсоляной толщи была бы столь же значительной, что и при формировании соляной толщи, то начальная глубина впадины могла достигать 4—5 км. «Эта цифра столь не вяжется со всей последующей историей впадины и даже с историей накопления калийных солей в ней же, что безусловно должна быть отброшена, как фантастическая, тем более, что в самой глинисто-ангидритовой толще нет даже намека на ее большую глубоководность» (Страхов, 1962<sub>1</sub>).

Для галогенной формации типа верхнекамской, в которой соляная толща имеет весьма однородное строение, эти выводы Н. М. Страхова безусловно справедливы. Труднее решение задачи в тех случаях, когда галогенная формация имеет сложное строение и представлена чередующимися в разрезе пачками каменной соли и несоляных пород (аргиллитов, глинисто-мергелистых пород, ангидрито-доломитов, ангидритов и др.). Это наблюдается на примерах ряда галогенных формаций: Припятского прогиба, Иркутского амфитеатра, Днепровско-Донецкой впадины, Делаверского бассейна, Бельской впадины. В этих случаях при наличии упомянутых скоростей накопления соответствующих осадков прогибание дна бассейна должно было иметь неравномерно пульсирующий характер: прогибание значительно ускорялось в стадии кристаллизации солей и замедлялось в 20 раз и более в стадии отложения карбонатно-терригенного материала и садки гипса и ангидрита.

Столь сложные тектонические условия накопления осадков М. А. Жарков (1965) и С. М. Замараев (1966) на примере кембрийской галогенной формации Иркутского амфитеатра объясняют следующим образом. Галогенная формация состоит из ряда осадочных ритмов. Глубина солеродного бассейна менялась во времени и в пространстве, а седиментация происходила не всюду с одинаковой скоростью. Во

время накопления карбонатных отложений на территории солеродной области возникала огромная пологая и относительно глубокая депрессия, не компенсированная осадками. Судя по мощностям образовавшихся в ней пластов каменной соли, глубина депрессий в кембрийское время не превышала 50—60 м и редко 100 м. Вследствие большой скорости накопления галита вначале заполнялась центральная, наиболее прогнутая часть депрессии, а затем ее периферические зоны. По заключению М. А. Жаркова, «После того, как депрессии заполнились солью, вновь наступал период осаждения карбонатов, когда подготавливалась новая пологая, не заполненная осадками впадина для последующего соленакопления... Наиболее соленасыщенными будут такие участки Сибирской платформы, которые обладали устойчивой тенденцией к погружению, в результате чего образовывались крупные впадины, в последующем заполнявшиеся солями» (Жарков, 1965).

В. И. Китык (1966) склоняется к мнению, что соленосные толщи на платформах формировались не только в мелководных, но и в глубоководных бассейнах; однако скорость осадконакопления не зависела непосредственно от скорости погружения дна солеродного бассейна.

При приведенных выше скоростях накопления различных осадков в солеродных бассейнах, нельзя признать реальными и правильными представления о том, что толщи каменной соли, ангидрита и карбонатных пород при накоплении их в единой впадине связываются фациальными переходами и сохраняют при этом почти одинаковые первично-седиментационные мощности при отсутствии каких-либо нарушений в пограничных контактовых зонах (см. рис. 44, левая часть). При скорости накопления каменной соли 6—8 см в год формирование ее толщи мощностью 500 м заняло бы 6—8 тыс. лет. За это же время могли сформироваться отложения ангидрито-карбонатной породы мощностью всего 25—35 м при средней скорости накопления ее около 0,4 см в год. Совершенно очевидно, что эти цифры явно несопоставимы. Следовательно, резкие фациальные переходы между разными породами галогенных формаций и сохранение ими при этом почти равных первично-седиментационных мощностей не могли возникать, если скорости накопления осадков были столь различны.

При рассмотрении вопроса о переходах в плане между толщами соляных и несоляных пород, по-видимому, нельзя просто оперировать приведенными цифрами скоростей накопления этих осадков (не исключена возможность, что, например, карбонатные или гипсо-ангидритовые осадки накапливались быстрее, может быть со скоростью, близкой к осаждению солей), а необходимо полнее учитывать тектоническую обстановку формирования галогенных и сопровождающих их отложений. Соляные и соленосные отложения накапливались, вероятно, в той части или на тех участках площади солеродного бассейна, которые прогибались быстрее и глубже, чем периферические или соседние участки, где происходило накопление ангидрито-карбонатных и других осадков. Поэтому соленосные отложения приобретали большую мощность, а в периферических частях залежей в главной массе седиментационно выклинивались. Только относительно небольшая часть их замещалась отложениями иного литолого-фациального характера.

В свете всего сказанного нам представляется, что едва ли могло происходить прямое фациальное замещение соляных отложений толщами ангидритов, ангидрито-карбонатных и карбонатных пород при сохранении всеми этими осадками почти одинаковых мощностей. По всей вероятности, между породами в этих случаях имеются более сложные соотношения.

Осадки, слагающие галогенные формации, накапливались в мелководных условиях, и развивавшиеся впадины компенсировались осадками в зависимости от скорости прогибания и скорости седиментации.

## Глава VI

### О ГИПОТЕЗАХ ЭНДОГЕННОГО СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ В ДРЕВНИХ СОЛЕРОДНЫХ БАССЕЙНАХ

За последние годы отдельными геологами, не занимающимися непосредственно изучением ископаемых и современных месторождений минеральных солей, высказываются гипотезы и представления об особых условиях образования мощных ископаемых соляных залежей. Эти гипотезы находятся в резком противоречии с основами теории осадочного галогенеза и поэтому нуждаются в их критическом рассмотрении. Авторами этих гипотез в нашей стране являются некоторые геологи-нефтяники.

Основные положения этих гипотез следующие: 1) мощные соляные месторождения не могли образоваться путем кристаллизации солей из морской воды из-за низкого содержания в ней солей и необходимости в силу этого испарения ее колоссальных объемов; 2) соли в солеродный бассейн вносились дополнительно глубинными ювенильными водами, а также при вулканических процессах и дегазации мантии; 3) ископаемые соляные месторождения являются продуктом осаждения солей непосредственно во вмещающих их породах из глубинных рассолов; 4) соляные месторождения образовались при подземном испарении рассолов и заполнении солями пустот и полостей в земной коре.

Следует отметить, что предположения о глубинном происхождении соли, в частности за счет вулканических процессов, не новы. Еще в конце прошлого века и в начале настоящего, когда в Америке были впервые открыты соляные купола, появились многочисленные гипотезы для объяснения происхождения этих своеобразных структур. В этот период, например, геологом Томасси была выдвинута теория вулканического происхождения соляных куполов, объяснявшая образование соляных залежей куполов испарением морской воды под воздействием высокой температуры вулканов. За этой теорией последовал ряд подобных ей спекулятивных гипотез вплоть до взгляда на соляные купола как на древние острова, уцелевшие в третичных и даже более молодых морях. Это был период, по мнению де Голье, случайных и необоснованных теорий. Румынский геолог Воитешти (Voitesti, 1920) высказал даже идею, что соль отлагалась при температуре 700—800° на поверхности первозданной коры остывавшей Земли. Первичный океан, образовавшийся из паров атмосферы, растворил часть соли, но главная масса ее была покрыта осадками. При последующих тектонических движениях соль была выжата в вышележащие осадочные отложения.

И вот теперь, через десятки лет, воскрешаются идеи, если не повторяющиеся приведенные, то близкие к ним.

Так, А. И. Кравцов (1966) считает, что возникновение соляных куполов связано с магматической интрузивной деятельностью. По его заключению, типичный соляной купол следует рассматривать как структуру, возникшую над интрузивным штоком или криптолакколитом, внедрившимся в подсоляные отложения. Присутствие криптолакколита на той или иной глубине всегда следует предполагать под каждым отчетливо выраженным соляным куполом. Не связанными с интрузивной деятельностью могут быть только неясно выраженные проявления соляной тектоники — утолщения соли и других пластических пород в ядрах антиклинальных структур в складчатых регионах. Только приуроченностью соляных куполов к скрытым интрузиям можно объяснить частое нахождение нефти в соляных структурах.

По мнению А. М. Синички (1966), генезис соли глубинный и связан с вулканической деятельностью и глубинными разломами. При интенсивном подводном извержении вулканов хлор вступал в реакцию с натрием и кристаллизовалась соль. «Наибольшее количество соли, — пишет А. М. Синичка, — могло накапливаться в пределах жерлов вулканов и в непосредственной близости от них. Эти участки по существу и являются соляными куполами».

С позиции, трактующей образование соляных месторождений за счет глубинных рассолов, рассматривает вопрос В. Б. Порфирьев (1961). Отмечая весьма широкое совместное распространение нефти и соли, особенно в солянокупольных районах, В. Б. Порфирьев делает, на наш взгляд, вполне правильные выводы, что соль соляных штоков тектонически выжата из ее пластовых скоплений. По своей природе она является нормальной осадочной породой и фациальные условия накопления ее не имеют никакого отношения к образованию нефти. Но в то же время, по мнению В. Б. Порфирьева, никакие выпаривавшиеся бассейны не могли дать тех масс соли, которые наблюдаются в месторождениях. Единственный путь их образования — это длительный привнос в аккумуляировавшийся бассейн рассолов, поднимавшихся по глубинным разломам, которые временами проводили не только соляную ювенильную воду, но и нефть. В качестве типичного примера такой ситуации приводятся месторождения Западной Туркмении (Челекен, Небит-Даг, Бая-Даг).

На такой же позиции стоит С. П. Гавура (1961), рассматривающий соленакопление в солеродных бассейнах Предкарпатского прогиба. По его мнению, образование соляных месторождений за счет только питания морской воды произойти не могло. Их дополнительное питание шло за счет ювенильных вод, поднимавшихся по глубинным разломам.

Подробнее, но в аспекте, близком к приведенному выше, рассматривает образование ископаемых соляных месторождений В. И. Созанский (1963, 1965). Опираясь на современные геохимические и геологические данные о происхождении воды и атмосферы Земли, а также части солевого состава океана за счет дегазации мантии, В. И. Созанский полагает, что этот же процесс мог обусловить солевое питание каждого солеродного бассейна. Продукты дегазации «по глубинным разломам могли поступать не только в океаны, но также непосредственно и в солеродные бассейны, которые представляли собой прогибы блокового строения, изолированные и полуизолированные от океана. Такие изолированные бассейны значительно засолялись за счет продуктов дегазации, что приводило к перенасыщению водоема солями и дальнейшему выпадению этих солей в осадок» (Созанский, 1965). Свидетельство связи солеобразования с вулканическими процессами В. И. Созанский видит и в том, что в соленосных толщах разного возраста и в разных районах распространены проявления интрузивных и эффузивных пород.

Эти ассоциации, по его мнению, не могут быть случайными и обуславливаются генетической связью между солью и вулканической деятельностью. Разломы глубинного происхождения были теми путями, по которым поступали газообразные продукты магмы в солеродные бассейны. Все это «свидетельствует о более вероятном образовании галоидных толщ за счет перенасыщения водоемов магматическими эманациями при вулканических извержениях и выпадения их в осадок, а не одного только испарения морской воды» (Созанский, 1963).

С не меньшей прямолинейностью решает вопрос об условиях образования мощных соляных месторождений И. Г. Баранов (1966). Источником солей в воде солеродных морских бассейнов он считает многофазовые мощные излияния ювенильных рассолов высокой концентрации, поднимавшихся по разломам с глубин, отвечающих верхней мантии Земли. В значительной степени произвольно обобщая данные и не очень квалифицированно решая вопрос, И. Г. Баранов заключает, что «почти все солеродные бассейны должны иметь значительную глубину, причем с дегазацией магмы концентрация солей должна возрастать с глубиной бассейна (Мертвое море). Характерна приуроченность почти всех соленосных провинций земного шара к зонам глубинных разломов, по которым осуществлялась интенсивная вулканическая деятельность. В период накопления соленосных формаций почти всюду происходили излияния базальтов и диабазов. Примером могут быть Днепровско-Донецкая, Польско-Германская впадины и др. Все они приурочены к крупным глубинным региональным разломам, и последние играли решающую роль в транспортировке газовых эманаций с глубин Земли, которые по пути вступали в реакции с другими элементами, образуя химические ассоциации соленосных формаций» (Баранов, 1966).

В еще большей степени условны и малоубедительны выводы об условиях образования соляных месторождений Е. Е. Вороного. К своим выводам этот исследователь привлекает геохимические данные, арифметические вычисления мощностей и скоростей накопления хемогенных осадков, исходя из заданных параметров; данные о составе метеоритного вещества; магматизм; ювенильные воды. В результате своих рассуждений Е. Е. Вороной строит совершенно абстрактную схему накопления галогенных осадков, отмечая, что не только соли, но и хемогенные карбонаты не являются отложениями, образовавшимися при испарении морской воды.

Образование галогенных формаций, по Е. Е. Вороному, шло следующим путем. В замкнутом или полуизолированном морском бассейне в первую очередь должны накапливаться наиболее труднорастворимые карбонатные осадки. Источником последних могли быть как струи глубинных бикарбонатных вод, так и глубинные углеводороды, уходящие под дно бассейна. Известняки и доломиты накапливались до тех пор, пока вода бассейна не достигала предельной концентрации сульфата кальция, после чего начиналась садка гипса и ангидрита. Повышение концентрации сульфатного иона происходило в основном за счет поступления в бассейн ювенильных вод, насыщенных  $H_2S$  и  $SO_2$ , и окисления последних до сульфат-иона. Гипсы и ангидриты накапливались до тех пор, пока не прекращалось поступление в бассейн глубинных летучих соединений серы и пока соленость воды в бассейне не достигала предельной концентрации  $NaCl$ .

Надо отдать справедливость Е. Е. Вороному, морскую воду он не исключает полностью из источников соленакопления, но роль этого источника считает второстепенным, главное же значение придает глубинным высококонцентрированным гидротермальным рассолам. Правда, отмечает Е. Е. Вороной, «в настоящее время мы не знаем бассейна, в котором соленакопление происходило бы в основном за счет подтока

глубинных рассолов». Однако это обстоятельство не меняет его позиции. К источникам соленакопления он относит, например, седиментационные рассолы кембрийского бассейна в Восточной Сибири. Далее, по его концепции, глубинные рассолы могли питать континентальные бассейны межгорных впадин Тянь-Шаня, питают залив Кара-Богаз-Гол, под дно которого «поступает 0,25 или 0,50 км<sup>3</sup> глубинной воды с концентрацией солей около 300 г/л» (Вороной, 1966). Однако такой привнос остается никем не замеченным.

Условия образования пермских солей Донбасса Е. Е. Вороной представляет также надуманно и неправдоподобно, как и в предыдущих случаях. «Не исключена возможность, что при обильном подтоке гидротермальных вод в Донецком нижнепермском солеродном бассейне питание последнего солями осуществлялось за счет девонских солевых масс, выносимых на поверхность как в виде магматогенно-метаморфогенных рассолов, так и в виде флюидообразных солей в штоках» (Вороной, 1966). Мысль автора весьма туманна и недоказательна.

Простое совпадение характера соляных тел, в ряде случаев морфологически напоминающих интрузии, позволяет некоторым исследователям рассматривать образование соли за счет постмагматических растворов (Гавриленко, 1966).

Весьма фантастична концепция Ф. У. Ахмедзянова и П. П. Иванчука (1967) о связи генезиса соляного тела Ходжа Мумын с гидровулканизмом. По их совершенно бездоказательному «заключению», соляные массы этого тела образовались за счет выхода на поверхность высоконапорных и высокоминерализованных пластовых рассолов, которые свою минерализацию получали за счет выщелачивания юрских галогенных отложений. По тектоническим трещинам и разломам поднимались не только рассолы, но выносились и крупные глыбы и обломки известняка, ангидрита и песчаников, которые при своем движении приобретали изометрическую форму и захоронялись в солях в виде «караваев». Окраска выпадающей соли обусловлена цветом выносимых пород, а многофазность выходов рассолов обусловила слоистую текстуру солей.

Только полным незнанием указанными авторами процессов древнего и современного галогенеза можно объяснить эти совершенно абсурдные рассуждения.

На аналогичной позиции стоит автор работы «О генезисе галогенных формаций Сибирской платформы и ее обрамления» (Панов, 1967). По его мнению, образование галогенных отложений происходило в водных бассейнах, в которые поступали в огромных количествах продукты поствулканической деятельности в виде газовых эксгаляций и гидротерм разного состава, которые обогащали водные бассейны солями до высоких концентраций, необходимых для дифференцированной садки галюидов. Различное чередование галогенных и терригенно-карбонатных пород объясняется в основном пульсационной «жизнью» поверхностных и подводных вулканов.

Свои выводы автор «обосновывает» наличием в галогенных отложениях продуктов вулканической деятельности и приуроченностью галогенных формаций к структурам краевых прогибов, межгорных впадин и грабенообразных впадин платформ.

По мнению Г. Руггieri (Ruggieri, 1960), залежи каменной соли в верхнем миоцене Сицилии образовались за счет сильно минерализованных гидротермальных растворов, связанных с верхнемиоценовой поствулканической фазой.

Последовательно и упорно отстаивает идею о гидротермальном происхождении мощных ископаемых залежей минеральных солей Н. А. Кудрявцев, пропагандируя ее в ряде опубликованных статей и докладов на конференциях и симпозиумах. Наиболее полно его идея

изложена в статьях, опубликованных в 1966 г. По его мнению (1966<sub>1</sub>), теория осадочного галогенеза не дает удовлетворительного объяснения причин отличий условий соленакопления прошлых геологических периодов от послемiocеновой и современной эпох; не раскрывает закономерности накопления солей при значительных различиях в составе и распространении их залежей; не обосновывает какими-либо конкретными фактами роль и проявление тектонических движений в процессах соленакопления; аридный климат для поступательного развития процессов галогенеза не обязателен и должен быть исключен из числа закономерностей, управляющих накоплением ископаемых солей; осаждение солей в порядке их растворимости имеет столько исключений, что нельзя говорить о существовании данной закономерности; в месторождениях разнообразны количественные соотношения между солями, чего не должно быть при испарении морской воды единого состава; процессы метаморфизации ничего не объясняют; можно уверенно утверждать, что в ряде случаев подготовительные бассейны не существовали; ритмичность в солях, в частности годовая слоистость, условны; образование соляных месторождений за счет испарения морской воды невозможно из-за необходимости для этого испарения колоссальных объемов воды.

Легко можно видеть, что приведенные соображения Н. А. Кудрявцева отвергают почти все положения теории осадочного галогенеза. На смену этой теории Н. А. Кудрявцев выдвигает концепцию образования соляных залежей за счет глубинных гидротермальных рассолов. Основные положения этой его концепции следующие. Нефть и соль очень часто встречаются совместно. А так как, по его мнению, нефть и газы имеют эндогенное происхождение и связаны с глубинными разломами, то, следовательно, между ними и солью имеются первичные парагенетические взаимоотношения. Глубинность происхождения солей подтверждается наличием в залежах минералов, требующих для своего образования высоких температур (ангидрит +42°, кизеритовый хартзалц выше +72°), и *широким распространением сальвина, который из морской воды не садится, а встречается, как и шенит, в fumarолах* (выделено нами — А. И.). Соли, заполняющие трещины в породах и проявляющиеся в виде прожилков, образовались из растворов глубинного происхождения. Газы в солях имеют глубинное происхождение, а так как их включения сингенетичны содержащим их солям, то и последние имеют то же происхождение.

В итоге, по Н. А. Кудрявцеву, «возможность выпадения солей из глубинных рассолов и накопления этих солей несомненна. Вопрос лишь в том, как, когда и в каких условиях это происходит. Возможны два предположения: 1) насыщенные солями горячие глубинные рассолы разгружаются на дне морских бассейнов и вследствие охлаждения высаживают здесь часть содержащихся в них солей; 2) отложение солей из насыщенных солями горячих глубинных растворов происходит уже после отложения осадочной толщи на плоскостях наслоения слоистых непроницаемых пород, а также в результате метасоматического замещения части пород. В том и другом случае необходимо допустить, что состав рассолов многократно меняется, соответственно чему меняется и состав отлагающихся солей» (Кудрявцев, 1966<sub>1</sub>).

Н. А. Кудрявцев все же допускает, что некоторые (небольшие) залежи ископаемых солей могли образоваться в соответствии с общепринятой гипотезой испарения морской воды.

В другой своей работе Н. А. Кудрявцев (1966<sub>2</sub>), повторяя и отчасти дополняя изложенные ранее представления, вновь отстаивает основной тезис, что мощные залежи минеральных солей не могли отложиться из выпаривавшейся морской воды, а должны иметь совершенно другое происхождение. Н. А. Кудрявцев совершенно исключает осадочное происхождение морских «эвапоритовых» пород. По его убеждению, они пред-

ставляют метасоматиты. Ангидрит имеет только гидротермальное происхождение.

По поводу генезиса кембрийской галогенной формации Сибирской платформы Н. А. Кудрявцев утверждает, что «в огромном фактическом материале по кембрийским отложениям Сибирской платформы нет каких-либо фактических данных в пользу отложения соли, как это всеми принимается, из выпаривавшейся морской воды. . . Нет никаких оснований утверждать, что климат в районе Иркутского амфитеатра в нижнекембрийскую эпоху был аридным» (Кудрявцев, 1966<sub>2</sub>).

По температурам образования некоторых соляных минералов и пород Н. А. Кудрявцев приводит устаревшие и неверные данные, например, для сильвина более  $+72^{\circ}$ , для лангбейнитового хартзальца  $+83^{\circ}$  и более. Между тем доказано, что сильвин кристаллизуется из морской воды в нормальных условиях и при нормальной и даже пониженной температуре, а лангбейнитовый хартзальц не требует для своего образования таких высоких температур, так как происхождение этой породы скорее всего диагенетическое.

Внедрения изверженных пород в соляные залежи, отмечающиеся во многих пунктах, Н. А. Кудрявцев совершенно необоснованно рассматривает как образования, возникшие до отложения соли, а не наоборот.

Включения и суфляры углекислого газа, наблюдающиеся в некоторых соляных толщах (например, в бассейне Верра), которые все исследователи связывают с внедрениями базальтов, Н. А. Кудрявцев рассматривает «как несомненное доказательство отложения солей из глубинных растворов в больших масштабах в результате метасоматоза (первичного или повторного)» (Кудрявцев, 1966<sub>2</sub>).

Придерживаясь теории неорганического происхождения нефти и отмечая часто наблюдающуюся связь залежей соли и нефти, Н. А. Кудрявцев объясняет эту связь общностью «источника углеводородов и галогенных минералов (магматические очаги, а возможно и подкоровое вещество в целом), а также путей, по которым они поступают в осадочную толщу» (Кудрявцев, 1966<sub>2</sub>). Нефть накапливается в проницаемых породах, а соль и ангидриты там, где они встречают породы, легко поддающиеся замещению, в первую очередь — карбонатные. В результате соленосные свиты, подобно нефтеносным, неоднократно повторяются в геологическом разрезе многих районов.

М. Е. Альтовский (1962) выдвинул идею о том, что материнскими растворами для образования соляных месторождений являлись не только морские воды, но и подземные рассолы («подземные океаны» высокоминерализованных вод и рассолов). Испарение последних может происходить как на поверхности земли, так и на некоторой глубине. Просто и бездоказательно решает М. Е. Альтовский вопрос об образовании разных по составу соляных месторождений. Из рассолов хлоридно-натриевого типа образуются месторождения каменной соли; из вод с несколько повышенным содержанием калия — месторождения сильвинита, каменной соли и ангидрита; из многокомпонентных подземных рассолов с повышенным содержанием калия образуется нормальная серия солей — от карналлита до ангидрита; при повышенном содержании магния и пониженном — калия образуются залежи, имеющие карналлитовую зону, но не имеющие сильвинитовой, и т. д.

Кристаллизация солей из подземных рассолов происходит в полостях горных пород. Залежи каменной соли гнездовой и штокообразной формы образовались в готовых карстовых пустотах. Мощные пластовые соляные залежи, распространяющиеся на большие площади, образуются при заполнении подземными рассолами пространств, возникающих при «раздвиговых дислокациях». В период тектонических движений подземные рассолы приобретают колоссальное давление. Двигаясь в места со сравнительно пониженным давлением, подземные рассолы «подобно

жидкой магме или находящимся в пластическом состоянии соляным пластам, несомненно, могут разрушать и раздвигать пласты осадочных пород, прежде всего по плоскостям их напластования... Подземные рассолы вследствие своей относительно высокой текучести также должны образовывать линзообразные пласты, занимающие центральные участки расширенных «раздвиговых дислокаций» и, кроме того, должны вклиниваться между вмещающими породами по раздвинутым плоскостям их напластования. Если исходить из этих представлений, то строение, например, Верхнекамского месторождения грубо схематически можно принимать аналогичным строению лакколита Ла-Плато, Колорадо». Очевидно, М. Е. Альтовский плохо себе представлял размеры и строение Верхнекамского месторождения.

Мощные соляные месторождения образуются не путем заполнения одной огромной полости. На примере Верхнекамского месторождения М. Е. Альтовский принимает, что каждый соляной слой, в том числе и ангидритовые, и гипсовые слои, образовывались в своих собственных полостях, и «все месторождение может быть представлено состоящим из занятой калийными солями и каменной солью крупной центральной полости и ряда мелких полостей». Рост полостей и заполнение их подземными рассолами происходят одновременно.

М. Е. Альтовский полагает, что его гипотеза расширяет границы возможных исследований и раскрывает перспективы поисков соляных месторождений во всех геологических системах, содержащих или содержащих ранее подземные рассолы.

Из приведенного обзора гипотез образования ископаемых месторождений минеральных солей видно, что все они по существу близки друг к другу, различаясь лишь модификациями. Всех их объединяет общая черта — слабое знание геологии ископаемых соляных месторождений. Отсюда проистекают ошибки и недоразумения не только в построении гипотез и выводах из них, но и в характеристике (обычно весьма поверхностной и неточной) особенностей внешнего и внутреннего строения отдельных соляных месторождений. Это особенно характерно для работы М. Е. Альтовского, который, например, Ходжаиканское месторождение каменной соли относит к гнездообразным, а Верхнекамское месторождение — к чечевицеобразным, сравнивая его с лакколитом.

Во многих случаях обращает на себя внимание абстрактность и фантастичность представлений, искусственность и надуманность построений, игнорирование реальной геологической действительности, произвольное и нередко неквалифицированное толкование отдельных фактов и их обобщение лишь в аспекте, импонирующем автору (гипотезы И. Г. Баранова, Е. Е. Вороного, М. Е. Альтовского и др.). Характерно, например, что Н. А. Кудрявцев, используя отдельные факты, по его мнению не вполне укладывающиеся или несколько противоречащие теории осадочного генезиса солей, но в действительности объясненные этой теорией, почти нацело отвергает все ее положения. Не признает или не знает Н. А. Кудрявцев и физико-химических закономерностей кристаллизации солей. По его утверждениям, например, сильвин не кристаллизуется из морской воды, а для образования хартзальца была нужна температура выше 82°. Между тем правильное разъяснение и того и другого положения уже давно дано и геологами, и физико-химиками. Кроме того, единичные и ничтожные в количественном отношении выделения сильвина и других минералов при fumarольной деятельности нельзя, конечно, обобщать до образования таким путем соляных месторождений.

В ряде рассмотренных гипотез имеются указания на наличие в соляных толщах интрузивных и эффузивных пород, представленных главным образом диабазами и базальтами. Это положение рассматривается как свидетельство генетической связи между солью и магматическими процессами и влияния последних на образование галогенных формаций.

В недавно опубликованной нашей сводке по интрузиям магматических пород в галогенных формациях (1968) показано их широкое распространение. Но встречаются они далеко не всюду, как об этом говорит И. Г. Баранов (1966), одновременно полагая, что почти все соленосные провинции земного шара приурочены к зонам глубинных разломов.

Интрузии магматических пород установлены в цехштейновом месторождении Верра в ГДР, олигоценовом месторождении Бюггинген в Бадене, пермском Карлсбадском месторождении в Нью-Мексико, кембрийской галогенной формации Сибирской платформы (Жигалово, Заярск, Нижне-Илимск, Усть-Кут, Пеледуй, Ленск, Нохтуйск, Дельгей и др.), миоценовом Аванском месторождении в Армении, девонской галогенной формации Днепровско-Донецкой впадины, девонских соляных куполах (Сереговском на р. Выми, Нордвикском в Хатангской впадине и на арктических островах в Канаде), альпийских соляных штоках, триасовом месторождении Хемиссет в Марокко и др.

Рассмотрение особенностей проявления интрузий в галогенных формациях позволило нам сделать ряд принципиальных выводов.

1. Все известные галогенные формации с интрузиями магматических пород располагаются на платформах, приурочиваясь к глубоким синеклизам, впадинам и краевым прогибам.

2. Магматические породы всюду представлены основными разностями — базальтами и диабазами и их разновидностями.

3. Форма интрузий наблюдается как пластовая, согласная с условиями залегания вмещающих пород, так и трещинная в виде секущих даек и жил.

4. Во всех случаях, где вскрыты первичные контакты соляных пород с интрузивными породами, доказано проявление высокотемпературного метаморфизма.

5. Внедрения базальтовой магмы в толщи галогенных пород не сопровождали процесс галогенного седиментогенеза, а происходили позднее его. Они происходили в уже полностью или значительно консолидированные породы галогенных формаций. Магматическая деятельность во всех рассмотренных случаях не участвовала в собственно галогенном осадконакоплении и магма не поставляла какие-либо продукты своей деятельности в солеродные бассейны.

Следует также отметить, что определение абсолютного возраста диабазов, встречающихся в виде брекчий в девонской соли солянокупольных структур Днепровско-Донецкой впадины, указывает на их рифейский — кембрийский возраст. На этом основании допускается, что диабазовая брекчия в соли образовалась при захвате поднимавшимися по разломам соляными массами обломков эффузивных пород с висячего крыла уступа фундамента (Самборский, 1966).

Все эти данные противоречат тем представлениям, которые высказывают и даже отстаивают некоторые геологи, связывающие образование соляных месторождений с магматической деятельностью. Тем более, что в подавляющем большинстве соляных месторождений не отмечается никаких следов этой деятельности.

Большинство упомянутых авторов первоисточником солей в ископаемых месторождениях считает ювенильные воды высокой концентрации. Однако исследования гидрогеологов и вулканологов показывают, что в выносимой вулканами воде содержание ювенильной воды не превышает нескольких процентов. Остальная масса воды — это вода «возрождения», неоднократно участвующая в круговороте веществ на поверхности Земли (Виноградов, 1961).

Можно было бы критически рассмотреть еще ряд содержащихся в приведенных гипотезах примеров вольного обращения с фактами или полного их игнорирования, а также произвольного толкования тех или иных положений соляной геологии, но едва ли в этом есть необходи-

мость. Изложенный нами в предыдущих разделах работы обширный материал, на наш взгляд, достаточно веско и аргументированно доказывает несостоятельность всех основных и частных положений этих гипотез.

Необходимо, однако, рассмотреть некоторые существенные положения, содержащиеся почти во всех рассмотренных гипотезах не морского, а глубинного происхождения ископаемых месторождений минеральных солей.

Если общепризнанная теория осадочного образования ископаемых соляных месторождений опирается на весь арсенал геологических наук и использует в комплексе общие геологические условия района, его стратиграфию и тектонику, минералогию, петрографию и литологию отложений, палеогеографию и палеоклиматологию эпох соленакопления, фациальный и формационный анализ, геохимию и гидрохимию, физико-химические закономерности кристаллизации солей, а также эмпирические данные, получаемые при поисках, разведке и изучении соляных месторождений, то почти все приведенные гипотезы глубинного (эндогенного) галогенеза основаны не на анализе вопроса в целом, а на рассмотрении и использовании в качестве аргументов отдельных частных положений, которые, по мнению авторов этих гипотез, не укладываются в рамки общепризнанной теории. Неправильно толкуя и нередко искажая эти положения, авторы гипотез стремятся разъяснить их не с общих позиций, а путем искусственных или даже надуманных условий, якобы существовавших в процессе формирования соляного месторождения в целом или отдельных слагающих его комплексов пород и минералов. В этом заключается главнейший недостаток рассмотренных гипотез и слабость их аргументации и обоснования.

Не менее существенна и вторая особенность этих гипотез — по существу невозможность использования их в практическом отношении. Как известно, на основе теории морских и континентальных условий образования ископаемых месторождений минеральных солей разработаны критерии, на которые опираются поиски и разведка месторождений и которые вполне оправдали себя на практике. Гипотезы же глубинного происхождения солей не дают в руки поисковиков и разведчиков соляных месторождений каких-либо конкретных практических рекомендаций или в лучшем случае говорят об этом в самой общей форме. Именно поэтому рассмотренные гипотезы и не могут играть какой-либо роли в деле поисков новых соляных месторождений и их разведки.

С большим удовлетворением можно констатировать, что большинство геологов-нефтяников, не говоря уже о геологах-солевиках, не разделяет представления о глубинном и магматическом происхождении минеральных солей. Это, например, ярко выражено в работах В. Я. Аврова (1966) и Е. М. Люткевича (1966). Критикуя И. Г. Баранова, В. Я. Авров отмечает, что его представление «на основе интерпретации данных о . . . глубинном строении недр невозможно. Это обстоятельство кажется мне убедительным для того, чтобы снять вопрос о глубинном происхождении соли вообще с повестки дня» (Авров, 1966). Так же прямо говорит об этом Е. М. Люткевич, отмечающий неверность представления о глубинном происхождении соли. «Неумение отличить наблюдаемые факты от допущений, предположений и рассуждений породило представление у некоторых нефтяников о верхней мантии Земли как об универсальном магазине. . . Если многих нефтяников это устраивает, то, во всяком случае, это не имеет ничего общего с естественно-исторической наукой, основанной на наблюдении природы» (Люткевич, 1966).

## Глава VII

### ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ УСЛОВИЯ СУЩЕСТВОВАНИЯ ИСКОПАЕМЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МИНЕРАЛЬНЫХ СОЛЕЙ

#### ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИКИ СОЛЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Тектоника соляных месторождений, нередко проявляющаяся в сложных и своеобразных формах, значительно отличающихся от тектоники вмещающих и окружающих их отложений и других комплексов пород, многими исследователями определяется обобщающим и получившим широкое распространение термином «соляная тектоника»<sup>1</sup>. Надо сказать, что автор этого термина (Salztektonik) Е. Фульда (Fulda, 1928) именно в указанном аспекте и понимал его. Сейчас, однако, нет единого определения понятия «соляная тектоника». Так, например, Ю. А. Косыгин (1950) под соляной тектоникой понимает «совокупность структурных форм и процессов, идущих за счет особых движений, специфически присущих каменной соли, движений, происходящих под воздействием вертикальной силы, обусловленной нагрузкой». Наиболее существенными свойствами соли, определяющими особенности ее тектонического поведения, являются, по Ю. А. Косыгину, низкий удельный вес, компактность сложения и пластичность. В ином аспекте рассматривает соляную тектонику В. И. Китык (1963), понимая ее как дисгармонические дислокации осадочных толщ, связанные с деформацией входящих в их состав соляных залежей, а также сами процессы этих дислокаций. Иначе говоря, соляная тектоника рассматривается В. И. Китыком как один из видов дисгармонической складчатости.

В аспекте, близком к последнему пониманию, мы рассмотрим на некоторых примерах тектонику соляных месторождений. При этом основное внимание мы считаем необходимым уделить рассмотрению общей и внутренней тектоники соляных и соленосных отложений, которую необходимо учитывать и изучать при поисках и разведке соляных месторождений и которая играет серьезную роль при их эксплуатации.

Тектоника соляных и соленосных отложений в основном обусловлена региональным тектоническим развитием соответствующей структурно-фациальной зоны. Являясь одной из составных частей стратиграфического разреза, соленосные отложения вместе с вмещающими породами воспринимают развивающиеся тектонические напряжения. Поэтому общие условия тектоники, степень мобильности фундамента, ха-

<sup>1</sup> В литературе встречается термин «галокинез», до известной степени заменяющий термин «соляная тектоника».

рактер глубинных структур, направление и сила складкообразовательных движений, положение соляной залежи внутри структурного элемента и характер последнего — все это, несомненно, играло основную роль при структурном формировании соляной залежи. При этом имели также значение мощность отложений, покрывающих соляную залежь, и мощность самой залежи, литолого-стратиграфическое строение и пространственное ее развитие. Можно, например, отметить, что пачки и слои более жестких пород, вероятно, создавали в соленосной толще каркас, до известной степени препятствовавший переходу соляных масс в пластическое состояние.

Отмечается, что условия образования соляных диапиров в Днепровско-Донецкой впадине зависели от интенсивности складчатых движений, мощности и состава покрывающих соль отложений, наличия и расположения ослабленных зон (системы разломов) и от объема питающих диапиры соляных масс (Чирвинская и др., 1966).

Закономерности распространения солянокупольных структур и особенности их строения находятся в тесной зависимости от первичной мощности соленосных отложений, их литологии и структурных особенностей. В бортовых частях Прикаспийской синеклизы, Актюбинском Предуралье, Саратовско-Волгоградском Поволжье, низовьях Волги и других районах соляной диапиризм начинает развиваться лишь в том случае, когда первичная мощность соленосной толщи превышает 1300 м. Там же, где она была меньше, соленосные отложения кунгура залегают практически горизонтально, согласно с вмещающими отложениями (Арабаджи, Васильева и др., 1966).

Столь точное определение мощности соленосной толщи, при которой она получает способность к куполообразованию, едва ли возможно и оправдывается во всех случаях. Но при небольшой ее мощности возникновение солянокупольных структур невозможно уже в силу того, что в этом случае не будет достаточных запасов соли, которые должны питать поднимающийся шток.

По Г. Е.-А. Айзенштадту и Э. И. Герштейну (1963), в Южно-Эмбенском районе первоначальная (до куполообразования) мощность соляной толщи на разных участках колебалась от 1 до 3,8 км. Глубина залегания подсоленосного ложа здесь от 5 до 9,6 км. Общий объем соли в куполах около  $16 \cdot 10^4$  км<sup>3</sup>.

Формы залегания и другие особенности тектоники соляных отложений зависят от типа и природы геоструктурного элемента и общих условий его формирования. Наблюдается как спокойное — почти не дислоцированное залегание соляной толщи, согласное с вмещающими отложениями, — так и значительно более сложное — с проявлением внутриформационных и внутрипластовых дисгармонических нарушений. Последние интенсивно развиваются в соляном или соленосном структурном подэтаже и значительно менее выражены или даже отсутствуют в подсоляном и надсоляном структурных подэтажах.

В ряде структурных элементов, захватывающих большие пространства и содержащих мощные толщи соленосных отложений, можно проследить изменение характера тектоники последних от одного участка к другому, что, несомненно, связано с общими условиями тектонического развития структурного элемента.

Если обратиться к Днепровско-Донецкой впадине и ее северо-западному продолжению — Припятскому прогибу, то можно заметить следующие изменения тектоники девонских соленосных отложений. В северо-западной краевой части Припятского прогиба соленосная толща (верхняя) залегает весьма спокойно. В целом она и слагающие ее пласты каменной соли, калийных солей, соленосных глин и мергелей в полном согласии полого погружаются в восточном — юго-восточном направлении, осложняясь лишь местами широкими, небольшой ампли-

туды прогибами и поднятиями (см. рис. 53). Структура собственно Старобинского месторождения по поведению пластов калийных солей представляется в виде пологой впадины, углы падения крыльев которой на разных участках измеряются всего долями градуса или достигают 3—4° и редко больше. По наблюдению в калийных рудниках устанавливается, что пласты солей не нарушены внутриформационной складчатостью. Отчетливая тонкая слоистость пластов прослеживается в горных выработках на протяжении сотен метров без каких-либо даже незначительных нарушений.

На востоке и юго-востоке прогиба, где мощность как соленосных, так и надсоленосных отложений значительно возрастает, наблюдаются более сложные условия залегания соленосных отложений. Здесь выявлены соляные вздутия в виде брахиантиклинальных, куполовидных и вытянутых антиклинальных складок, протягивающихся на 50—95 км в почти широтном и юго-восточном направлениях. В этой части прогиба наблюдаются многочисленные разрывные нарушения, связанные с кристаллическим фундаментом, прослеживающиеся в нижней соленосной толще и, по-видимому, затухающие в верхней (Горелик, 1966).

Еще далее на юго-восток, уже на территории и Днепровско-Донецкой впадины, известно не менее 160 локальных структур в области развития девонских соленосных отложений, из которых 76 структур являются типичными соляными диапирами (Чирвинская и др., 1966). Для этих структур характерна удлиненная форма, ориентированность параллельно оси впадины и приуроченность к определенным тектоническим линиям, что говорит об их развитии на базе погребенных линейных антиклиналей (Косыгин, 1950). Корни соляных массивов уходят на глубину до 4—5 и 7 км. По тектоническому характеру и форме они весьма разнообразны. Одни из них, залегая на большой глубине, лишь приподымают вышележащие породы, другие прорывают большую или меньшую толщу покровных пород, вплоть до выхода под четвертичные отложения. По форме среди соляных диапиров выделяются гребни, линзы и столбовидные и грибовидные штоки (Чирвинская и др., 1966).

Изменение характера тектоники соленосных отложений наблюдается также в сопредельных районах Южно-Предуральского прогиба, Прикаспийской синеклизы и прилегающих частей Русской платформы.

В Бельской впадине, где кунгурские соленосные отложения залегают между артинскими рифогенными массивами, наблюдаются валообразные вздутия соляных масс и погружение их в глубоких мульдообразных прогибах. Н. М. Страхов (1947<sub>1</sub>) отмечает факт принципиального значения, что «чем глубже артинский фундамент и, значит, чем мощнее кунгурская толща вообще и соленосные отложения в частности, тем резче выражены кунгурские структуры, тем глубже мульды, выше вздутия, сильнее внутриформационные перемещения масс и обширнее инъекции сульфатных пород в уфимскую кровлю». Не меньшее принципиальное значение имеет и положение о том, что «эпоха возникновения соляно-тектонических структур в Предуральском прогибе целиком совпадает с эпохой складкообразования на западном склоне Урала. Было бы странным и малопонятным объяснять это простым случайным совпадением. Между этими двумя процессами, наоборот, существует прямая внутренняя связь: оба они суть следствия общей причины — тангенциальных усилий, характеризовавших восточный край платформы и Уральскую геосинклиналь в конце верхнего палеозоя» (Страхов, 1947<sub>1</sub>).

На прилегающей к Бельскому прогибу части Русской платформы кунгурская соленосная толща залегает спокойно, лишь местами наблюдаются пологие валообразные поднятия ее кровли.

В оренбургской и актюбинской частях Предуральского прогиба, в более восточной зоне, наблюдается линейная складчатость, принимающая брахискладчатый характер при наличии в разрезе галогенных от-

ложений. Брахиантиклинали опрокинуты в западном направлении с простиранием осей, близким к меридиональному. Подсоленосные отложения разбиты разломами. На участках, лежащих южнее Оренбурга, наблюдается значительное погружение постели соленосных отложений и при этом происходит осложнение брахиантиклинальных соляных структур, которые в центральной части Предуральяского прогиба, на участках, переходных к Прикаспийской синеклизе, приобретают солянокупольный характер. Здесь насчитывается до 150 соляных куполов и антиклиналей. Площади их измеряются от 4—5 до 200—250 км<sup>2</sup>, но чаще встречаются с площадью 40—70 км<sup>2</sup>. Соляные антиклинали на прилегающей части Русской платформы прослеживаются по простиранию от 6—12 до 60 км при ширине 2—3 км. Мощность галогенной толщи в сводах структур достигает 2500 м и более. Подсолевое ложе располагается на глубине до 3,5—4 тыс. м (Дианов и др., 1966; Корневский и Воронина, 1966).

Прикаспийская синеклиза является типичной областью распространения солянокупольных структур, которых здесь насчитывается более 1200. Они весьма разнообразны по морфологии, размерам, глубине залегания соляных ядер, их внутренней тектонике.

По геофизическим данным, в центральной части Прикаспийской синеклизы фундамент залегает на глубине 12—17 км. Кровля подсоляных отложений располагается на глубине порядка 9—10 км.

По данным Б. А. Соловьева, А. А. Голова и И. И. Кожевникова (1967), в этой части синеклизы выделяются три основных морфологических типа солянокупольных структур: мегакупола, соляные валы или гребни и соляные штоки. К мегакуполам относятся, например, такие структуры, как Челкарская, Круглая, Индерская, из которых первые две имеют площади более 2500 км<sup>2</sup>, Индерская — 800 км<sup>2</sup>. Свод соляного ядра Индерской структуры, имеющий площадь около 250 км<sup>2</sup>, выведен на поверхность. Соляное ядро Челкарской структуры обнажено в нескольких участках с общей площадью около 6 км<sup>2</sup>. Соляное ядро структуры Круглая на поверхности не обнажается. Соляные валы характеризуются значительной протяженностью, в отдельных случаях до сотни километров. Они осложнены отдельными поднятиями. Глубина залегания соли обычно 250—400 м. Соляные штоки имеют диаметры 5—10 км. Соляные ядра в этих структурах залегают на глубине от 80 до 1500 м, но обычно они высоко подняты.

Разнообразна тектоника цехштейновых соленосных отложений на пространстве Восточно-Германской впадины, что определяется как общими условиями развития отдельных ее частей, степенью мобильности и глубиной погружения субстрата, так и строением и фаціальными особенностями соленосной толщи и ее первичной мощностью. Значительную роль играли также многочисленные разломы, которыми герцинская платформа была разбита при альпийском тектогенезе на ряд блоков, обладавших разным характером движений (Fulda, 1935; Lotze, 1957; Косыгин, 1950; Иванов, 1953 и др.).

Наиболее спокойные условия залегания цехштейновой соленосной толщи (нижней ее серии  $Z_1$ ) наблюдаются на юге, во Франкской впадине, лежащей между Тюрингенским лесом и Гарцем (район Верра и Фульда). Здесь соленосная толща согласно с вмещающими ее отложениями моноклиально падает на юго-юго-восток под углом до 2,5—3°. Наблюдаются зоны разломов, имеющие меридиональное и северо-восточное простирания и проявляющиеся в основном в подсоленосных отложениях.

Более сложные и меняющиеся условия залегания соленосных отложений (Стассфуртской серии —  $Z_2$ ) в Магдебург-Хальберштадтской (субгерцинской) мульде, лежащей между Гарцем и Флейхтингерской возвышенностью. Для соляных структур здесь характерно северо-запад-

ное (герцинское) простирание, соответствующее господствующему простиранию основной складчатости района. При линейном характере складок многие из них по простиранию прослеживаются на десятки километров. Так, Стассфуртско-Егельнская антиклиналь вместе с Нейндорфской структурой имеет протяжение не менее 100 км, Ашерслебенская антиклиналь протягивается на 40 км, Ассе — на 25 км. В глубину структуры прослежены до 700—800 м и более.

Наблюдается большое разнообразие общей морфологии и деталей внутреннего строения соляных структур. Интенсивность дислокаций

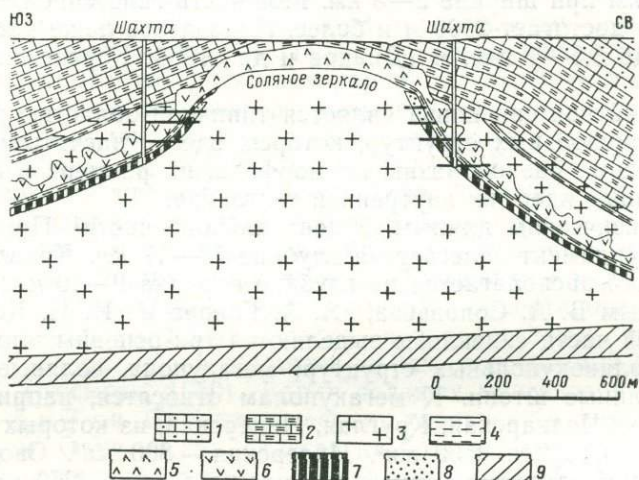


Рис. 82. Разрез через Стассфуртскую антиклиналь (по Fulda, 1935 г.):

1 — средний пестрый песчаник; 2 — нижний пестрый песчаник; 3 — каменная соль; 4 — красная соленосная глина; 5 — «гипсовая шляпа»; 6 — главный ангидрит; 7 — карналлитовая порода; 8 — «каниитовая шляпа»; 9 — подсолённые отложения (базальный ангидрит, цехштейновый известняк, медистые сланцы, цехштейновый конгломерат)

возрастает с юго-востока на северо-запад. Например, Стассфуртская антиклиналь на юго-востоке представляет широкую седлообразную структуру с мощным соляным ядром, уходящим на глубину до 1000 м. В своде ядра наблюдается некоторая аккумуляция соли. Крылья складки падают круто или полого, но с глубиной их падение обычно становится еще более пологим. Подсолённые отложения залегают покойно (рис. 82).

При движении на северо-запад постепенно увеличивается сжатие соляного ядра, возрастают выжимание и аккумуляция соли в своде складки, который иногда приобретает грибообразную форму. Углы падения крыльев складки также возрастают по ее простиранию. У Стассфуртской антиклинали они составляют 40—60° в центральной части структуры и возрастают до 70—90° в северо-западном ее окончании. Местами складка опрокинута. На всем протяжении этой структуры сохраняется согласный контакт между покрывающими породами и соляным ядром складки.

Соляные антиклинали Ассе, Гюи, Финенбург и др., расположенные на северо-западе Субгерцинского бассейна, характеризуются узкими и сжатыми соляными ядрами и наличием в сводах складок дизъюнктивных разрывов, по которым в контакт с солью приведены различные стратиграфические горизонты покровных пород (рис. 83).

Еще более сложные формы имеют соляные складчатые структуры типа так называемых трещинных интрузий, к которым относятся, например, Аллерталь в Субгерцинской впадине, Лейне в Южноганноверско-Гессенской впадине. Для этих структур характерны чрезвычайно сложные взаимоотношения между соляным ядром и вмещающими его породами, с которыми ядро соприкасается по дизъюнктивным и надвиговым контактам, причем сами эти породы разбиты на ряд блоков.

Северо-западнее Магдебург-Хальбердштадтской мульды, в районе Верхнего и Нижнего Ганновера, широко распространены солянокупольные структуры с диапировыми соляными штоками, характеризующиеся большой высотой подъема соли и дизъюнктивными контактами с вмещающими породами. Подсоляное ложе залегает на глубине до 5 км. Соляные диапировые структуры в плане имеют эллиптические и округлые очертания, а также вытянутые формы при длине до 200—250 км, ширине до 4 км и высоте не менее 6 км.

Отчетливая зависимость формирования складчатости соляных структур от региональных тектонических движений устанавливается не только в Северо-Германской впадине, но и в ряде других районов: Соликамской и Бельской впадинах Предуралья, Предкарпатском прогибе, Закарпатской Тиссенской впадине, впадине Эбро и др.

Соликамская впадина, большую — северную — часть которой занимает Верхнекамское месторождение, представляет собой пологую, вытянутую в меридиональном направлении структуру со средним падением крыльев по кровле артинских отложений на разных участках от 15—20' до 1—2°. Нижний структурный подэтаж впадины (иренские подсоляные отложения и саргинский горизонт верхнеартинского подъяруса) залегает весьма спокойно, очень полого погружаясь от периферии впадины к ее центральным частям (падение 5—8 м на 1 км).

Спокойное или очень слабо нарушенное залегание отложений, подстилающих соленосные толщи, характерно и для других районов распространения складчатых соляных и солянокупольных структур. Это наблюдается в Северо-Германской впадине, на юге Сибирской платформе, устанавливается по геофизическим данным для Прикаспийской синеклизы. На Кузнецовской площади (Жигаловский район), например, амплитуда соляного брахиантклиналичного поднятия по кровле верхнего пласта каменной соли достигает 600—700 м, а подстилающие усольскую соленосную толщу мотские отложения залегают почти горизонтально (поднятие их кровли измеряется 10—15 м).

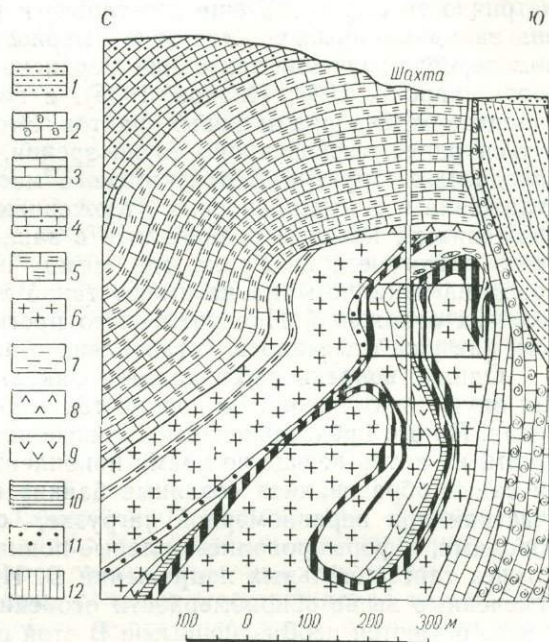


Рис. 83. Разрез калийного месторождения Финенбург в Магдебург-Хальбердштадтском районе (по Fulda, 1935 г.):

- 1 — верхний и нижний мел; 2 — раковинный известняк;
- 3 — верхний пестрый песчаник; 4 — средний пестрый песчаник;
- 5 — нижний пестрый песчаник; 6 — каменная соль;
- 7 — красная соленосная глина; 8 — «ипсовая» шляпа;
- 9 — главный ангидрит; 10 — бурая соленосная глина;
- 11 — сильвинит; 12 — карналитовая порода

На исследованной бурением площади Верхнекамского месторождения в среднем (соляном) структурном подэтаже прослеживается ряд соляных брахиантиклинальных поднятий, чередующихся с впадинами и прогибами. Структуры вытянуты в почти меридиональном или несколько отклоняющемся к северо-востоку направлении. Длина их от 6,5—7 до 20—22 км, ширина 2,5—6 км. Относительные превышения рельефа кровли соляной толщи достигают 200—250 м и более. Для брахиантиклинальных структур весьма характерна асимметричность: их западные крылья падают круче (от 4—5 до 10—15°), чем восточные (1—2,5°). Данную структурную особенность сохраняет и внутриформационная соляная складчатость, причем в складках более высокого порядка их асимметричность выражена еще отчетливее и резче, вплоть до опрокидывания западных крыльев. Эта закономерность, отмеченная еще в начальном периоде изучения тектоники Верхнекамского месторождения (Гольберг-Захарова, 1932; Иванов, 1935), в последние годы была уточнена и подтверждена рядом новых фактов. Это позволяет нам придерживаться ранее высказанной точки зрения, что формирование соляных складчатых структур Верхнекамского месторождения, находящихся свое отражение и в надсоленосных отложениях, связано с тектоническими движениями, которые развивались в заключительные стадии герцинского тектогенеза на Урале, где, между прочим, складки палеозойских пород на западном склоне имеют такой же характер. Связь тектоники соляных отложений Предуралья с уральским тектогенезом, как уже отмечалось, установлена и для Южного Предуралья.

Однако вопреки наблюдаемым фактам В. И. Копнин (1966) высказал иную точку зрения по поводу тектоники Верхнекамского месторождения. По его представлениям, соляные поднятия приурочиваются к участкам, на которых еще во время накопления солей из-за неравномерной их садки образовались «соляные банки» высотой 50—60 м. На этих участках при неравномерной нагрузке, создаваемой вышележащими породами, и формировались соляные поднятия. Влияние на соляной тектогенез тангенциальных напряжений В. И. Копнин отрицает. При этом отмеченные выше закономерности особенностей складчатых структур у него остаются необъясненными. В этой связи точка зрения В. И. Копнина нам представляется надуманной и совершенно несостоятельной.

Тектоника верхнего (надсоленосного) структурного подэтажа Верхнекамского месторождения отражает основные черты тектоники соляной толщи. Крупным соляным структурам отвечают соответствующие структуры в толще надсоленосных пород. Однако складчатые структуры здесь менее сложные и повторяют соляные структуры лишь в общем крупном плане, не отображая всех деталей внутрисоляных пластических деформаций. Надсоленосные породы образуют крупные брахиантиклинальные поднятия, сопряженные с синклиналиными впадинами, захватывающими большие площади. На фоне этих структур выявляются сравнительно небольшого масштаба, но резко выраженные брахисинклиналиные прогибы. На некоторых участках наблюдается резкая и сложная складчатость пород соликамского горизонта, обладающая небольшим вертикальным размахом, но крутым падением крыльев складок.

Влияние региональной тектоники на условия залегания соленосных отложений и на проявление в них внутриформационных нарушений отчетливо наблюдается в миоценовой галогенной формации Восточно-Предкарпатского прогиба.

На площади Стебникского месторождения, детально разведанного скважинами с поверхности и широко вскрытого подземными горными выработками, основной структурой является антиклинальная складка, получившая теперь название Модрыч-Уличьянской, которая располагается на юго-западе площади и простирается в северо-западном направ-

влении, согласном с господствующим простирием всех структур. Мудрыч-Уличнянская структура сложена породами загорской свиты, на крыльях ее залегают соленосные отложения верхневортыщенской свиты, с которой на поле северо-восточного крыла связаны многочисленные пластово-линзообразные залежи калийных солей. Как последние, так и вся толща вмещающих их соленосных отложений собраны в серию синклинальных и антиклинальных складок, крылья которых падают на северо-восток под углами от 40—45° до 80—90°, а некоторые из них являются опрокинутыми. На фоне этих структур развиваются нарушения более высоких порядков, причем в некоторых пластах калийных солей прослеживаются дисгармонические и внутрипластовые нарушения как пликативного, так и дизъюнктивного характера. В глубоких горизонтах наиболее напряженных брахиантиклинальных складок, по данным А. А. Унковского и Ю. Е. Кудрявцева, глубокими скважинами вскрыты породы загорской свиты, которая вместе с верхневортыщенской соленосной толщей захвачена складкообразовательными движениями. Предположения об этом высказывались ранее (Кореневский, Донченко, Климов, Унковский; 1962). Намечаются также дизъюнктивные нарушения северо-восточного и широтного простирием, которые расчленяют поле Стебнинского месторождения на ряд крупных блоков.

Все эти данные свидетельствуют о том, что тектоника Стебникского месторождения не обусловлена какими-то автопластическими движениями соляных масс, т. е. соляной тектоникой в понимании некоторых исследователей, а связана непосредственно с региональной тектоникой и подчинена общему структурному плану данного района.

Внутренняя тектоника соляных залежей, осложняющая условия залегания и строения пачек и пластов солей, проявляется на фоне основных, более крупных структур в виде их дополнительных осложнений разного порядка. От общей структуры соляной залежи зависит характер ее внутренней тектоники. Совершенно очевидно, что тектонически слабо нарушенные залежи обладают менее сложным внутренним строением, чем складчатые и тем более солянокупольные структуры.

Детали внутренней тектоники соляных месторождений весьма разнообразны, особенно в тех случаях, когда соленосные отложения представлены чередующимися пачками и слоями солей и соленосных пород, обладающих разными физическими и механическими свойствами. Это способствует проявлению различных послойных дисгармонических дислокаций, пластических перемещений и нарушений сплошности пород.

Складки внутри соляных толщ часто обладают сложным и своеобразным строением, что в значительной степени обусловлено пластическим выжиманием (течением) и смятием солей (рис. 84). В шарнирах складок создаются раздувы и утолщения или, наоборот, складки приобретают острый, вытянутый гребень, оттянутые части которого в виде острых пик и клиньев как бы внедряются в вышележащие слои (рис. 85). На этих участках складок наблюдается чрезвычайно мелкая и прихотливая плейчатость соляно-ангидрито-глинистых прослоев, которая возникает вследствие их раздавливания, влекущего за собой уменьшение мощности и увеличение поверхности прослоев. В замках складок наблюдаются явления собирательной перекристаллизации соли.

В крутопадающих соляных залежах (пережатых крутых брахиантиклинальных структурах, соляных куполах и штоках) пласты солей падают круто, нередко поставлены на голову. Они сложены в системы складок разного порядка с почти вертикальными или крутопадающими осями и кулисообразным расположением в вертикальном разрезе. Крылья складок по падению нарушены дополнительной складчатостью, для которой характерны резкие перегибы слоев в замках, что придает складчатости изоклинальный характер с почти параллельным падением крыльев. Во многих соляных структурах этого типа (Солотвинская,

Илецкая, Гранд Салайн, Виннифилд и др.), вскрытых подземными горными выработками, наблюдается во внешних частях соляного тела выдержанное простирание слоев, параллельное его контурам, а во внутренних частях соляного тела слоистость располагается в общем концентрически (рис. 86), но со складчатыми осложнениями, иногда очень значительными.

Масштабы внутриформационной соляной складчатости весьма различны. Например, внутренняя соляная складчатость Верхнекамского

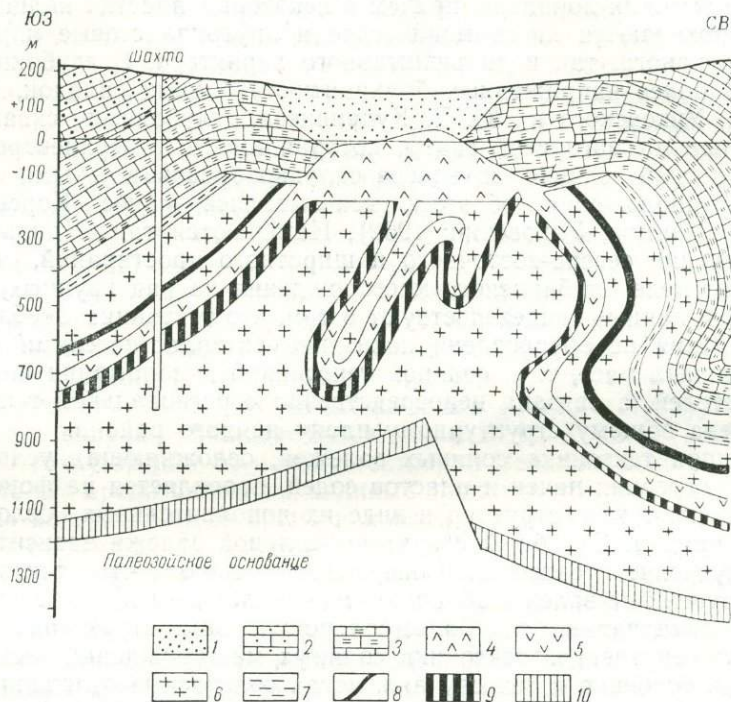


Рис. 84. Разрез месторождения калийных солей Хильдесхайм в Южном Ганновере (по Fulda, 1935 г.):

1 — третичные отложения; 2 — средний пестрый песчаник; 3 — нижний пестрый песчаник; 4 — «гипсовая шляпа»; 5 — главный ангидрит и серая соленосная глина; 6 — каменная соль; 7 — красная соленосная глина; 8 — сильвинит и карналлитовая порода; 9 — твердая соль; 10 — средний и нижний цехштейн

месторождения, по П. С. Андрееву (1964), может быть схематически подразделена на несколько порядков. К III порядку автор относит основные брахиантиклинальные структуры. Далее им выделяются складки IV порядка, имеющие длину от 400 до 1600 м, ширину 200—1000 м, вертикальный размах 20—50 м и углы падения крыльев 2—7°. Складки V порядка усложняют крылья складок IV порядка; их ширина 40—150 м, амплитуда 5—10 м и углы падения крыльев от 2—4 до 8—10°. Складки VI порядка развиты на складках V порядка. Ширина их 10—40 м, высота 1,5—3 м, падение крыльев под углами от 5—8 до 25—35°. Выделяется складчатость еще более высоких порядков, переходящая в гофрировку и пloyчатость, нарушающую отдельные слои и прослои пород. На площади Соликамского рудника в сильвинитовом горизонте установлена сложная лежащая складка подстилающей каменной соли, зажата между пластами сильвинита, которые интенсивно дислоцированы, местами пережаты, разорваны или, наоборот, значительно утолщены против седиментационной мощности. Протяжение складки более 1 км, вертикальная мощность соляной пачки до 60—65 м. Площадь,

в пределах которой пласты калийных солей *Кр. II, АБ и В* полностью или частично выжаты, составляет около 0,3 км<sup>2</sup>.

Рассмотренные проявления внутрiformационных тектонических нарушений в соляных месторождениях относятся к пластическим дислокациям, не осложненным разрывами сплошности слоев. Эти нарушения разного масштаба и типа наблюдаются в тех залежах или комплексах соленосных отложений, которые представлены различными по своим физическим и механическим свойствам породами, чередующимися в разрезе. Такими породами могут быть как соляные, так и более жесткие терригенные, карбонатно-терригенные, карбонатные, ангидритовые и другие породы.

В пластах карналлитовой породы, которая сама вследствие тектонических напряжений обычно имеет брекчиевидную текстуру (по немецким авторам — *Trümmercalcinit*), часто наблюдаются глыбы и куски каменной соли, сильвинита (на Верхнекамском месторождении пестрой его разновидности), хартзальца, соленосных глин и др. Слои и прослои этих

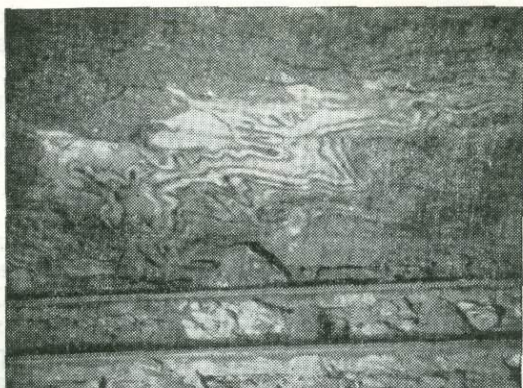


Рис. 85. Складки в каменной соли, подстилающей пласт сильвинита *Кр. II* на Верхнекамском месторождении

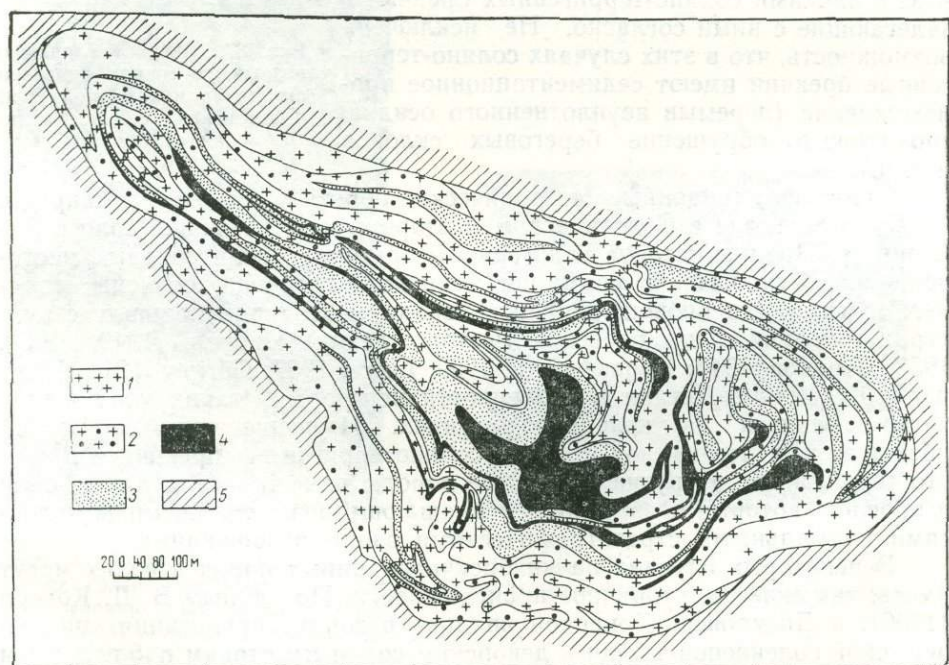


Рис. 86. Стратиграфо-литологическая схема Солотвинской соляной структуры на уровне среза +78 м (по данным В. И. Залесского и А. Ф. и Н. И. Елизаровых, 1957 г.):

1 — каменная соль чистая, белая; 2 — каменная соль с небольшой примесью глинистого материала; 3 — каменная соль глинистая; 4 — соленосные глины и алевролиты; 5 — вмещающие соляную залежь породы — глины, мергели, песчаники

пород, несколько отличающихся по своим механическим свойствам от карналлитовой породы, в процессе складкообразования разламывались, дробились, разрывались и фрагменты их перемешались в массе карналлитовой породы, которая приобрела брекчиевидное строение.

Еще отчетливее подобные послойные дисгармонические дислокации проявляются в тех случаях, когда тектонически нарушенные соляные залежи содержат пачки и слои терригенных, карбонатно-глинистых пород, прослой ангидрита. Эти породы, как более жесткие, реагировали на тектоническое давление иначе, чем вмещающая их соль, скорость их деформации запаздывала по сравнению со скоростью деформации пластичной соли, поэтому они не только сминались в складки, но и дробились и разрывались на части, тогда как соль испытывала в подавляющем большинстве случаев лишь пластические деформации.

Дробление, разрывы, разломы, разлинзование и дислокации типа будинажа захватывают как отдельные тонкие слои и прослой (рис. 87), так и целые пачки. В результате создаются зоны и целые толщи терригенно-соляных брекчий типа «зубера» в Предкарпатских соляных месторождениях или хазельгебирге в Альпийских соляных штоках (рис. 88, 89, 90, 91).

В таких соленосных толщах нередко наблюдаются пачки и слои каменной соли с совершенно ненарушенной текстурой, содержащие тонкие прослой глин, чередующиеся в разрезе с пачками соляно-терригенных брекчий и залегающие с ними согласно. Не исключена возможность, что в этих случаях соляно-терригенные брекчии имеют седиментационное происхождение (перемыв неуплотненного осадка, сползание и обрушение береговых склонов и т. п.).

Внутриформационные тектонические брекчии известны широко. Они наблюдаются в Солотвинском месторождении каменной соли в Закарпатье, Предкарпатской галогенной формации, Цехштейновых месторождениях, галогенной формации Рейнского грабена, девонских соляных куполах Днепровско-Донецкой впадины, солянокупольных структурах Румынии, Ишимбаевском месторождении (Иванов, 1949, 1950, 1953; Страхов, 1947; Кореневский, 1959; Lotze, 1957; Gorgey, 1914; Wagner, 1916, 1955). Детали и особенности некоторых таких нарушений четко отражены на указанных рисунках. Изучение этих нарушений убеждает в тектонической природе солянотерригенных брекчий и в том, что терригенные и другие несоляные породы ранее слагали пачки, слои и прослой, которые связывались с вмещающими их соляными комплексами нормальными стратиграфическими взаимоотношениями.

В некоторых случаях пачки брекчированных пород в солях могут иметь, так сказать, вторичное происхождение. По данным В. Д. Когана (1966), в Днепровско-Донецкой впадине в зонах прилегания нижнепермской соленосной толщи к девонским соляным штокам наблюдаются послойно распределяющиеся обломки разнообразного размера диабазов, спилитов, аркозовых песчаников, аргиллитов, известняка, ангидрита и других пород. Слои, содержащие эти обломки, выклиниваются на расстоянии до 1,5—2 км от штока. Образовались обломки при размыве девонской соленосной толщи во время отложения пермских галогенных осадков. Штоки росли, по мнению В. Д. Когана, конседимента-



Рис. 87. Мелкие складки с разрывами тонких прослоев ангидрита в каменной соли (Эльтонская солянокупольная структура)

ционно и их рост «сопровождался образованием подводно-делювиального шлейфа, продуктом которого являются специфические брекчиевидные песчаники и гравелиты».

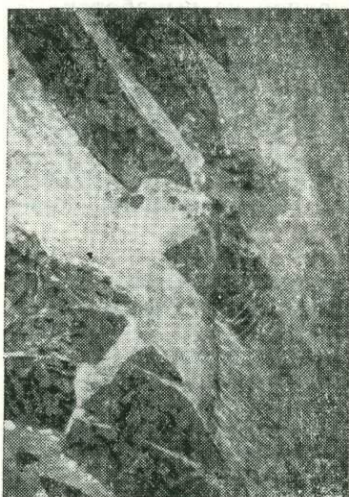


Рис. 88. Разрывы и брекчирование слоев соленосных мергелей в толще каменной соли (Солотвинский рудник)

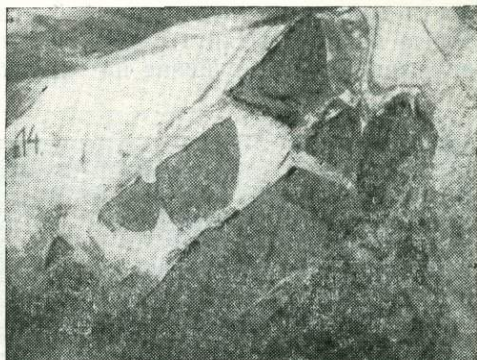


Рис. 89. Разрывы и брекчирование слоев соленосных мергелей в толще каменной соли (Солотвинский рудник)

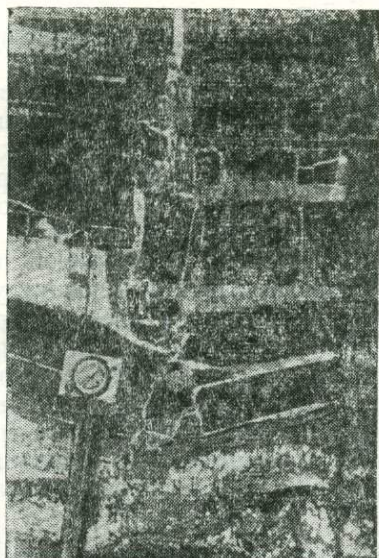


Рис. 90. Разрывы и брекчирование слоев соленосных мергелей верхней маркирующей пачки в горизонте подстилающей каменной соли Верхнекамского месторождения (фото Я. Я. Яржемского)



Рис. 91. Соленосная глинисто-песчанико-мергельная брекчия (Предкарпатье)

Возможность наличия брекчированных пород необходимо учитывать при разведке бурением тектонически нарушенных соляных месторождений. При документации керна отдельные куски и обломки пород легко могут быть приняты за самостоятельные слои и прослои и, следо-

вательно, возможно получение искаженного против действительного стратиграфического разреза залежи.

В некоторых, вероятно, немногочисленных случаях разрывы сплошности слоев наблюдаются в соляных породах. Исключительный интерес в этом отношении представляет нарушение в одной из выработок Гольинского калийного рудника в Предкарпатье (рис. 92). Здесь вскрыто крыло антиклинальной складки, падающее на юго-восток под углом 60—70°. Тремя разрывами ступенчатого характера залежь расчленена на ряд надвинутых друг на друга блоков. Слои, прилегающие к поверхности волочения, несколько загнуты в направлении движения, а некоторые из них вытянуты в тонкие прослои и разорваны. Выработка вскрывает это нарушение на протяжении 9 м. Отдельные блоки пере-

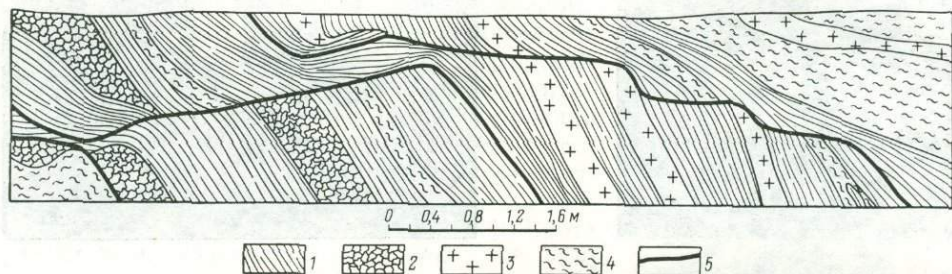


Рис. 92. Стенка квершлага в Гольинском руднике (зарисовка С. М. Корневского): 1 — каолинитовая порода; 2 — лангбейнитовая порода; 3 — каменная соль; 4 — глинистая каменная соль; 5 — поверхности тектонических разрывов

мещены на 2,5—3 м. Новыми горными выработками это нарушение вскрыто в 25—30 м к северо-востоку.

Следует еще сказать о трещиноватости в соленосных отложениях. В некоторых месторождениях это явление распространено весьма широко, приурочиваясь преимущественно к пачкам и слоям более жестких несоляных пород, но иногда трещины наблюдаются и в соляных породах. В ряде соляных месторождений (Верхнекамском, Солотвинском, Предкарпатских, Старобинском) такие трещины заполнены солями — галитом, сильвином, карналлитом, полигалитом и др., имеющими иногда зернистую, но в подавляющем большинстве случаев волокнистую структуру с расположением волокон перпендикулярно к стенкам трещины. Весьма обильное количество трещин-прожилков наблюдается в пачках и слоях карбонатно-глинистой породы соленосной толщи Старобинского месторождения. Мощность прожилков колеблется от долей сантиметра до 10—12 см и более. Характерно, что распространение трещин-прожилков по вертикали, как правило, ограничивается пределами вмещающих их пачек и слоев без проникновения за их почву и кровлю в соседние пачки каменной соли (рис. 93).

На Старобинском месторождении трещины-прожилки карналлита, сильвина и галита, находящиеся в разных соотношениях, широко развиты и в горизонтах калийных солей (Фомина и др., 1965). На одном из участков вентиляционного штрека длиной около 2100 м, пройденном на третьем горизонте, отмечено 49 трещин-прожилков. Их ширина обычно 1—2 см, иногда 4—5 см. Прожилки располагаются почти вертикально с простираанием, близким к меридиональному или широтному. Минералы, заполняющие трещины, имеют волокнистую и зернистую структуры.

Характеристика трещин различного генезиса и масштаба в пластах карналлитового горизонта Верхнекамского месторождения приведена в работе В. А. Вахрамеевой (1959). Отмечаемые В. А. Вахрамеевой яв-

ления кливажа в карналлитовой породе, которые вызывают отслаивание ее по концентрическим поверхностям, наблюдались нами еще в начальные этапы разработки месторождения (Иванов, 1935).

Условия образования прожилков солей во вмещающих их породах довольно часто связывают с кристаллизацией минералов в трещинах из рассолов, проникающих в соляные залежи с поверхности земли. Приведенные выше данные ясно показывают, что трещины не доходят и не доходили ранее до кровли соленосной толщи, следовательно, в них не могли проникать надсоляные воды. Нет также никаких свидетельств,

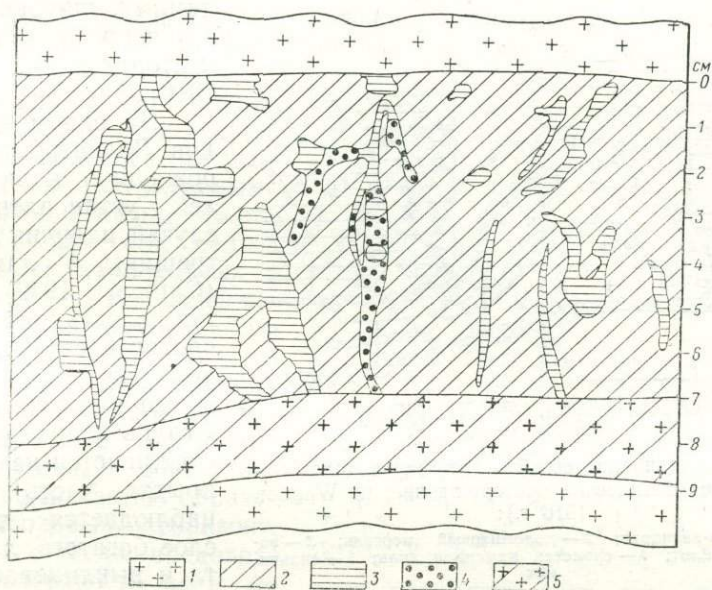


Рис. 93. Прослой галопелита в стволе шахты № 1 Солигорского рудника на глубине 575 м (зарисовка А. П. Протопова, 1962 г.):

1 — каменная соль; 2 — галопелит; 3 — галит; 4 — сильвин; 5 — галопелит, обогащенный галитом

что рассолы поступали в трещины сбоку или снизу. Нам представляется (в частности, это относится к Старобинскому месторождению), что растворы, из которых кристаллизовался галит прожилков, не поступали извне, а находились в погребенном состоянии, пропитывая массы солей и терригенного материала, из которых и отжимались статическим (горным) и динамическим (тектоническим) давлениями в возникавшие трещины в уплотнявшихся и постепенно литифицировавшихся пачках и слоях, сложенных карбонатно-глинистым материалом. В трещины вследствие создававшегося в них пониженного давления проникали из прилегающих пород поровые растворы, из которых в зависимости от их состава кристаллизовалась та или иная соль. Трещины в начале незначительного сечения далее постепенно расширялись силами кристаллизации заполняющей их соли.

Какая-то часть трещин-прожилков соли, неглубоко распространяющихся в слои карбонатно-глинистых пород, могла образоваться еще в стадию накопления осадков в мелководном бассейне. Интересные в этом отношении данные приводит Н. Джемс (James, 1965), отмечающий, что в результате обезвоживания тонкозернистых осадков плейса (мелководные участки бассейна в пустынной области) в штатах Невада и Юта (США) в засушливое время года образуются трещины усыхания шириной до 0,3 м. В 1962—1963 гг. здесь образовались трещины шири-

ной до 1 м и глубиной до 1 м и более. Пересекаясь, трещины образуют полигоны усыхания, размеры которых в поперечнике достигают 50—100 м.

При заполнении таких трещин кристаллизующимися солями образуются их прожилки.

В трещины и разломы, возникающие при тектонике, в слои жестких пород соленосных толщ часто из соседних слоев вдавливаются соль, которая при этом нередко приобретает волокнистую структуру (рис. 94). Это явление наблюдается в Солотвинском месторождении (Иванов, 1950<sub>1</sub>) и, по-видимому, широко распространено в Эльзасском месторождении (Wagner, 1916).

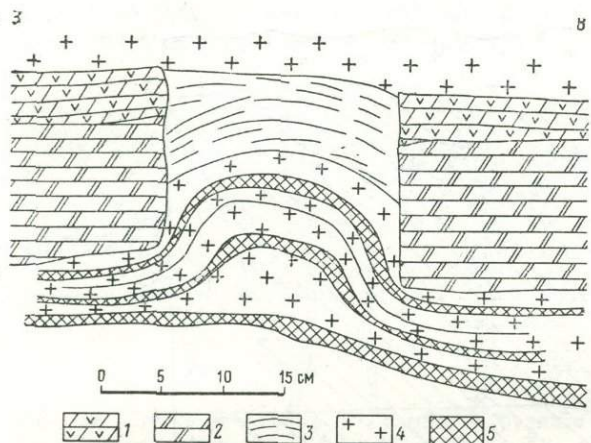


Рис. 94. Выдавливание солей в трещину в доломитовом мергеле (Эльзасское месторождение; по Wagner, 1916 г.):

1 — доломито-ангидрит; 2 — доломитовый мергель; 3 — волокнистый галит; 4 — слонстая каменная соль; 5 — сylvинит

книзу. Очевидно, только лангбейнит обладает достаточной прочностью, чтобы удерживать открытую полость. По мнению автора, трещина имеет тектоническое происхождение.

#### ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ, КАРСТ И ГИПЕРГЕНЕЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МИНЕРАЛЬНЫХ СОЛЕЙ

В постседиментационный период существования ископаемых месторождений минеральных солей, их гидрогеологические условия имеют весьма существенное значение. С воздействием подземных и иногда поверхностных и атмосферных вод связаны не только эпигенетические (гипергенные) изменения и новообразования в соляных залежах, но и выщелачивание, размыв и карстовые процессы, которые нередко вызывают глубокое разрушение солей. Необходимо подчеркнуть, что методы защиты соляных месторождений от обводнения и борьбы с водой при их разработке совершенно иные, чем месторождения других полезных ископаемых, воздействие на которые воды не влечет за собой их легкое растворение. Поэтому выяснение гидрогеологических условий разведываемых соляных месторождений имеет не только научное, но и серьезное практическое значение. При промышленной оценке месторождений эти условия играют не меньшую роль, чем запасы и качество сырья.

Гидрогеологические условия месторождения минеральных солей определяются и контролируются особенностями стратиграфии, литологии и тектоники вмещающих комплексов пород, степенью обводненности, структурой, глубиной и условиями залегания соляной толщи и наличием или отсутствием в контакте с ней водонепроницаемого (водозащитного) горизонта. Особую роль при этом играет практически водоупорность

самих соляных пород при одновременно высокой и легкой растворимости их в соответствующих условиях воздействия вод и агрессивных рассолов. Высокая пластичность большинства соляных пород обуславливает компактность их сложения и делает их практически водонепроницаемыми и невлагоемкими. Поэтому выщелачивание и растворение (подземная эрозия, или суброзия, по терминологии немецких авторов) соляных пород в случае доступа к ним находящихся в движении агрессивных вод происходит преимущественно во внешних частях соляной залежи, если нет путей для проникновения воды и рассолов в более глубокие горизонты.

Подземная эрозия соляной залежи развивается тем интенсивнее, чем менее благоприятны гидрогеологические условия на контакте ее с покрывающими породами.

Такие условия существуют при залегании солей непосредственно под водоносными рыхлыми песчано-галечниковыми отложениями (Илецк, Солотвино и др.) или под свитой трещиноватых карбонатных и терригенных пород, содержащих мощный водоносный горизонт, водоупором для которого служит сама соляная толща (например, Верхнекамское месторождение). В последних случаях, правда, в зоне контакта большей частью образуется рассольный горизонт, в какой-то степени предохраняющий поверхность соли от выщелачивания, но не исключая последнего, так как при движении рассолов, которое почти всегда имеет место, происходит их обновление и разбавление. Кроме того, этот рассольный горизонт, как правило, гидравлически связан с водоносными горизонтами в покровных породах.

Подземная эрозия (суброзия) захватывает прежде всего и легче всего наиболее высоко выжатые части соляной залежи — своды соляных брахиантиклиналей и куполов, гребни складок, высоко выжатые блоки соли (рис. 95). Все эти поднятия постепенно срезаются эрозионной поверхностью, получившей название соляного зеркала (Salzspiegel). Эта поверхность не является горизонтальной и плоской: наблюдаются ее некоторая вогнутость и наклон в направлении главного движения (стока) рассолов и испещренность небольшими возвышенностями, впадинами и другими формами микрорельефа. Глубина залегания соляного зеркала в зависимости от структуры месторождения и его гидрогеологических условий колеблется от немногих метров до 200—250 м и более.

На месторождениях калийных солей, в особенности, когда пласты их падают круто и срезаны поверхностью соляного зеркала, необходимо с возможно большей детальностью буровыми скважинами и геофизическими методами устанавливать глубину залегания и гипсометрию поверхности соляного зеркала. Отсутствие этих данных может вызвать помехи в работе рудника, аварии и даже катастрофические явления. Это наблюдалось, например, на Стебникском руднике при проходке вен-

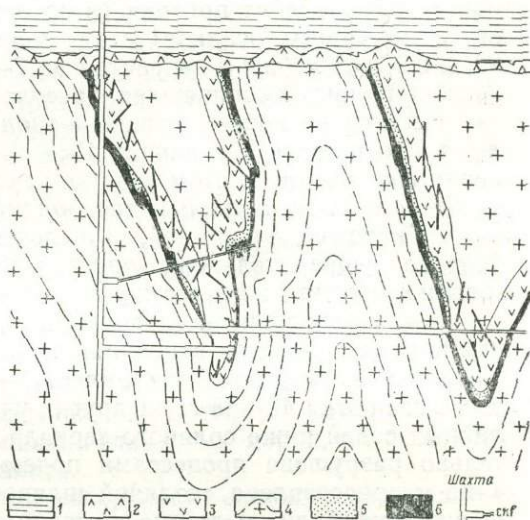


Рис. 95. Разрез соляного штока Штейнфёрд в Среднем Ганновере (по Fulda, 1935 г.):

1 — третичные отложения; 2 — «гипсовая шляпа»; 3 — главный ангидрит; 4 — каменная соль; 5 — серая соленосная глина; 6 — калийные соли

тиляционного квершлага 43/2 в районе шахты «Западная». Здесь по материалам А. А. Унковского, С. С. Козлова и других исследователей, при пересечении квершлагом мощной залежи сернокислых калийных солей (пласт 13-БИС), падающий на северо-восток под углом 55—70°, в высячем боку залежи, на контакте с глинисто-соляной брекчией на стенке кваршлага появилось (18/VI 1960 г.) влажное пятно. Через небольшой промежуток времени в этом месте стал наблюдаться капеж, а затем струйчатое поступление рассола с минерализацией 420—430 г/л, по составу близкого к маточному типу. Рассол имел гидравлическую связь с водами, циркулирующими на уровне соляного зеркала, вследствие чего вскоре началось понижение концентрации рассола и прогрессивное возрастание дебита. В результате принятых мер по ликвидации аварий (возведение перемычек, забутовка и цементация выработки, установка трубы) дебит притока (в основном в зависимости от интенсивности атмосферных осадков) стал меняться, временами снижаясь до 2,5 и 0,2—0,3 м<sup>3</sup>/час и возрастая до 7—12 м<sup>3</sup>/час. В феврале 1963 г. произошел прорыв скопившихся рассолов в количестве 600—700 м<sup>3</sup>.

Несмотря на шестилетний период борьбы с аварией, приток рассолов в квершлаг 43/2 к началу 1968 г. ликвидирован не был. Для заполнения выработки на этом участке закачано более 2000 м<sup>3</sup> цементно-глинистой смеси, но полной гидроизоляции выработки достичь не удалось. Объем карстовых полостей, выщелоченных в соленосной толще, составляет, по предварительному подсчету, 5000 м<sup>3</sup>. На поверхности земли образовались провалы и депрессионные воронки с зоной влияния до 100—150 м.

Как установлено исследованиями, на участке, прилегающем к пункту притока рассолов в кваршлага 43/2, мощность четвертичных песчано-галечных отложений составляет 3—5 м, а «гипсо-глинистой шляпы» до 60 м против 40—45 м на других участках. Верхняя часть залежи калийных солей ниже соляного зеркала до глубины около 80 м значительно разрушена процессами подземного выщелачивания, закарстована и представлена «соляной шляпой», в которой широко развиты шенит, мирабилит и другие вторичные минералы. Мощность «соляной шляпы» достигает 12 м, а явление шенитизации калийных солей прослеживается на глубину до 37—42 м от поверхности соляного зеркала. Эта нарушенная зона, содержащая запасы рассола, гидравлически связанного с рассолоносными горизонтами соляного зеркала и гипсо-глинистой шляпы, и была частично вскрыта квершлагом 43/2.

При формировании соляного зеркала на его поверхности накапливаются остаточные продукты выщелачивания (элювий) соляных и соленосных пород, образующие «шляпы». В зависимости от состава различают «гипсовые, гипсо-глинистые, гипсо-карбонатные, гипсо-песчаниковые и другие шляпы». Близок к «гипсовой шляпе» кепрок, представляющий кальцито (известняково-)ангидрито-гипсовый покров на многих солянокупольных структурах области Гольфа в США, хотя, по мнению ряда американских геологов, генезис этого образования иной. Кепрок рассматривают как нормальную осадочную породу, связанную с соляной толщей стратиграфически.

«Гипсовые шляпы», как правило, сильно закарстованы, пронизаны глубокими, достигающими уровня соляного зеркала трещинами, содержат различные полости и пустоты и вследствие всего этого являются высоководонасыщенными. Инфильтрующиеся через гипсовую толщу воды во многих соляных структурах образуют на уровне соляного зеркала горизонт насыщенных рассолов, которые при наличии соответствующего базиса эрозии могут выходить на поверхность в виде многочисленных соляных источников.

Мощности «гипсовых шляп» весьма различны и колеблются от немногих метров до 200—300 м. Большие мощности «гипсовых шляп» наблюдаются на соляных структурах ГДР и ФРГ, где они формируются

в основном за счет горизонта главного ангидрита (см. рис. 82, 84). На Верхнекамском месторождении мощность «гипсовой шляпы» на вершинах брахантиклинальных структур колеблется от 10—15 до 75 м (см. рис. 79, скв. 100). На большинстве диапировых солянокупольных структур Прикаспийской синеклизы присутствует «гипсовая шляпа», мощность которой колеблется от 2—3 десятков метров до 200 м и более. Наибольшей мощности это образование достигает на Челкарской структуре, где разрез «шляпы» подразделен на три пачки: нижнюю — преимущественно гипсовую с прослоями ангидрита, известняка, глин, алевролитов и песчаников общей мощностью 75—140 м; среднюю — сложенную преимущественно ангидритом с прослоями гипса и известняка общей мощностью 20—90 м и верхнюю — гипсовую с прослоями глины и известняка общей мощностью 20—60 м (Корневский и Воронова, 1966). На Индерской структуре мощность «гипсовой шляпы» 50—60 м.

При выщелачивании соленосных отложений с большим содержанием глинистого материала, наличием прослоев карбонатно-глинистых и песчаных пород образуются «гипсо-глинистые шляпы», широко распространенные на месторождениях Предкарпатского прогиба и на соляных структурах Закарпатья. На участках, где эти образования сложены преимущественно глинистым материалом, содержащим не более 10—15% гипса, они представляют довольно хороший водозащитный горизонт в кровле соляного тела, который, конечно, полностью не исключает возможность проникновения к соляному зеркалу вод из вышележащего водонасыщенного песчано-галечникового горизонта. Мощности «гипсо-глинистых шляп» в Предкарпатье колеблются от нескольких метров до 100 м и более. В Солотвинском месторождении каменной соли «гипсо-глинистая шляпа» носит название «палаг». Мощность ее от 2—3 десятков сантиметров до 10—15 и 20 м. Увеличение мощности «палага» наблюдается на тех участках, где в толще каменной соли имеются обильные прослои карбонатно-глинистых пород, за счет которых в основном и образуется «палаг».

На месторождениях, в которых поверхность соляного зеркала срезает пласты калийных солей или достигает уровня их залегания, воды и рассолы, проникающие к ним по капиллярным трещинам и карстовым ходам из вышележащих отложений, обуславливают развитие процессов гипергенеза и метаморфизацию первичного минерального состава солей с образованием «соляных шляп». Их состав, строение и мощность зависят от природы первичных солей и условий их залегания, химического состава воздействующих растворов, их концентрации и температуры.

На Верхнекамском месторождении в верхних горизонтах ряда наиболее значительных соляных поднятий, срезанных соляным зеркалом, за счет карналлитовой породы образовалась «сильвинитовая шляпа». На этих поднятиях в переходном мергельно-соляном горизонте пласты каменной соли выщелочены, а мощность горизонта покровной каменной соли вследствие подземной эрозии сокращена до 0,7—0,5 м или он совсем отсутствует (в ряде разрезов стволов шахт по годовым слоям можно отчетливо установить срезанность кровли первого сверху пласта каменной соли в переходном горизонте). Мощность «сильвинитовой шляпы» вместе с промежуточными пластами каменной соли колеблется от долей метра до 30—32 м. «Шляпа» захватывает ряд пластов карналлитовой породы. «Сильвинитовая шляпа», возможно, имеется и на Верхнепечорском месторождении.

На соляных структурах ГДР и ФРГ за счет карналлита, содержащего кизерит, образуется «каинитовая шляпа», которая широко распространена в пределах Стассфуртской антиклинали. Она встречена на калийных рудниках Ашерслебен, Вильгельмсгалль, Гедвигбург, Финненбург. При продолжительном воздействии рассолов на каинит в «каи-

нитовой шляпе» образуются шёнит и эпсомит. Иногда встречается астраханит, образующийся за счет кизерита и галита (Fulda, 1935). «Каинитовая шляпа» распространяется на 50—100 м по падению крыла структуры, выходя по восстанью к соляному зеркалу.

В Предкарпатских месторождениях (Стебникское, Калуш-Голыньское и др.) на некоторых участках установлено распространение «соляной шляпы» сложного состава, содержащей такие эпигенетические минералы, как мирабилит, шёнит, глазерит, астраханит. Эти минералы проявляются здесь в различных парагенезисах и пропорциях вместе с галитом, глинистым материалом и остаточными количествами кизерита, полигалита, лангбейнита и образуют «шляпы» различного состава. Мощности их колеблются от нескольких метров до 20 м. Полигалит в зоне гипергенеза подобно ангидриту переходит в гипс.

На Индерской солянокупольной структуре в каменной соли на 1—3 м ниже соляного зеркала отмечаются каверны выщелачивания, заполненные несцементированными крупными кристаллами галита. В местах подхода к соляному зеркалу крутопадающих пластов калийных солей (карналлитовых, каинитовых, полигалитовых) наблюдается образование сильвинитовой и иногда глазеритовой «шляпы». Из них последняя на одном из участков имеет мощность около 8 м. Содержание глазерита в верхнем метровом слое достигает 78% при 13% галита и 3% ангидрита. С углублением в соленосную толщу содержание глазерита падает, а содержание сильвина возрастает (Волков, 1937; Скробов, 1964).

Непосредственная связь «соляных шляп» с водоносными гипсовыми шляпами и вышележащими отложениями создает большую опасность при проходке в них подземных горных выработок. Несколько калийных рудников на территории довоенной Германии были затоплены из-за разработки более высокосортных солей «каинитовой шляпы». В настоящее время разработка солей в зоне «шляп» запрещена.

Под влиянием атмосферной рудничной влаги и вентиляционного воздуха в сульфатных калийных солях происходит процесс шёнитизации лангбейнита и каинита, гидратация кизерита и переход его в эпсомит, гидратация ангидрита и полигалита и переход их в гипс. В результате этого стенки подземных горных выработок покрываются своеобразной корой выветривания. Такое явление широко наблюдается в калийных рудниках Предкарпатя.

К типу «соляных шляп» могут быть отнесены также коры выветривания континентальных месторождений сульфата натрия межгорных впадин Тянь-Шаня. По данным В. Н. Щербины (1956), на глауберитовых породах при разложении глауберита ограниченным количеством грунтовой или атмосферной воды происходит образование мирабилита, который цементирует мелкие кристаллы гипса и карбонатно-глинистый материал. В результате образуется плотная гипсо-мирабилитовая масса, которая в виде корки покрывает неизмененные глауберитовые породы. Переход между ними постепенный. Гипсо-мирабилитовая кора выветривания имеет мощность от нескольких миллиметров и сантиметров на крутых склонах массивов до 10—25 м на пологих участках. При разложении глауберита избыточным количеством воды или небольшим количеством часто сменяемой воды образуется гипсовая кора выветривания («шляпа») глауберитовых месторождений.

Тенардит на поверхностных выходах также подвергается выветриванию (гидратации) и превращается в мирабилит. «Глинисто-мирабилитовая» или чисто «мирабилитовая шляпа» покрывает залежи тенардитовой породы. От «гипсо-мирабилитовых шляп», образующихся при выветривании глауберитовых пород, мирабилитовые продукты выветривания тенардитовых пород отличаются абсолютным преобладанием сульфата натрия и отсутствием или очень малым содержанием сульфата кальция. Превращение тенардита в мирабилит ограничивается

глубиной в несколько метров, но вдоль трещин этот процесс прослеживается иногда на значительную глубину.

Карст и процессы гипергенеза, затрагивающие верхние, высоко выжатые части соляных залежей, могут развиваться и в более глубоких горизонтах соляных залежей, если имеются пути проникновения в эти горизонты вод и рассолов. Такими путями могут служить карстовые трещины и капиллярные ходы в выветрелых солях (а в крутопадающих залежах — также прослойки слабо сцементированных солей, солей, содержащих примесь ангидрита и глинистого материала), слои трещиноватого и кавернозного ангидрита, зоны внутриформационных брек-

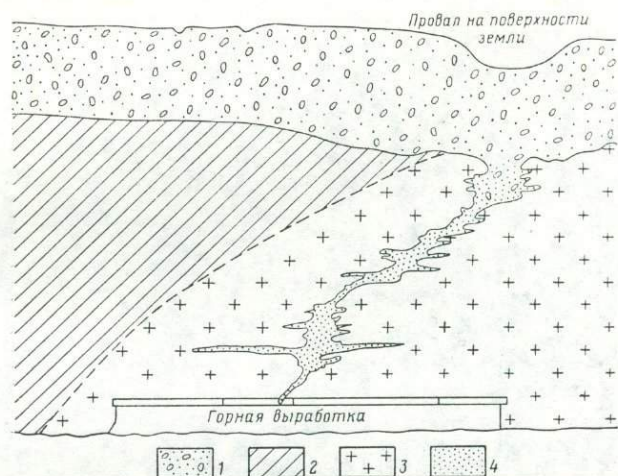


Рис. 96. Схема развития карста в каменной соли:  
 1 — водоносные пески и галечники; 2 — боковые (вмещающие соли) породы; 3 — каменная соль; 4 — карстовые каналы, заполненные песком и рассолом

чий. Недостаточно концентрированные и потому агрессивные растворы, проникающие в эти образования с контактовой зоны (из вмещающих пород), растворяют стенки полостей и активизируют карстовый процесс только в начальный этап. В дальнейшем же высококонцентрированные рассолы теряют свою агрессивность и могут находиться в толще солей в законсервированном состоянии неопределенно долгое время. Соли, кристаллизующиеся при изменении условий, даже залечивают трещины и карстовые полости.

Иные условия создаются при возникновении циркуляции и более или менее свободной утечки (разгрузки) рассолов из их вмещалищ. В этих случаях на место уходящих рассолов из покровных или вмещающих пород будут поступать менее концентрированные соляные растворы, постепенно еще более опресняющиеся, которые будут размывать и разрушать полости. В результате как внутри соляной залежи, так и на ее поверхности начинается прогрессирующее развитие соляного карста.

Данные условия возникают в тех случаях, когда полости, вмещающие и проводящие рассолы и воды, вскрываются, например, подземными горными выработками или пререзаются какими-либо образованиями на поверхности земли. При этом создается местный, более низкий базис дренажа, к которому и устремляются рассолы и воды, заключенные в соляных толщах (рис. 96). Обновление карстовых рассолов происходит и в тех случаях, когда рассолы, обладая значительным напором, выходят на поверхность земли в виде соляных источников или вскрываются искусственно.

Во многих случаях соляные источники выносят в растворе огромные количества соли. По данным Г. В. Короткевича (1967), соляной источник Горький Ерик на оз. Баскунчак летом 1952 г. выносил в сутки 4080 т NaCl. Соляные источники соляных массивов Южно-Таджикской депрессии выносят в бассейн р. Ях-су около 4,6 млн. т NaCl в год. В Кемпендйском районе соляные источники выносят ежегодно 3—4 млн. т NaCl. На Индерской структуре соляные источники выносят в прилегающее к ней соляное озеро до 200 тыс. т соли в год.

Все это обуславливает размыв и карстование поверхности соляного массива. Активность процесса может быть весьма значительной. Напри-

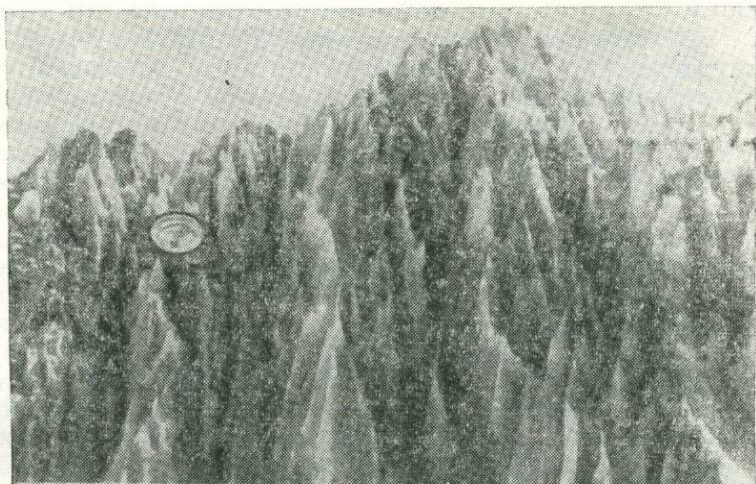


Рис. 97. Карры на обнаженной поверхности массива каменной соли (Солотвинское месторождение, фото Г. В. Короткевича)

мер, скорость понижения поверхности Индерского соляного массива составляет в среднем 0,37 мм/год, а Баскунчакского — 3,25 мм/год (Короткевич, 1967).

Древний или обновленный соляной карст наблюдается на большинстве ископаемых соляных месторождений, причем в зависимости от глубины залегания соляной толщи и структуры месторождения его можно наблюдать как на поверхности земли, так и на глубине 200—300 м. Соляные залежи, обнажающиеся на поверхности земли, в любых климатических условиях подвержены растворению и выщелачиванию. В результате в них развивается карст самой разнообразной формы, масштаба и глубины, начиная от мелких и острых гребешков, шипов, борозд (карр) и до глубоких колодцев, пещер, ущелий (рис. 97, 98). Поверхностный соляной карст широко проявляется на соляных структурах Узбекистана, Таджикистана и Казахстана (Ходжа-Икан, Ходжа-Мумын и Ходжа-Сартис, Кызыл-Джар, Чуль-Адыр и др.), на Илецком, Солотвинском, Чапчачинском, Нордвикском, Кемпендйском и других месторождениях, на солянокупольной структуре Сланик в Румынии, на соляных штоках Ирана, Испании.

При разведке соляных месторождений древний соляной карст обнаруживается по провалам бурового инструмента, которые иногда достигают нескольких метров. При эксплуатации соляных месторождений карст вскрывается горными выработками. Редко он бывает сухой или залеченный выкристаллизовавшимися солями, большей же частью из карстовых образований в горную выработку поступают рассолы и соленые воды. Притоки их, как бы ни были незначительны в начале своего появления, в дальнейшем прогрессивно возрастают и нередко вызывают

обрушение кровли выработки, образование глубоких провалов на поверхности земли, затопление рудника и другие катастрофические явления.

С развитием соляного карста приходится бороться на многих соляных рудниках. С ним же связана гибель ряда рудников, разрабатывавших месторождения каменной соли и калийных солей.

На Илецком солянокупольном месторождении, где свод соляного тела покрыт лишь маломощным (5—6 м) слоем песчаных отложений, соляной карст вызвал гибель так называемой Старой камеры, почвоуступная разработка которой была начата в 1885 г. и достигла глубины 100 м при длине камеры 248 м и ширине 25 м. В кровле камеры был оставлен целик соли мощностью 30—35 м. Уже в самом начале разработок в кровле западной части камеры возник незначительный капез соленой воды и вынос песка. Впоследствии приток постепенно увеличивался. Такое положение сохранялось почти 35 лет — до 1919 г., когда на этом участке произошло катастрофическое обрушение кровли камеры и в нее было внесено около 2 тыс. м<sup>3</sup> песка с водой, а на поверхности земли образовалась воронка диаметром около 20 м и глубиной до 15 м. Работы в камере были прекращены. Процесс ее затопления и заполнения песком продолжался вплоть до 1950 г., когда Старая камера перестала существовать, а на поверхности земли над первым провалом образовалось озеро глубиной до 40 м и диаметром более 100 м.

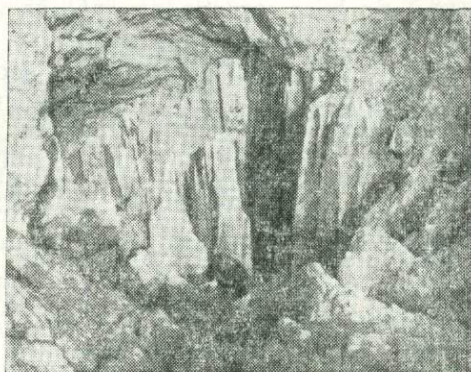


Рис. 98. Карстовый колодец в массиве каменной соли (Солотвинское месторождение)

После гибели Старой камеры добыча каменной соли Илецким рудником была начата на новом поле, расположенном к югу от Старой камеры, причем над горизонтом разработок был оставлен целик соли мощностью 75—80 м. Однако это не избавило рудник от борьбы с рассолами и водой. Отрицательную роль здесь играет крутое (75—80°) падение соли и наличие в ее толще слоев кавернозного ангидрита и слабоцементированной глинистой соли, которые служат рассоло- и водопроводящими путями. В ряде разрабатываемых камер с их кровли просачивается рассол, образуя местами обильный «дождь». В одной из камер в 1937 г. произошел прорыв рассола из кавернозного соляно-ангидритового слоя, когда он был вскрыт скважинами при бурении шпуров. Приток рассола составлял до 20 м<sup>3</sup>/час. Вначале он имел предельную концентрацию солей, но вскоре началось ее понижение, что несомненно указывало на связь очагов рассола с поверхностными водами. Ликвидация прорыва в рудник рассолов и воды потребовала значительной затраты времени, усилий и средств. На поверхности земли на этом участке образовались карстовые провалы.

Значительную борьбу с притоками рассолов и вод приходится вести Солотвинскому соляному руднику в Закарпатье. Солотвинское месторождение каменной соли миоценового возраста представляет брахиантиклинальную складку с северо-западным простираанием оси. Соляное ядро круто выжато вверх и по диапировому контакту внедрено во вмещающие породы. Слои каменной соли падают под углом 65—85° и более. На вершине соляного ядра (на соляном зеркале) располагается слой аллювиальных водонасыщенных песков и галечников мощностью от 10 до 35 м и более.

Промышленное освоение этого месторождения началось в конце 70-х годов XVIII столетия. (По имеющимся сведениям соль здесь добывалась еще во времена Римской империи).

Пять соляных рудников, эксплуатировавших месторождение с конца XVIII до конца XIX столетия, в разное время погибли вследствие прорыва в подземные горные выработки вод, их затопления и обрушения кровли. В последние 150—160 лет месторождение эксплуатировалось двумя рудниками, из которых один погиб в 1958 г.

Основной начальной причиной гибели солотвинских соляных рудников, как и Старой камеры Илецкого рудника, следует считать разработку месторождения на недостаточной глубине с оставлением в кровле камер (проходившихся почвоуступным методом) маломощного целика каменной соли (25—30 и до 50—55 м), который при наличии в соли трещин, карстовых полостей и глинистых прослоев и крутом падении слоев не мог исключить возможность поступления в выработки рассолов и вод. Кроме того, принятая на рудниках система дренажных и водоотливных выработок способствовала проникновению агрессивных рассолов на все большую глубину и активному развитию соляного карста вплоть до кровли эксплуатационных камер. Поэтому гибель рудников предопределялась уже самой системой эксплуатации месторождения. Эти же обстоятельства были причиной гибели одного из рудников в 1958 г.; на угрожающее положение его мы указывали еще в 1946 г. при изучении геологии Солотвинского месторождения. Приток соленых вод в рудник уже тогда был значительным.

В связи с развитием соляного карста на площади Солотвинского месторождения активно проявляются разнообразные формы поверхностного карста в виде карр, понор, колодцев, воронок, пещер в обнажающихся массивах соли и различных понижений, воронок, провалов и просадок на участках, где поверхность соли покрыта слоем песчано-галечниковых отложений (Иванов и Корневский, 1953; Короткевич, 1964).

Значительное число примеров губительного действия подземных и поверхностных вод на месторождениях минеральных солей известно в практике разработки калийных солей в довоенной Германии. За период 70-летней эксплуатации калийных месторождений в довоенной Германии погибла вследствие прорыва рассолов и вод 81 шахта из общего числа 254. Последний случай затопления относится к 1939 г. Причиной этого служили как несоблюдение необходимых правил предосторожности при эксплуатации месторождений, так и недостаточное знание их геологических и гидрогеологических условий (Baumert, 1927; Кох, 1932).

Основные водоносные горизонты в цехштейновых месторождениях приурочены к «гипсовой шляпе», трещиноватому главному ангидриту, отложениям пестрого песчаника и раковинного известняка и четвертичным образованиям. Вскрытие этих горизонтов горными выработками или пройденными из них буровыми скважинами нередко влекло за собой поступление в рудник рассолов и вод. В одних случаях притоки обладали небольшим или незначительным дебитом и не изменялись годами, в других случаях через какой-то промежуток времени дебиты притока возрастали до угрожающих размеров и, наконец, в третьих — имели место внезапные весьма стремительные и катастрофические вторжения рассолов и вод.

На руднике Леопольдсгалль из главного ангидрита вследствие обрушения кровли выработки, пройденной в «каинитовой шляпе», появился приток магниезиального рассола с дебитом около 30 л/м. В течение 22 лет рассол откачивался на поверхность, причем дебит притока из года в год увеличивался, а концентрация рассола понижалась. Рудник был затоплен при дебите притока 10,4 м<sup>3</sup>/мин.

Рудник Ассе I был затоплен в течение 9 дней. Между тем дело началось с того, что примерно за год ранее одна из разведочных скважин дала незначительный приток рассола.

Рудники Вестергелън I и II после 19-летнего периода эксплуатации были затоплены в 10 дней рассолами и водами, внезапно прорвавшимися через сбросовую трещину в «каинитовой шляпе». Дебит притока достигал  $6 \text{ м}^3/\text{мин}$ .

Рудник Ашерслебен III после 7-летней эксплуатации был затоплен в течение суток рассолами и водами, прорвавшимися через буровую скважину, пройденную в кровле каинитовой залежи.

К одной из наиболее значительных катастроф относится прорыв воды в рудник Финенбург, происшедший в мае 1930 г. При этой катастрофе погибли три шахты рудника со всем оборудованием, машинами, надшахтными и рудничными постройками, фабричные и жилые здания. Катастрофа произошла в течение всего нескольких часов (Кох, 1932). Этот рудник был расположен на крутой соляной брахиантиклинальной складке, на северном крыле которой соляное тело имело ненормальный диапировый контакт с отложениями верхнего пестрого песчаника. Свод структуры был срезан соляным зеркалом, выше которого располагалась «гипсовая шляпа», а ниже — «каинитовая шляпа». Внутреннее строение соляной толщи сложное (см. рис. 83). Уже в самом начале эксплуатации работ на Финенбургском месторождении несколькими квершлагами был вскрыт пестрый песчаник, но никаких притоков рассола или воды не было. Притоки с дебитом до  $5 \text{ л/м}$  появились в 1888 г., когда в этой зоне приступили к разработке «каинитовой шляпы». В начале мая 1930 г. (т. е. спустя более 40 лет после вскрытия рассола) дебит притока увеличился до  $89 \text{ л/м}$  и держался на таком уровне 15 дней, после чего началось прогрессирующее его увеличение вплоть до катастрофического вторжения в рудник воды вместе со шламом пестрого песчаника. Вода и шлам стремительно (вся авария произошла в течение нескольких часов) проникали на все более и более глубокие горизонты рудника, затопляя и разрушая выработки. Через 12 ч после начала аварии на поверхности земли стали образовываться и развиваться провалы, воронки, большие обвалы. На месте одного из стволов шахт образовалась воронка глубиной более 200 м и объемом  $45\,000 \text{ м}^3$ .

По заключению Коха (1932), причиной аварии на руднике Финенбург явились разработка «каинитовой шляпы» и вскрытие при этом водоносного пестрого песчаника, который был значительно разрушен процессами выветривания. Шлам пестрого песчаника постепенно вымывался водой и сносился в горные выработки. Прогрессивное развитие этого процесса вызвало образование в толще пестрого песчаника огромных каверн, заполненных водой и шламом, прорвавшихся в конце концов в горные выработки. Обрушения в образовавшиеся пустоты вышележащих слоев пород вызвали провалы на земной поверхности.

На Березниковском калийном руднике из-за недостаточного выполнения правил гидроизоляции соляной толщи от покрывающих ее весьма водонасыщенных пород произошел прорыв вод в ствол шахты № 4. Максимальный приток составил  $10,8 \text{ м}^3/\text{час}$ . Прорвавшиеся воды карстовали и выщелачивали соли переходной толщи, покровной каменной соли и верхней части карналлитового горизонта общей мощностью  $56,3 \text{ м}$ . Объем карстовых полостей достиг  $103\text{—}327 \text{ м}^3$ . Авария была ликвидирована закачиванием в затюбинговое пространство цементного раствора, общий расход которого составил  $590 \text{ м}^3$  (Бельтюков, Голубев, 1966).

Воздействие подземных и поверхностных вод на соляные залежи в некоторых случаях бывает настолько значительным, что приводит

к глубокому, иногда почти полному выщелачиванию и размыву солей на больших площадях.

Такое явление наблюдается на участке так называемого Дуринского прогиба на площади Верхнекамского месторождения. Здесь выявлена широтная депрессия длиной до 20—25 км и шириной до 4—5 км, выполненная красно- и пестроцветными конгломерато-песчаниковыми отложениями шешминского горизонта уфимского яруса (рис. 99).

Современный структурный план этого участка, характеризующийся комплексом положительных и отрицательных соляных структур, обязан совокупному развитию эндо- и экзогенных процессов, к первым из которых относится конседиментационная и постседиментационная текто-

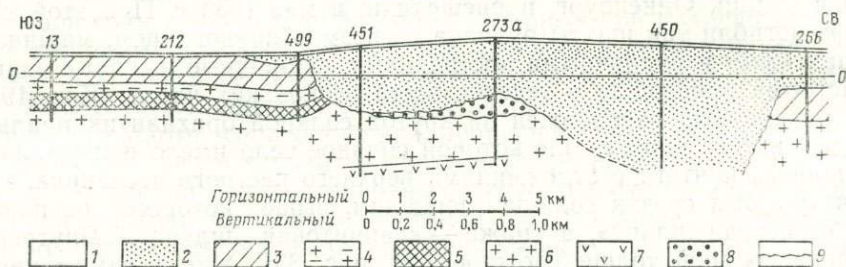


Рис. 99. Геологический разрез Дуринской впадины:

1 — четвертичные отложения; 2 — пестроцветная толща шешминского горизонта; 3 — песчаники, известняки, мергели соликамского горизонта; 4 — переходная толща и покровная каменная соль; 5 — калийные соли; 6 — подстилающая каменная соль; 7 — глинисто-доломито-ангидритовая порода; 8 — соляной карст; 9 — эрозионная поверхность

ника, а ко вторым — явления древнего поверхностного размыва отложений и подземное выщелачивание солей. Формирование соляных поднятий сопровождалось аккумуляцией солей. В центральных частях поднятий мощность соляной толщи увеличена на 200—250 м против нормальной средней. Одновременно и прилегающих к поднятиям участках формировались более или менее глубокие компенсационные впадины. В шешминское время имела место глубинная и боковая (склонов соляных поднятий) эрозия под воздействием впадавшего в бассейн с Урала мощного потока и заполнение впадины обломочным песчано-галечным материалом. Дополнительная моделировка ряда структур обусловлена процессами подземного выщелачивания солей и образованием соляного карста, полости которого заполнялись галькой, песком и обломками пород вышележащих отложений. Эрозия местами достигла большой глубины и захватила соляную толщу до ее нижних пачек, а местами, возможно, и до почвы.

Значительного развития достигают явления подземной эрозии соляных пород на некоторых участках Гаурдак-Кугитангского района (Седлецкий, 1965, 1966). С процессами естественного подземного выщелачивания и карстования соли в условиях относительно неглубокого ее залегания (не более 500 м) в этом районе связаны экзотектонические нарушения. Растворение соли вызвало неравномерное гравитационное опускание надсоляных отложений и образование систем трещин, ограничивающих блоки опусканий (обрушений). Амплитуда вертикальных перемещений по трещинам до 70 м и более, но глубже соляной толщи они не проникают. Протяженность продольных трещин вдоль Кугитангской антиклинали составляет 40 км, а вдоль Гаурдак-Тюбегатангской структуры — до 60 км.

Площади с развитием экзотектонических трещин приурочиваются к пологим западным крыльям антиклинальных складок — Кугитангской, Гаурдакской, Тюбегатангской, в сводах которых обнажаются подсоляные отложения. Выщелачивание и растворение больших масс соли во-

дами руслового потока и водами, аккумулярованными четвертичными отложениями, вызвали образование вдоль подножий этих структур карстово-эрозионных депрессий, которые выполнены четвертичными отложениями и обрушившимся материалом нижнемеловых пород.

Такая депрессия, располагающаяся в восточной краевой части Карлюкского месторождения и отвечающая погребенной слепой пра-долине р. Кугитангдарьи, по заключению М. С. Гуревича, распадается на несколько замкнутых котловин типа карстовых польев длиной до 3,5 км и глубиной до 420 м. В центральной части вреза четвертичными отложениями и обрушенными меловыми породами замещена вся соляная толща и частично гипсо-ангидритовая толща гаурдакской свиты (рис. 100).

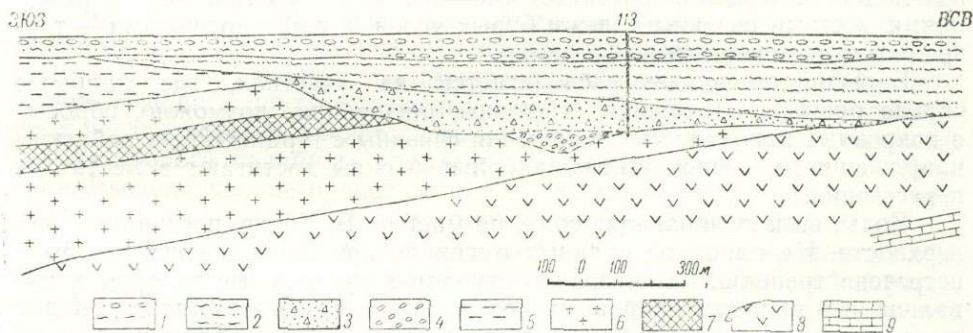


Рис. 100. Схематический геологический разрез северо-восточного участка Карлюкского месторождения в зоне подземного выщелачивания солей (по Г. А. Беленицкой, 1966 г.): Четвертичные отложения: 1 — пролювиальные гравийно-галечные и глинисто-песчаные отложения; 2 — лёссовидные супеси и суглинки с гравийно-галечными прослоями в нижней части; 3 — обрушенные нижнемеловые породы; 4 — конгломераты; 5 — красноцветные глины и алевролиты карабильской свиты (верхняя юра — нижний мел); гаурдакская свита; 6 — соляная толща; 7 — калиеносный горизонт; 8 — ангидритовая толща; 9 — известняки

Образованием, близким к только что охарактеризованному, является так называемый соляной край (Salzhang), представляющий собой наклонную, падающую под углом до 15—20° поверхность выщелачивания, которая срезает полого залегающую соляную толщу в ее краевой зоне. Генезис этого образования немецкие исследователи связывают с воздействием на соляные отложения потока подземных вод. Надсолёносные породы при этом опускаются (проектируются) на выщелоченную поверхность соляного края. Зона выщелачивания на некоторых месторождениях (Франкская впадина, месторождение Верра-Фульда) достигает ширины 3—4 км (Fulda, 1935; Норре, 1960).

Обширные и глубокие зоны выщелачивания (соляной карст) установлены в галогенной формации Прерие в Саскачеванском бассейне (Pearson, 1965). На некоторых локальных участках здесь наблюдается только частичное растворение соли, между тем как в других соль отсутствует полностью. Соляной карст проявляется в виде линейных каньонов, округлых колодцев, приблизительно прямоугольных депрессий. В Саскачеване размер одной из площадей выщелачивания достигает 372 км<sup>2</sup>, другая площадь, известная под названием Regina-Hummingbird, протягивается к югу от г. Реджайна более чем на 160 км. На площадях, где имеет место выщелачивание (карст) каменной соли, наблюдаются брекчи обрушения.

На площади Делаверского бассейна отмечены три участка с максимальным (до 500 м) накоплением рыхлых кайнозойских (верхнетретичных и четвертичных) отложений. На этих же участках установлены минимальные мощности галогенных отложений. В этой связи считается, что столь мощное накопление кайнозойских отложений связано с выще-

лачиванием каменной соли формации Рустлер (Maley, Huffington, 1953).

Подобные же явления наблюдаются на цехштейновом месторождении Верра в ГДР. Они рассмотрены в труде В. Хоппе (Норре, 1950). Автор отмечает, что впадины выщелачивания в солях имеют округлые формы с диаметрами от нескольких сотен метров до многих километров. Наиболее значительная впадина Оберцелла имеет в плане размер  $3,5 \times 4,5$  км. Судя по глубокому опусканию кровли горизонта нижнего пестрого песчаника, максимальное выщелачивание солей достигает по вертикали 150—200 м.

В ряде случаев над наиболее значительными впадинами выщелачивания на поверхности земли также образовались впадины, заполнившиеся третичными и четвертичными отложениями, мощность которых во впадине Оберцелла достигает 140—150 м. С третичными отложениями местами связаны залежи бурых углей, а с четвертичными — торфяники и аллювиальные галечники.

Большинство впадин располагается на участках, где наиболее сильно развиты нарушения (трещины, расщелины, возможно, сбросы) в покровных породах. Эти нарушения связаны с герцинским и рейнским направлениями дислокаций и наибольшей силы достигают в местах их пересечения.

Воды, выщелачивающие соли, по мнению В. Хоппе, поступают с поверхности. На одном из соляных рудников при проходке штрека была встречена трещина, из которой поступали хлорнатровые рассолы и вываливались обломки покровных пород. В ряде пунктов в зоне впадин выходят соляные источники. Встречаются карстовые воронки.

Во всех случаях наблюдается связь между тектоникой и выщелачиванием. Последний процесс начинается после складчатости и происходит до «залечивания» системы трещин и нарушения открытых путей для проникновения и циркуляции вод.

Выщелачивание солей в области Верра, по В. Хоппе, происходило в плиоцене — плейстоцене, а на некоторых участках продолжается и в настоящее время.

С процессами древнего подземного выщелачивания соленосных отложений ряд исследователей связывает особенности строения Старобинского месторождения и закономерности распространения в нем пластов солей.

Как отмечалось, разрез этого месторождения характеризуется частым чередованием пачек и слоев каменной соли (с рядом которых связаны пласты калийных солей) и пачек глинисто-мергелистых пород. В плане в периферических частях площади месторождения соли замещаются глинисто-мергелистыми породами. Это замещение многими исследователями рассматривается как явление фаціальное, происшедшее в первично-седиментационных условиях (Иванов, Левицкий и др., 1961).

По-иному рассматривает его А. Е. Ходьков, который считает, что замещение обусловлено процессами подземного выщелачивания, связанными с формированием в надсоляном комплексе вод атмосферного происхождения. Только восточная и частично северная границы распространения калийных горизонтов определяются их первичноседиментационным выклиниванием внутри соленосной толщи. «На протяжении миллионов лет, в домезозойские периоды, происходило растворение сверху пород в верхней части соленосной толщи. В результате та соленосная толща, которую сегодня мы знаем по данным разведки, есть лишь разрушенная часть первичной соленосной толщи. Верхняя же разрушенная часть, представленная глинисто-мергелистой толщей, является продуктом выщелачивания, соленосной глинисто-мергелистой шляпой, а точнее корой соляного выветривания. . . Процессы выщелачивания про-

текали еще в палеозое и раннем мезозое и современные условия характеризуют угасание гидрогеологической активности, обусловленное мезо-кайнозойским опусканием, увеличением глубин залегания кровли соленосной толщи и уплотнением покрывающих их глинисто-мергелистых пород» (Ходьков, 1964).

При изучении юго-западной краевой зоны распространения второго калийного горизонта Старобинского месторождения были получены данные, трактуемые как свидетельство процессов подземного выщелачивания (Кислик, Лупинович, 1964; Фомина, Кислик, Лупинович, 1966). Резкое сокращение мощности пачек калийных солей на протяжении 30—40 м и переход их в маломощные соли темно-красной каменной соли; уменьшение на протяжении 150—250 м мощности пачки покровной каменной соли от 9—11 м в нормальных разрезах вплоть до выклинивания в краевой зоне; сохранение первичной мощности слоев соленосных глин при одновременном некотором изменении химического состава содержащихся в них солевых компонентов (уменьшение содержания  $KCl$ ,  $MgCl_2$  и  $CaCl_2$  и, наоборот, увеличение содержания  $NaCl$  и  $CaSO_4$ ); появление трещин в слоях соленосных глин — все это, по мнению упомянутых исследователей, свидетельствует о процессах подземного выщелачивания второго калийного горизонта в краевой зоне его распространения. Выщелачивание происходило под действием вод и рассолов, проникавших к соляной залежи из глинисто-мергелистой толщи.

Свидетельством подземного выщелачивания пластов калийных солей и замещения их глинисто-мергелистыми породами ряд исследователей (А. Е. Ходьков, Ю. И. Лупинович, В. З. Кислик и др.) считает также красные железистые пленки и тонкие прослои, которые обнаруживаются в этих породах на уровнях, соответствующих стратиграфическому положению пластов калийных солей. Эти железистые пленки и прослои рассматриваются как образовавшиеся за счет гематитового и гётитового материала, окрашивающего калийные минералы.

Такие же образования в глинисто-мергелистых породах встречены некоторыми скважинами на Верхнекамском месторождении. Они приурочены к тем участкам, где калийные горизонты отсутствуют в связи с подземным выщелачиванием.

В результате эксплуатации соляных месторождений методом подземного выщелачивания с помощью буровых скважин и шахт образуется и активно развивается соляной карст, нередко выражающийся на поверхности земли в виде провалов, воронок, котловин, оседаний почвы и вызывающий обрушение зданий и сооружений, образование карстовых озер. Эти явления развиты довольно широко. С ними ведется борьба в Донбассе (Артемовск, Славянск, Новый Карфаген), в Предкарпатье, Чешире и Нортуиче в Англии и в других районах.

В соляных залежах нередко обнаруживаются скопления так называемых ископаемых рассолов седиментации, которые называют также первичными, маточными и погребенными рассолами (Baumert, 1927; Иванов, 1934, 1953; Fulda, 1939).

Подобляющее большинство исследователей рассматривает эти рассолы как высококонцентрированную маточную рапу древнего солеродного бассейна, сохранившуюся в тех или иных количествах в соляных отложениях. В процессе захоронения и длительного (миллионы лет) пребывания во вмещающих отложениях эти рассолы подвергались катагенетической и диагенетической метаморфизации, частичные выдавливались в горизонты пористых и трещиноватых пород соленосной толщи (ангидриты, доломиты) или в соседние отложения, перемещались во вмещающих слоях. Маточные рассолы могут заполнять полости и каверны, находиться в трещинах и капиллярах, пропитывать соляные породы, заполняя пространства между кристаллами и поры внутри них. При вскрытии рассолов буровыми скважинами и горными выработками

их выделение в одних случаях происходит бурно и внезапно под большим давлением с выбросом рассола в объемах от десятков литров до сотен кубометров и часто сопровождается выделением газов. В других случаях рассолы выделяются спокойно с небольшим или ничтожным дебитом, причем процесс их выделения длится годы и десятки лет без заметных изменений.

Ископаемые рассолы сами по себе не представляют угрозы и опасности для соляного рудника, но в случаях внезапных и значительных выбросов они создают временные помехи в работе. Однако очаги таких рассолов иногда гидравлически связаны посредством карстовых ходов с водоносными горизонтами покровных или вмещающих пород. В этих случаях вслед за выделяющимся рассолом в выработку поступают все менее и менее насыщенные солями воды, которые уже представляют непосредственную угрозу и могут вызвать даже катастрофическое затопление рудника (пример — Илецкий рудник).

В ископаемых соляных толщах встречаются также рассолы постседиментационного выщелачивания разного времени образования, захороненные, как и маточные рассолы, на различных глубинах и заполняющие полости в соляных породах. Рассолы выщелачивания представляют высококонцентрированную рапу.

В табл. 26 приведены примеры химического состава погребенных рассолов ископаемых соляных месторождений.

Условия нахождения и вскрытия рассолов во вмещающих породах в приведенных примерах различные. В Илецком месторождении рассол заполнял небольшую каверну в каменной соли и при вскрытии ее был выброшен в горную выработку. На Верхнекамском месторождении выделения погребенных рассолов происходили преимущественно из кровли пласта сильвинита *Кр. II*. Они вскрывались скважинами, шпурами и выделялись через трещины. Многие выделения рассолов сопровождались выбросами газа. Данные о составе этих рассолов приведены в табл. 26. На Индерском месторождении, по сообщению М. Диарова, рассол заполнял щелеобразную полость в каменной соли вблизи крупного гнезда карналлита и был вскрыт при углубке ствола шахты. На Старобинском месторождении рассол (проба 9) в небольшом количестве (0,4 л) выделился из пачки глинисто-карбонатных пород над покровной каменной солью второго пласта калийных солей (Фомина и др., 1966). Проба 10 относится к рассолу, который, по данным Ю. И. Лупинича, медленно сочился из трещин, заполненных галитом, сильвином и карналлитом в стенке 8-го транспортного штрека, пройденного на третьем калийном горизонте Первого Солигорского рудника.

Следует отметить, что в приведенных примерах были различны не только условия проявления рассолов в недрах соляных толщ, но и разная методика взятия их проб и химических анализов, которая не во всех случаях удовлетворяла требуемой точности (имеются завышенные и неверные определения содержания некоторых элементов, неправильные расчеты анализов и др.).

В целях упорядочения этих данных и установления типов и происхождения рассолов М. Г. Валяшко произвел соответствующие пересчеты анализов и вычисление характерных коэффициентов

$$\frac{\text{Br} \cdot 10^3}{\text{Cl}}; \frac{\text{K}}{\text{Br}}; \frac{\text{K} \cdot 10^3}{\text{Cl}}; \frac{\partial \text{Mg}}{\partial \text{Cl}}; \frac{\partial \text{Na}}{\partial \text{Cl}} \quad (\text{Валяшко, Жеребцова, Садыков, 1966}).$$

К сульфатному типу, по заключению М. Г. Валяшко, относятся только рассолы проб 1, 11 и 12. Все остальные пробы характеризуют хлоридный тип рассолов. Маточные (седиментационные) рассолы представлены пробами 1, 2—7, 11—12, 14—18. Все эти рассолы более или менее сильно метаморфизованы до появления в некоторых случаях значительного содержания  $\text{CaCl}_2$ . Древние рассолы выщелачивания представ-

## Химический состав ископаемых рассолов

№ пробы	Месторождение	Удельный вес	Содержание в г на 100 г рассола								Сухой остаток
			Ca <sup>..</sup>	Mg <sup>..</sup>	K <sup>.</sup>	Na <sup>.</sup>	Cl <sup>'</sup>	Br <sup>'</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>''</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>'s</sup>	
1	Илецкое	1,249	Следы	4,60	1,00	3,20	18,73	0,37	0,38	0,14	28,83
2	Верхнекамское	Не определялся	0,12	2,25	6,19	8,81	26,81	Не определялся	0,26	Не определялся	Нет данных
3	То же	То же	0,32	5,62	2,75	3,94	26,25	То же	Нет		То же
4	" "	1,273	3,19	4,71	2,89	1,91	25,14	1,43	0,02		39,29
5	" "	1,276	4,10	4,12	2,89	1,86	25,20	1,68	0,02	} Не определялся	40,15
6	" "	1,280	3,65	3,02	2,57	1,46	28,19	1,26	0,01		40,20
7	" "	1,272	3,24	4,41	2,19	2,50	24,90	1,34	0,02		38,70
8	Индерское	1,272	0,34	6,19	1,60	0,65	21,01	0,07	0,04	0,02	29,96
9	Старобинское	1,260	4,17	1,04	3,19	3,31	18,51	0,21	0,07	Не определялся	30,50
10	То же	1,311	0,97	10,02	0,28	0,07	31,16	0,29	0,02	0,01	43,05
11	Стебническое	1,289	Следы	6,31	1,52	1,08	19,03	0,38	3,07	Не определялся	31,86
12	То же	Не определялся	0,02	8,75	0,67	1,37	26,13	0,47	3,29	0,10	40,71
13	Гаурдакское	То же	3,18	6,58	1,64	1,12	27,82	0,16	0,01	0,10	41,00
14	Иркутский амфитеатр	1,36	14,62	1,55	1,97	0,09	32,26	0,38	0,01	0,09	50,98
15	То же	1,378	14,79	1,15	2,04	0,79	32,20	0,78	0,01	0,09	51,86
16	" "	1,42	18,39	1,93	1,85	0,30	39,74	0,91	Нет	0,02	63,10
17	Наманинский район	Нет данных	9,81	0,98	0,39	2,48	24,18	0,46	0,06	0,05	38,35
18	Керкитагское	1,383	11,06	5,38	0,29	0,21	36,61	0,17	Нет	Нет	54,66
19	Салайна	1,415	17,77	0,84	2,18	0,41	36,18	0,34	Нет	0,17	57,93

лены пробами: 8 (выщелачивание карналлитовой породы), 9 и 10 (выщелачивание сильвинита и отчасти, может быть, карналлита и даже бишофита), 13 (выщелачивание карналлита), 19 (рассол крайней степени сгущения и метаморфизации); возможно, что этот последний рассол седиментации частично образовался за счет растворения карналлита и бишофита.

Особый интерес представляют хлоридные кальциевые рассолы. Они, как правило, вскрываются на больших глубинах (до 1—3 тыс. м и более), приурочиваясь к хорошо гидрогеологически закрытым структурам.

На Стебникском месторождении выделения маточных рассолов наблюдались и наблюдаются в горных выработках как Старостебникского, так и Новостебникского рудников. Дебит притока измеряется несколькими литрами в сутки. Химический состав рассолов в разных пробах близок между собой. Под № 11 приведен анализ одной из проб рассола, взятых нами в 1940 г. Проба № 12 относится к рассолу, выделяющемуся в настоящее время из горизонтальной скв. 59 на первом горизонте в штреке 2 Новостебникского рудника. По сообщению А. А. Унковского, рассол здесь выделялся под большим давлением (более 45 атм.), но газовых выбросов не было. Дебит выделений 110—240 л/сутки. Скважина закрыта заглушкой. При открытии ее рассол вытекает в количестве 10—15 л, а по истечении некоторого времени наблюдается только слабый капеж.

На Гаурдакском месторождении рассол со значительным напором выделялся из скв. 20 с глубины 558 м из каменной соли, залегающей над нижним пластом сильвинита. Выделение рассола сопровождалось выбросом газа сероводородо-метано-азотного состава (Петров, Чистяков, 1964). На территории Иркутского амфитеатра, в Наманинском (Якутия) и Керкитагском (Туркмения) районах и на месторождении Салайна в штате Мичиган рассолы хлоридного кальциевого состава извлечены буровыми скважинами (Пиннекер, 1966 — пробы 14—15 и 18—19; Басков, 1958 — проба 17). Проба 14 отобрана желонкой в скв. Осинской 1 с глубины 1630—1668 м из пачки доломитов в низах усольской свиты; проба 15 представляет выброс рассола из скв. Тыретской 6 с глубины 1675—1730 м из пачки доломитов в низах усольской свиты; проба 16 взята пробоотборником из скв. Балыхтинской 5 с глубины 1122—1130 м из пачки доломита на контакте бельской и усольской свит; проба 17 взята в скв. Наманинской 2-р с глубины 1310—1663 м из терригенно-карбонатных пород алданского яруса; проба 18 отобрана при фонтанировании рассола с глубины 2908 м из верхнеюрских соленосных отложений; проба 19 взята из самоизливающегося рассола в устье скважины глубиной 2380—2403 м.

Группы хлоридных магниевых и хлоридных кальциевых погребенных рассолов различаются не только по химическому составу (в основном по содержанию Са, Mg и Na) и общей минерализации (которая особенно велика у хлоридных кальциевых рассолов), но и по глубине залегания рассолоносных горизонтов, их мощности и пространственному развитию. В то же время характерно, что внутри каждой из этих групп рассолы близки по своему составу, независимо от возраста соленосных отложений, их структурного положения и вещественного состава. Рассолы первой группы встречаются на различных (в том числе на небольших) глубинах в соответствии с условиями залегания содержащих их соленосных отложений; хлоридные кальциевые рассолы, наоборот, как правило, вскрываются только на глубинах 1000—3000 м и более, характеризующих хорошо гидрогеологически закрытые структуры.

По Е. В. Пиннекеру (1966), при выходе хлоридного кальциевого рассола из глубины на поверхность происходит быстрая кристаллиза-

ция солей (карналлита, сильвина, тахгидрита). Соли кристаллизуются также в стволе скважины, полностью заполняя его на сотни метров. Рассолы находятся под большим давлением. Так, в Балыхтинской скважине на глубине 1122 м давление достигало 152—165 кг/см<sup>2</sup> при температуре рассола +40° С.

Многие исследователи рассматривают хлоридные кальциевые рассолы как погребенную рапу древнего седиментационного бассейна, сохранившуюся в пористых коллекторах соленосной толщи или мигрировавшую в подстилающие ее отложения и подвергшуюся в стадии катагенеза и диагенеза метаморфизации в направлении главным образом катионного обмена и повышения содержания Са за счет Mg и Na.

Так, Е. А. Басков (1967) отмечает, что соленые и рассольные воды, залегающие в пределах нижнего гидродинамического этажа Сибирской платформы, представляют преимущественно иловые воды древних соленых бассейнов седиментации, захороненные вместе с осадками и метаморфизованные в ходе процессов раннего катагенеза и диагенеза. Скопления высококонцентрированных рассолов в породах позднего докембрия и нижнего палеозоя достигают 300 млн. м<sup>3</sup> в пределах 1 км<sup>2</sup> площади их распространения.

Эта гипотеза далеко не единственная. Существует еще ряд нередко противоположных и непримиримых между собой представлений о генезисе хлоридных кальциевых рассолов, рассмотрение которых приведено в труде Е. В. Пиннекера (1966). Сам автор этого труда придерживается той точки зрения, что «самый вероятный путь появления концентрированных хлоридных кальциевых рассолов в недрах Ангаро-Ленского артезианского бассейна — дальнейшая метаморфизация рассолов хлоридного натриевого состава, возникших при выщелачивании каменной соли и соленосных пород... Хлоридные кальциевые рассолы следует рассматривать как древнейшие инфильтрационные воды. Представляя продукт глубоких изменений в процессе длительного концентрирования, они несут в своем составе некоторые черты седиментационных, а может быть, и магматогенных вод» (Пиннекер, 1966).

Легко можно видеть, что эта точка зрения весьма отличается от приведенной выше, которая нам представляется более обоснованной и вернее трактующей природные процессы, обусловившие формирование концентрированных хлоридных кальциевых рассолов.

---

## *Глава VIII*

### **МЕТОДИКА ПОИСКОВ, РАЗВЕДКИ И ОЦЕНКИ ИСКОПАЕМЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МИНЕРАЛЬНЫХ СОЛЕЙ**

#### **ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ**

Как отмечалось, минеральные соли ископаемых месторождений представлены четырьмя основными разновидностями: каменной солью, калийными солями, сульфатами и карбонатами натрия. Из них только каменная соль образует практически мономинеральные залежи, представляя по существу единственное полезное ископаемое. Каменная соль является также обязательным и большей частью доминирующим компонентом в залежах всех остальных разновидностей солей, в соответствующих условиях заслуживающих практического интереса, тогда как каменная соль в этих случаях выполняет роль вмещающего комплекса, а также примеси, снижающей качество добываемого сырья.

Такое положение особенно характерно для залежей калийных солей, которые как по мощности, так и по площади распространения занимают в месторождениях, как правило, значительное или весьма подчиненное положение по сравнению с каменной солью или соленосными породами. Эта особенность ставит калиеносные формации в один ряд со многими рудоносными, угленосными и другими формациями, в которых собственно рудные залежи, угольные пласты также подчинены значительно более мощным комплексам нерудоносных пород.

Выяснение общей геологии формации, а также предварительная оценка ее практических перспектив должны предшествовать решению задачи по выявлению и разведке залежей или концентраций полезных ископаемых, которые могут быть связаны с данной формацией. Это положение полностью относится к поискам и прогнозу месторождений калийных солей, целенаправленные и обоснованные поиски которых должны опираться на общие геологические данные о соленосной формации, содержащей практически установленные, или реально возможные по геологическим предпосылкам проявления калийных солей.

Поисковые признаки и предпосылки не всегда одинаковы для разных видов минеральных солей, а в ряде случаев являются для некоторых из них специфическими. Можно лишь отметить, что поисковые критерии, характерные для месторождений каменной соли и калийных солей, являются в значительной мере общими для большинства соляных месторождений. Вместе с тем заслуживают специального рассмотрения главнейшие специфические поисковые предпосылки и признаки месторождений сульфатов и карбонатов натрия.

Если обратиться к историческим справкам, то обращает на себя внимание то обстоятельство, что лишь относительно редкие месторождения минеральных солей были открыты при направленных и обоснованных поисках. Большинство же из них было обнаружено при бурении поисково-разведочных скважин на нефть и природный газ, а также опорных, структурных, проспекторских и других скважин.

Поисковым бурением на нефть и газ и посредством геофизического обоснования было открыто подавляющее большинство соляно-купольных структур во всех регионах их распространения. При этом было установлено, что со многими из этих структур (например, в Прикаспийской синеклизе и Южном Предуралье) или с некоторыми из них (например, в Днепровско-Донецкой впадине, Румынии, Иране) связаны проявления и залежи калийных солей. Поисково-буровые работы привели к открытию в Западном Предуралье Верхнепечорского соленосного и калиеносного бассейна и Шумковского месторождения каменной соли; при нефтяном бурении были обнаружены соляные залежи в Бельской впадине, районе Стерлибашева и Бугуруслана, Оренбургской и Актюбинской областях (Жилянское месторождение), Припятском прогибе и Балтийской синеклизе (Нивенское месторождение); так же были открыты Шедокское месторождение каменной соли в Предкавказье, солянокупольные структуры в Бет-Пак-Дале, проявления калийных солей в усольской свите в южной части Иркутского амфитеатра. При бурении на нефть были открыты месторождения каменной соли и калийных солей в Канаде (Саскачеван), во Франции (Эльзасское и Дакс), в ряде штатов Северной Америки и стран Южной Америки, в Африке (район Суэцкого залива, острова Красного моря, Конго, Ангола, Габон), Австралии и других местах; так же было открыто месторождение соды в штате Вайоминг (США).

Структурными и опорными скважинами открыты Старобинское месторождение калийных солей, залежи каменной соли в южной части Московской синеклизы, Аванское месторождение каменной соли в Армении, калийные соли в Северо-Западном Донбассе, каменная соль в Джекказганском районе.

При бурении глубоких скважин были открыты залежи каменной соли вблизи кимберлитовой трубки в районе г. Мирного и в Норильском районе, на западном побережье оз. Пясино.

Ряд месторождений калийных солей был открыт при подземных разработках каменной соли или проходке соляных шахт и скважин (цехштейновые месторождения в довоенной Германии и Польше, Калужское месторождение в Предкарпатском прогибе, Каталонское месторождение в Испании).

Из относительно небольшого числа соляных месторождений, открытых в результате выполнения геолого-поисковых работ, целенаправленных и обоснованных поисковыми признаками (в частности, наличие соляных источников и подземных рассольных горизонтов, выходов соли на поверхность), следует отметить Верхнекамское месторождение калийных солей, Усольское месторождение каменной соли в Иркутском амфитеатре, Окузбулакское и другие месторождения калийных солей в Туркмении, Бахмутское (Артемовское), Тузтагское и Нордвикское месторождения каменной соли, месторождения сульфата натрия в межгорных впадинах Тянь-Шаня. Посредством систематического бурения поисковых скважин открыто Делаверское месторождение калийных солей в США. На научной основе ведутся поиски калийных солей в южной части Сибирской платформы.

Отмеченные факты попутного или даже случайного открытия соляных месторождений нельзя рассматривать как свидетельство того, что разработка поисковых критериев и факторов, на которые должен опираться прогноз изыскания ископаемых месторождений минеральных

солей, является излишней. И при современной высокой степени изученности геологического строения и недр нашей страны открываются новые месторождения минеральных солей в районах, где они ранее не были известны и даже не предполагались, расширяются области распространения уже известных соленосных формаций, в них открываются новые месторождения или значительно увеличиваются уже известные. Поэтому разработка и уточнение поисковых критериев как научной основы прогноза нахождения месторождений минеральных солей, а также разработка и уточнение методов их разведки представляются необходимыми.

С. М. Кореневским (1965) рассмотрена примененная им методика составления карт прогноза нахождения калийных солей на примере крупных соленосных формаций (предкарпатской и прикаспийской), с которыми связаны калийные месторождения, как эксплуатирующиеся (Предкарпатье), так и установленные поисковыми и разведочными работами. На основе этой методики С. М. Кореневский наметил главные принципы прогноза обнаружения залежей калийных солей в различных соленосных формациях, принципы использования важнейших поисковых критериев разного порядка и смысла.

Некоторые общие поисковые критерии обнаружения калийных солей приведены в работе М. П. Фивега (1967).

### **ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ ДЛЯ НАХОЖДЕНИЯ ИСКОПАЕМЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МИНЕРАЛЬНЫХ СОЛЕЙ**

Поисковые критерии и виды прогнозирования возможного нахождения в недрах ископаемых месторождений солей подразделяются на три основные категории:

- 1) поисковые предпосылки: геоструктурные, стратиграфические, палеогеографические, палеоклиматические;
- 2) косвенные поисковые признаки: тектонические, литологические, геоморфологические;
- 3) прямые поисковые признаки: выходы соляных и соленосных пород на поверхность, гидрогеологические (гидрохимические).

Роль поисковых критериев различна для различных типов соляных месторождений. Степень их полезности и использования зависит от геологических условий месторождений. Критерии для поисков минеральных солей в первую очередь должны учитываться и использоваться при геологических съемках, в особенности крупномасштабных. Более обоснованное прогнозирование может быть применено только при комплексном использовании поисковых критериев.

#### **Поисковые предпосылки**

**Геоструктурные поисковые предпосылки.** Как отмечалось, галогенные формации связаны с отрицательными структурно-геологическими элементами — краевыми прогибами и впадинами, синеклизами платформ, синклиориями, межгорными впадинами. Следовательно, каждый из таких геоструктурных элементов при прочих благоприятных условиях потенциально может быть носителем галогенной формации и месторождений минеральных солей. Существенное поисковое значение имеет анализ строения геоструктурного элемента и выявление на основе геологических и геофизических данных и буровых скважин участков, испытавших при седиментогенезе наиболее значительное прогибание. К таким участкам приурочены не только наибольшие мощности осадочных отложений вообще. При благоприятных показателях нахождения здесь соленосной формации следует ожидать, что именно к этим участкам приурочены более мощные соляные залежи. К полям распро-

странения мощных залежей каменной соли могут быть приурочны калийные соли, которые формировались в заключительные этапы устойчивого и мощного соленакопления на площадях длительного конседиментационного прогибания.

Хорошей иллюстрацией этому может служить калиеносная формация Припятского прогиба, где на площади собственно Старобинского месторождения установлено только четыре горизонта калийных солей, а на площади, лежащей восточнее, их насчитывается более 30 (см. рис. 53). Первая из этих площадей испытала меньшее прогибание, чем последняя. В соответствии с этим оказались разными мощность соленакопления и степень обогащения соленосной формации калийными солями.

Концепция о связи залежей калийных солей с отрицательными тектоническими структурами типа впадин и прогибов, развивавшимися конседиментационно на площади солеродного бассейна, положена по инициативе А. Л. Яншина (1962) в основу методики поисков калийных солей в кембрийской галогенной формации Сибирской платформы. Как отметило совещание Межведомственной комиссии по координации работ в области поисков фосфоритов и калийных солей на территории Сибири и Дальнего Востока (декабрь, 1966 г.), конседиментационная природа устанавливается для ряда крупных структур Сибирской платформы: для Приенисейского прогиба, Илгинской впадины, Троицко-Михайловского и Жигаловского валов. В конседиментационных впадинах и прогибах увеличивается суммарная мощность верхних соленосных толщ кембрийских отложений, возрастает соленасыщенность разреза, более полными становятся циклы соленакопления, и именно в них зафиксированы проявления калиеносности в виде сезонных прослоев сильвина и карналлита. Такие структуры являются благоприятными для поисков калийных солей.

Само собой разумеется, что залежи солей сульфата натрия и соды следует ожидать в тех частях межгорных и предгорных впадин, с которыми связаны более мощные и соленасыщенные галогенные комплексы.

**Стратиграфические поисковые предпосылки.** Наблюдаемую приуроченность выявленных галогенных формаций и проявлений галогенеза к определенным стратиграфическим подразделениям осадочного чехла земной коры следует рассматривать и как геологическую закономерность, и как одну из предпосылок для поисков месторождений минеральных солей и оценки перспектив соленосности той или иной территории.

Таблица 12, характеризующая установленное стратиграфическое и геолого-географическое размещение ископаемых гипсо-ангидритовых, соленосных и калиеносных формаций на суше Земли, может служить до известной степени базой для оценки перспектив того или иного стратиграфического подразделения в отношении галогенеза и месторождений минеральных солей.

Основываясь на стратиграфических предпосылках, можно оценить общие перспективы соленосности территории СССР.

Не установлены еще твердо границы кембрийского соленосного бассейна Сибирской платформы. Исходя из общих геологических данных, можно положительно оценивать перспективы распространения соленосных отложений, в частности, к северу от принимаемой в настоящее время границы. Повышенная соленосность здесь может быть связана не только с усольской, белской и ангарской свитами, но и с литвинцевской и верхоленской свитами. Повышенное же содержание калия в некоторых соляных источниках (например, в верховьях рек Непы и Нижней Тунгуски) представляет особый интерес.

Стратиграфический критерий позволяет наметить те уровни в кембрийской галогенной формации Иркутского амфитеатра, с которыми мо-

гут быть связаны повышенные концентрации калийных солей и которые, следовательно, должны являться объектом поисковых работ. Такие уровни приурочены: 1) к низам верхней трети усольской свиты (усольский горизонт), 2) к низам верхней трети ангарской свиты (ангарский горизонт) и 3) предположительно к среднекембрийским отложениям (троицкий горизонт). «Именно на этих стратиграфических уровнях располагаются наиболее мощные соляные пачки, а количество включений калийных минералов в них увеличивается к районам возрастания мощностей каменной соли» (Жарков, Жаркова и др., 1967).

Кембрийские отложения других районов СССР (Русская платформа, Урал, Кавказ, Казахстан, Средняя Азия, Дальний Восток и др.) в отношении солёности являются бесперспективными.

В ордовике и силуре накопление галогенных осадков, представленных только гипсами и редкими проявлениями ангидрита, происходило на ограниченных пространствах в якутской части Сибирской платформы. Признаки солёности этих отложений отсутствуют, и, следовательно, нет оснований предполагать наличие солей как на Сибирской платформе, так и на других пространствах распространения ордовикских и силурийских отложений (Русская платформа, Урал, Средняя Азия, Казахстан, Алтай-Саянская область и др.).

Иной характер и иное пространственное размещение имеют галогенные формации девона, связанные со всеми его тремя отделами. Они известны на Русской и Сибирской платформах, в Тувинской впадине и Верхоянско-Колымской складчатой области (Момский и Хаяхтахский антиклинории), причем наряду с широко распространенными гипсо-ангидритовыми формациями, девонские отложения заключают мощные и пространственно развитые солёные формации (Днепровско-Донецкая впадина, Припятский прогиб, Московская синеклиза, Тувинская впадина, Хатангский прогиб) и солёные формации с проявлениями и крупными месторождениями калийных солей (Припятский прогиб). Этим не исчерпываются перспективы солёности девонских отложений. Наличие солёных формаций и мощных залежей каменной соли вполне вероятно в Норильском районе, Вилуйской синеклизе, Хатангском прогибе, на северо-востоке Московской синеклизы (Притиманье), в Чу-Сарысуйской и Тувинской впадинах. Они могут быть на большой глубине в Прикаспийской синеклизе. Открытие новых солянокупольных структур возможно в Днепровско-Донецкой впадине. Не исключена перспектива расширения калиеносности Припятского прогиба.

При наличии в каменноугольных отложениях некоторых регионов гипсовых и гипсо-ангидритовых залежей (Северный Тянь-Шань, Новая Земля), нет каких-либо оснований для положительной оценки перспектив солёности как этих, так и других регионов широкого распространения каменноугольных отложений на территории СССР. Гипсы и ангидрит, спорадически проявляющиеся главным образом в верхнекаменноугольных карбонатных отложениях, не представляют практического интереса<sup>1</sup>.

Исключительно широкое и мощное развитие имеют галогенные формации перми. Они связаны с нижне- и верхнепермскими отложениями Русской платформы, где занимают ведущее место в разрезе осадочных отложений, выполняющих Предуральский краевой прогиб, Прикаспийскую синеклизу, Днепровско-Донецкую впадину, Московскую синеклизу, Бугурусланскую впадину, Балтийскую синеклизу. В Азиатской части СССР нижнепермские солёные отложения известны в Джекказ-

<sup>1</sup> Заслуживает интереса указание на то, что еще в 1959 г. при бурении на Гречиш-кинской площади (на северной окраине Донбасса) с глубины 2340 м из верхневизейских отложений была поднята каменная соль (Зеленская и др., 1967).

ганском прогибе и на юге Чу-Сарысуйской впадины. В то же время Сибирь, Дальний Восток и Средняя Азия лишены галогенного осадконакопления пермского возраста. С отмеченными пермскими галогенными формациями связаны мощные и широко пространственно развитые месторождения гипса, ангидрита, каменной соли и калийных солей. Геологическая изученность территории Русской платформы в целом и большинства галогенных формаций перми такова, что перспективы открытия на этом пространстве новых крупных соленосных площадей пермского возраста невелики. Но возможно расширение уже известных соленосных бассейнов, уточнение строения и вещественного состава галогенных формаций, открытие новых солянокупольных структур с залежами калийных солей в Прикаспийской синеклизе и пластовых залежей каменных солей в Жезказганском прогибе, уточнение условий залегания и промышленной ценности калийных горизонтов в Днепровско-Донецкой впадине.

Триасовые отложения бесперспективны в отношении галогенеза на всем обширном пространстве территории Союза ССР.

В истории галогенного осадконакопления мезозойской эры существенное место занимает юрский период, особенно его поздний этап. С ним на территории СССР было связано галогенное осадконакопление в пределах более или менее широкой зоны, располагающейся на юге и юго-востоке страны и протягивающейся с северо-запада на юго-восток от Предкарпатья и Предкавказья через возвышенности Куба-Даг, Большой Балхан и северные отроги хребта Копет-Даг в область Бухаро-Хивинской впадины, юго-западных и южных отрогов Гиссарского хребта, Таджикского прогиба, юго-западных отрогов Дарваза, хребта Петра Первого и Заалайского хребта. На этом пространстве кроме гипсоносных формаций в ряде районов (Предкавказье, Бухарская впадина, Таджикский прогиб) распространены мощные соленосные формации, а в Гаурдак-Кугитангском районе разведаны крупные месторождения калийных солей. В Европейской части СССР кроме Предкавказского региона верхнеюрские гипсо-ангидритовые накопления известны во внешней зоне Предкарпатского прогиба. Остальное пространство Русской платформы, а также территория Сибири лишены галогенных образований юрского возраста.

Наибольшие перспективы соленосности верхнеюрских отложений следует связывать с обширным соленосным бассейном юго-востока Средней Азии, охватывающим пространства Бухаро-Хивинской впадины, Западно-Гиссарскую зону и Таджикскую впадину. Кроме расширения уже известных и разведанных месторождений каменной соли и калийных солей в Гаурдак-Кугитангском регионе на этом пространстве весьма вероятно открытие новых соляных и калийных месторождений. Перспективным в отношении каменной соли является Ботлихский район Северного Дагестана, где в районе сел. Конхидатль известны мощные соляные источники (Иванов, Дмитриев, Левицкий, 1959). Вероятно также значительное расширение Шедокского месторождения каменной соли в Предкавказье.

При распространении меловых отложений на обширных площадях как в Европейской, так и Азиатской частях Советского Союза галогенное осадконакопление в этот период происходило в основном на юге и юго-востоке страны, примерно совпадая с указанной зоной распространения верхнеюрских галогенных формаций. Галогенные отложения известны как в нижнем, так и в верхнем мелу и охватывают более или менее обширные пространства Бухарской и Ферганской впадин, Таджикского прогиба, предгорьев Гиссарского, Зеравшанского, Алайского и Заалайского складчатых массивов, а также хребтов Петра Первого, Центрального и Восточного Памира. Галогенная минерализация в меловых отложениях представлена почти всюду гипсом. Ангидрит обна-

руживается в глубоких горизонтах. Известны залежи каменной соли и соленосных пород, а также калийных солей в Туркмении и Таджикистане.

Залежи каменной соли, связанные с нижнемеловыми отложениями, но частично, возможно, имеющие позднеюрский возраст, известны в предгорьях Заалайского хребта. Более значительные меловые месторождения каменной соли установлены в Таджикиском прогибе, в системе отрогов Гиссарского хребта и на востоке Центрального Памира (Рангкульский район). Все остальные площади распространения меловых отложений в отношении соленосности, по-видимому, бесперспективны.

При чрезвычайно широком распространении на территории СССР палеогеновых отложений галогенные образования в них, представленные только гипсами и гипсоносными породами, прослеживаются в основном в пределах той же зоны на юге и юго-востоке страны, с которой связаны галогенные формации верхней юры и мела. В палеогеновых отложениях месторождения минеральных солей не обнаружены.

Иной характер и иное качественное и количественное положение занимают на территории Советского Союза галогенные формации неогена, главным образом миоценовой эпохи. По широте распространения, мощности накоплений и промышленному значению миоценовые галогенные формации СССР близки к пермским и девонским. Галогенные формации и проявления галогенеза неогенового возраста приурочены к более или менее широкой прерывистой зоне альпийского тектогенеза, огибающей страну с юго-запада и юга. Охватывая на юго-западе Закарпатье и Предкарпатье, эта зона простирается в Предкавказье, Закавказье и Закаспий, обнимает районы, прилегающие к Копетдагской складчатой системе и Аральскому морю, и заканчивается на юго-востоке Средней Азии, где занимает обширные пространства в системе сложных альпийских и более древних складчатых сооружений и межгорных кайнозойских впадин.

На этом пространстве известен ряд соленосных бассейнов, содержащих такие крупные месторождения, как Предкарпатские калийных солей, Закарпатские (Солотвинское и др.), Ереванское, Нахичеванское и Неграмское каменной соли, многочисленные месторождения сульфата натрия и каменной соли межгорных впадин Тянь-Шаня.

Перспективы открытия новых месторождений минеральных солей и расширения уже известных месторождений неогенового возраста следует связывать с указанными соленосными бассейнами. С континентальными солеродными бассейнами могут быть связаны содовые месторождения. Геологическому анализу должны быть подвергнуты области межгорных впадин, выполненные континентальными палеогеновыми и неогеновыми отложениями и окруженные массивами молодых вулканических пород основного состава. Иными словами, поиски ископаемых содовых месторождений скорее всего следует связывать с областями альпийского тектогенеза на юге, юго-востоке и востоке страны.

Заслуживает упоминания сообщение о находке термонатрита ( $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ) в районе Верхнечусовского (Городковского) месторождения нефти в Западном Предуралье. А. А. Апродова (1945) обнаружила термонатрит в керне скв. К-7, пробуренной на Фофаново-Сычевском участке. Мощность слоя, содержащего термонатрит, 1,10 м. Извлечен он с глубины 16,2 м из казанских (уфимских?) отложений. Химический состав образца породы (в %): Na — 22,16; K — 0,03; Ca — 0,56; Mg — 0,02; Cl — 0,38;  $\text{SO}_4$  — следы;  $\text{CO}_3$  — 28,04;  $\text{R}_2\text{O}_3$  — 2,09; нерастворимый остаток — 8,64;  $\text{H}_2\text{O}$  — 37,76; сумма — 99,68.

Однако проверочное бурение не подтвердило наличия здесь залежи термонатрита. При этих условиях вопрос о появлении термонатрита в керне остался неясным. По-видимому, следует произвести еще раз проверку этого заслуживающего внимания факта.

Таким образом, наиболее значительные соленосные формации на территории СССР связаны с кембрийскими, девонскими, пермскими, юрскими и неогеновыми отложениями, в которых прежде всего представляются реальными как открытие новых соленосных площадей, так и расширение уже известных.

Рассмотренные весьма кратко возможные перспективы соленосности территории СССР нуждаются в значительном уточнении при использовании стратиграфических поисковых предпосылок в приложении к отдельным конкретным регионам и площадям. Необходимо, в частности, учитывать, что в разных регионах соленосные формации нередко занимают разное стратиграфическое положение в одной системе или эпохе или имеются в нескольких более мелких стратиграфических подразделениях. Например, галогенные формации перми в Предуралье и Прикаспии связаны с кунгурским ярусом, а в Северо-Западном Донбассе и Днепровско-Донецкой впадине — с сакмарским ярусом; в миоценовых отложениях Предкарпатья галогенные формации связаны с нижне-, средне- и верхневоротыщенской сериями, верхнестебникской (голынской) свитой и тирасским (подольским) горизонтом; соленосность нижне- и среднекембрийских отложений Сибирской платформы связана с усольской, бельской, ангарской, литвинцевской и верхоленской свитами.

Из сказанного также следует вывод о том, что при общем широком распространении галогенных формаций на территории СССР перспективы расширения сырьевой базы соляной промышленности в основном базируются на уже известных соленосных бассейнах.

**Палеогеографические поисковые предпосылки.** Палеогеографический анализ территории и составление палеогеографических карт эпох осадконакопления позволяют, как известно, восстановить с той или иной степенью достоверности и детальности физико-географические и фациальные условия накопления осадков. Для оценки перспектив территории в отношении наличия минеральных солей и поисков их месторождений решающее значение имеет выделение среди областей морского и континентального осадконакопления площадей повышенного засоления. Эти данные в комплексе с определением палеоструктурных условий накопления осадков, восстановлением границ между открытыми и замкнутыми частями древних морских и континентальных водоемов и освещением особенностей их развития в пространстве и во времени имеют значение для установления фациальной обстановки осадконакопления, выделения площадей возможного накопления соленосных осадков и формирования соляных месторождений.

Палеогеографические карты мелкого масштаба (1:2500000 и мельче) характеризуют распространение фаций бассейнов повышенной и высокой соленосности только в самом первом приближении. Для сколько-нибудь обоснованной оценки перспективности районов и площадей в отношении нахождения минеральных солей на основе палеогеографических предпосылок необходимы карты более крупного масштаба (1:500000—1:200000 и крупнее).

**Палеоклиматические поисковые предпосылки.** По сравнению с другими поисковыми критериями на минеральные соли палеоклиматические показатели являются наиболее условными и могут использоваться только в самом общем плане. Это очевидно хотя бы из того, что именно проявления соленосности и наличие соленосных формаций и фаций используются как один из показателей при решении вопроса о палеоклимате той или иной области, а не наоборот. Поэтому выявление признаков соленосности, как правило, предшествует составлению палеоклиматических карт, и только более или менее широкая экстраполяция данных этих карт может использоваться для показа положения арид-

ных областей и, следовательно, прогноза возможного нахождения галогенных формаций (см. рис. 43). Для обоснования поисков месторождений минеральных солей палеоклиматические карты (обычно мелкого масштаба) оказывают очень малую пользу.

Следует учитывать также, что климатические условия эпох накопления галогенных осадков не оставались постоянными. Аридность климата то повышалась, то, наоборот, снижалась, а в некоторых случаях имела место даже смена аридных условий гумидными (например, в эпоху накопления соленосных осадков в Рейнском грабене). Поэтому, очерчивая область аридного климата, нельзя быть уверенным, что вся она является перспективной на нахождение галогенных формаций и связанных с ними месторождений минеральных солей.

### **Косвенные поисковые признаки**

**Тектонические признаки.** Эти признаки основываются на способности соляных пород (в первую очередь каменной соли) под влиянием региональных тектонических движений или других геологических факторов переходить в пластическое состояние и образовывать или значительно усиливать и осложнять купольные, брахиантиклинальные и другие тектонические структуры.

Подобные структуры, выявленные при геологической и геофизической съемках, проведении поисковых работ, в большинстве случаев указывают на наличие в недрах соляных пород, участвующих в формировании структур.

Следует, однако, иметь в виду, что в областях развития прерывистой складчатости куполовидные и брахиантиклинальные структуры создаются и без участия соляных пород. Поэтому тектонические поисковые признаки в отношении нахождения ископаемых минеральных солей относятся к разряду косвенных.

**Литологические признаки.** Эти поисковые признаки тесно связаны со стратиграфическими, палеогеографическими, а в ряде случаев и с тектоническими поисковыми критериями. Они основываются на петрографических и минералогических особенностях отложений, слагающих как соленосные, так и вмещающие их комплексы, характерные для разных стадий галогенного осадконакопления. Некоторые из этих признаков могут непосредственно указывать на наличие соляных отложений, другие свидетельствуют лишь о распространении в данном районе фаций бассейнов повышенной солености.

Любопытно отметить, что литологические признаки для прогноза нахождения каменной соли были использованы еще в двадцатых годах прошлого столетия Е. П. Ковалевским. Выделив в северо-западной части «Донецкой горной области» «формацию Бахмутского отрога», сложенную гипсами, известняками, песчаниками, сланцеватыми глинами и рухляковым сланцем, он отметил, что эта формация «наиболее полно раскрывается к югу от селения Покровского. На сии места должно быть обращено внимание того, кто захотел бы в здешнем краю отыскивать каменную соль, ибо они представляют то образование, которое наиболее сродно сему минералу и которое Вернер называет «Salzformation» (Ковалевский, 1829). Этот прогноз, как известно, позднее полностью оправдался.

Из литологических признаков на ископаемые минеральные соли, пожалуй, на первое место следует поставить так называемые «гипсовые шляпы», тесно связанные с залежами солей и представляющие, как указывалось выше, гипергенные образования в зоне выветривания и выщелачивания соляных пород.

«Гипсовые и гипсо-глинистые шляпы» покрывают вершины (своды) соляных ядер солянокупольных и соляно-брахиантиклинальных структур, а также представляют фациально-литологические образования в зоне выветривания выходящих на поверхность частей крутопадающих соляных залежей.

Особенности проявления гипсов на горе Золотухе (Ромны), возвышающейся на 40 м над долиной р. Сулы, позволили впервые Н. С. Шатскому (1931) высказать в последующем подтвердившуюся гипотезу о проявлении здесь соляной тектоники и связи гипсов с соляной залежью, образующей ядро солянокупольной структуры. Этим, как известно, было положено начало изучению и разведке нефтеносных солянокупольных структур Днепровско-Донецкой впадины.

Выходы гипсов на п-ве Юрунг-Гумус (Нордвик) И. П. Толмачев (1927), посетивший этот район еще в 1905 г., правильно связан с солянокупольной структурой.

Ряд солянокупольных структур в Прикаспийской синеклизе был установлен на основании распространения на поверхности земли гипсов и гипсоносных толщ, слагающих «гипсовые шляпы» на сводах соляных ядер этих структур.

В Стебникском районе (Предкарпатье) по берегам рч. Слоницы в ряде мест обнажаются гипсы, слои которых обнаруживают крутое падение. Ранее предполагалось, а позднее было установлено, что гипсы и гипсоносные породы в данном районе представляют продукт выветривания пород крутопадающих залежей каменной соли и пластов калийных солей в их верхних частях, залегающих вблизи дневной поверхности.

Гипсы и ангидриты часто связаны с соляными залежами фациальными соотношениями, представляя их краевые фации. В этих случаях распространение гипсо- и ангидритоносных отложений может указывать на наличие во внутренних частях впадины или прогиба соляной залежи.

При несомненно большом поисковом значении гипсовых и ангидритовых пород в отношении обнаружения ископаемых залежей минеральных солей следует иметь в виду, что эти породы весьма широко распространены самостоятельно, без связи с соленакоплением. Поэтому данный поисковый критерий относится к косвенным.

Изучение вещественного состава соленосных глин ряда соляных месторождений, выполненное Е. А. Яржемской (1954), позволило: 1) установить наличие в них аутигенных карбонатных минералов доломит-анкерито-магнезитового ряда и преимущественное развитие различных гидрослюдов в терригенной части пород; 2) показать различие вещественного состава глин в зависимости от возраста месторождения и степени концентрации и метаморфизации рапы солеродного водоема, в который поступал терригенный материал. Эти признаки также могут быть использованы для выяснения генезиса глин и выделения галогенных фаций.

Корреляционным признаком галогенных фаций служит также магнетит, содержащийся в карбонатно-глинистых породах. Кальцитом-магнезитовый парагенезис является индикатором повышенной солености (Страхов, 1947).

Типично галофильным элементом является стронций. Наибольшие скопления стронция наблюдаются в доломитовых и ангидрито-доломитовых породах, образующихся как в начальной, так и конечной стадиях галогенной седиментации (Страхов, 1946; Яржемский, 1948). Таким образом, наличие целестина в ангидрито-карбонатных породах может служить маркирующим признаком, указывающим на связь этих пород с соленосными фациями.

Глинисто-мергелистая толща соликамского горизонта, залегающая выше иренских соляных отложений в Верхнекамском бассейне, содер-

жит вкрапления октаэдрических кристаллов пирита, что может служить одним из маркирующих признаков при картировании и составлении разрезов.

**Геоморфологические признаки.** Эти поисковые признаки в отношении ископаемых минеральных солей тесно связаны с тектоническими и литологическими поисковыми признаками. В первом случае они учитывают геоморфологическое отображение на поверхности земли тектонических структур, в формировании которых принимают участие соляные и соленосные породы, во втором — проявления соляного и гипсо-соляного карста.

Солянокупольные и соляно-брахиантиклинальные структуры, более или менее отчетливо выраженные в рельефе местности, распространены на территории СССР довольно широко. Они установлены во многих пунктах Прикаспийской синеклизы, Оренбургского и Башкирского Предуралья, в Закарпатье и Предкарпатье, на пространствах Днепровско-Донецкой впадины, на севере Сибирской платформы; геологической и геофизической съемками они картируются на площади Соликамской впадины Предуральяского прогиба.

В качестве примера рассмотрим Индерскую солянокупольную структуру Прикаспия. Она выражена в рельефе в виде огромной чаши, которая по периферии обрамлена поднятиями, возвышающимися над относительно плоским ее дном на 10—25 м. Внутри этой площади (около 250 км<sup>2</sup>) рассеяны многочисленные горки и холмы с относительным превышением не более чем на 20—25 м, сложенные преимущественно гипсовыми породами, образующими в целом «гипсовую шляпу» над соляным ядром. На всей площади распространения гипсовых пород наблюдаются более или менее глубокие и обширные воронки, колодцы, провалы, поноры и иные карстовые образования. Все отмеченные геоморфологические особенности Индерской структуры находятся в прямой зависимости от геологического строения соляного ядра и своим происхождением обязаны тектоническому поднятию соляных масс к поверхности и активному проявлению гипергенных процессов, с которыми связано развитие и соляного, и гипсового карста.

Как отмечает Э. И. Нурмамбетов (1961), при растворении солей подземными водами над различными их горизонтами остаточные продукты выщелачивания накапливаются с разной скоростью в зависимости от состава солей. Над горизонтами, в составе которых имеются карналлит, бишофит, сильвин, кизерит и каинит, выщелачивание происходит более активно, чем над горизонтами каменной соли. Это отражается на степени закарстованности «гипсовой шляпы». Повышенная закарстованность ее соответствует тем участкам свода купола, где соляное зеркало срезает горизонты с присутствием залежей и пластов калийных солей.

Участки с относительно высокой закарстованностью хорошо выделяются на общем фоне рельефа. Такие участки обычно понижены, часто вытянуты или увязываются в системы цепочек карстовых провалов, прослеживающихся на сотни метров. Буровые данные показывают, что при небольшой мощности «гипсовой шляпы» (40—50 м) цепочки провальных карстовых образований, располагающиеся над отдельными горизонтами калийно-магниевых солей, совпадают с их простираем и повторяют изменения последнего.

Таким образом, особенности карста Индерской солянокупольной структуры могут быть использованы для поисков и прослеживания горизонтов калийных солей, связанных с соляным ядром структуры.

Илецкая соляная структура выражена в рельефе в виде невысокого с почти плоским сводом холма, на северном борту которого возвышается гипсовая гора с относительным превышением на 15—20 м.

Гипсовый покров присутствует на вершине Роменской солянокупольной структуры, причем в центральной части поднятия располагается озеровидная впадина карстового происхождения. Многие солянокупольные структуры Чу-Сарысуйского района (Рахмет-Нура, Кок-Тюбе, Бурейнак и др.) выражены в рельефе в виде сопок, возвышающихся над прилегающей местностью от 25—30 до 60—80 м. К сводам этих структур приурочены обнажения гипсов («гипсовые шляпы»).

Примеров, иллюстрирующих особенности геоморфологических поисковых признаков на минеральные соли, можно было бы привести множество. Отметим, однако, что эти признаки должны учитываться в комплексе с другими признаками и предпосылками, так как далеко не во всех случаях они могут непосредственно указывать на участие соляных пород в формировании соответствующих тектонических структур, равно как и карст может быть не связан непосредственно с солями.

При оценке перспектив галогенных формаций в некоторых случаях следует учитывать тип древнего солеродного бассейна. Однако об этом в принципе можно сказать то же, что и о палеоклиматических поисковых предпосылках. Тип ископаемого солеродного бассейна можно установить, как правило, не непосредственно перед поисками минеральных солей, а лишь после сбора соответствующего (нередко достаточно обширного) регионально-геологического поискового материала. Поэтому мы не придаем данному признаку общего значения, а рассматриваем его лишь как частное приложение.

Нет, например, оснований положительно оценивать перспективы на калийные соли галогенных формаций, образовавшихся в лагунных бассейнах. Относительно редки в этих случаях и залежи каменной соли, но широко распространены отложения гипса. Не установлены ископаемые (древнее четвертичного возраста) месторождения калийных солей в солеродных бассейнах континентального генезиса. Наоборот, только в таких бассейнах, в основном неогенового возраста, формировались месторождения солей сульфата натрия, которые в соленосных формациях морского генезиса встречаются редко и большей частью в ограниченных и небольших проявлениях. Ископаемое содовое месторождение (Уилкинс Пик) установлено также в отложениях континентального бассейна молодого геологического возраста (палеоген).

### Прямые поисковые признаки

**Выходы соляных и соленосных пород на поверхность.** Этот поисковый признак не требует особых разъяснений. Выходы соляных залежей, а также соленосных и сопровождающих их гипсо-ангидритовых пород наблюдаются довольно широко во многих районах, где тектонические процессы способствовали поднятию или выжиманию соляных масс к уровню земной поверхности. Обнажения соляных пород наблюдаются в этих районах главным образом на участках с расчлененным гористым рельефом, где горизонты, содержащие соляные породы, вскрыты глубокой эрозией. Сохранению солей на поверхности благоприятствуют климатические условия, особенно пониженное или небольшое количество годовых атмосферных осадков.

На территории СССР выходы и распространение на поверхности соляных пород широко известны в юго-восточных областях Средней Азии: в юго-западных отрогах Гиссарского хребта в борту долины р. Кургитангдарьи прослеживается серия выходов каменной соли верхнеюрского возраста; на территории Таджикского прогиба обнажены соляные купола в Кулябском районе; соляные породы выходят на поверхность в отрогах Зеравшанского и Заалайского хребтов, хребта Петра Первого, на Памире, в межгорных впадинах Тянь-Шаня (многочисленные месторождения сульфатов натрия и каменной соли), в Фергане (Бардымкуль-

ское соляное месторождение). Выходы каменной соли и соленосных пород имеются в Якутии (Кемпендяйский район), на Крайнем Севере (мыс Нордвик), в Закарпатской области (Солотвинское месторождение), в Туве (Тузтагское месторождение). Соленосные отложения местами обнажаются в Предкарпатье и Нахичеванском районе. Еще шире распространены выходы на поверхность гипсо-ангидритовых пород, связанных с соляными залежами на глубине (соляные купола, краевые фации).

Изучение и опробование обнажений каменной соли в Гаурдак-Кургитангском районе привело в начале тридцатых годов этого столетия к открытию месторождений калийных солей. С весьма отдаленных времен (V—VI столетия) была известна так называемая каршинская соль, отличающаяся розовым цветом и содержащая вкрапления зерен, окрашенных в красный цвет. Местные жители (туркмены и узбеки) предпочитали употреблять в пищу эту соль за ее жгуче-соленый вкус — «соль с перцем». Оказалось, что эти красные вкрапленные зерна представлены сильвином.

В Испании, в провинции Кардона, известна гора каменной соли высотой до 80 м и диаметром около 4 км, которая приурочена к своду антиклинали. Обнажения соли имеются и в других местах Испании.

В Румынии каменная соль выходит на поверхность в соляном штоке Сланик.

В Иране (Heim, 1958) известна группа соляных структур кембрийского и миоценового возраста, в пределах которых соль выходит на поверхность и образует целые горы. В солянокупольной структуре Ку-и-Шур соль слагает гору с почти плоской вершиной, возвышающейся на 180 м над окружающей местностью. Соляной купол Ку-и-Намак в округе Дашти, в 120 км южнее Тегерана, является высшим топографическим элементом для всей области (его диаметр около 2,4 км, превышение над прилегающей местностью 300 м). Под действием силы тяжести соль стекает с вершины по склону соляного купола, образуя своеобразный соляной «глетчер». Такие же образования известны и в других пунктах (Ку-и-Пахаль, Ки-и-Ангуру). В иранском Азербайджане известно соляное месторождение Маман, где обнажающаяся каменная соль с полигалитом разрабатывается открытым способом.

#### **Гидрогеологические (гидрохимические) поисковые признаки.**

К этим признакам относятся: природные соляные источники; подземные соленые воды и рассолы, не имеющие свободного выхода и вскрываемые буровыми скважинами, колодцами и другими выработками; соленые ручьи, речки и озера, питающиеся в основном подземными минерализованными водами, разгружающимися в руслах потоков и эрозионных долинах; выцветы и налеты солей, образующиеся около выходов соляных источников. Все эти признаки могут быть связаны как с залежами минеральных солей, так и с отложениями соленосных пород. Они также могут свидетельствовать о наличии в недрах горизонтов соленых вод и рассолов при отсутствии соляных залежей.

Первым поисковым гидрохимическим признаком в отношении залегания ископаемых солей, по данным М. Г. Валяшко и О. М. Корененко, является общая минерализация воды. «Появление... высокоминерализованных вод в тех зонах и горизонтах (порою и на поверхности), которые в данной климатической зоне и при данном гидрогеологическом строении не должны были бы давать такую минерализацию, является первым указанием на наличие соляных отложений или засоленных пород» (Валяшко и Корененко, 1950).

Рассматривая гидрохимический критерий поисков калийных солей, С. М. Кореневский (1965) отмечает, что этот критерий следует использовать на конечной стадии прогнозирования, после обработки материалов, полученных общегеологическими методами. Этот вывод обосновы-

вается тем, что отдельные положительные гидрохимические данные могут оказать нежелательное гипнотизирующее действие при определении перспектив калиеносности региона.

Представляется, однако, что при разумном использовании гидрохимических данных они не только не будут «гипнотизировать» исследователя, а, наоборот, окажут действительную помощь при планировании и проведении поисков минеральных солей. Гидрохимические признаки ясней и конкретней других критериев поисков и прогнозирования указывают на наличие солей в недрах, они в какой-то степени даже позволяют определить их химический состав. Можно привести десятки примеров, иллюстрирующих решающую роль гидрохимических признаков в открытии месторождений солей.

Весьма показателен прогноз наличия в недрах Славянско-Бахмутского района соляных отложений, данный еще в прошлом веке А. П. Карпинским. Выходы соляных источников, наличие соляных озер и редкие обнажения гипсов позволили А. П. Карпинскому не только уверенно предсказать наличие в недрах залежей каменной соли, но и определить их возможный пермский возраст. «Окончательно решить этот вопрос,— пишет А. П. Карпинский,— могут только разведочные работы, в относительном успехе которых вряд ли можно сомневаться» (Карпинский, 1870). Действительно, уже в 1871 г. скважина в Бахмуте вскрыла соль, а в последующие годы мощные пласты каменной соли были обнаружены и в других пунктах Славянско-Бахмутского района.

На основании высокого содержания калия в рассолах варниц Соликамска Н. С. Курнаков высказал предположение о наличии в этом районе калийных солей. Выполненные позднее под руководством П. И. Преображенского буровые работы привели к открытию Верхнекамского месторождения калийных солей. Высокое содержание калия в рапе Индерского озера указывало на наличие калийных солей в недрах Индерского соляного купола, и это также было подтверждено разведочными работами. Повышенное содержание калия в соляных источниках Предкарпатья послужило в свое время основным указанием при выборе участков поисковых и разведочных работ на калийные соли. Первые признаки, указывающие на возможность присутствия калийных солей в кембрийской соленосной формации Сибирской платформы, были обнаружены в ряде соляных источников.

Обнаружение С. М. Орлянкиным (1941) в бассейне р. Вишерки соляных источников, выносящих большие массы  $\text{NaCl}$ , позволило ему дать прогноз о наличии на Верхней Печоре крупного соленосного бассейна. Этот прогноз позднее вполне оправдался открытием Верхнепечорского соленосного и калиеносного бассейна.

Таким образом, повышенное содержание в природных соленых водах и рассолах того или иного химического компонента может указывать на присутствие в недрах района твердых отложений или вод, содержащих этот компонент в более высоких концентрациях. Вопрос сводится к тому, какие критерии должны быть положены в основу такого прогноза. Наиболее полно этот вопрос разработан в отношении калия, магния, брома и некоторых других элементов.

Касаясь геохимии калия и отмечая его способность к рассеянию при движении в водном растворе, А. В. Николаев (1949) делает вывод, что всякое повышение содержания калия в водах должно служить указанием на наличие его отложений. Однако процентное содержание калия в рассоле часто не может дать ответ на вопрос о том, имеем ли мы дело с повышенной или, наоборот, с пониженной его концентрацией по сравнению с океаном.

По этому поводу В. И. Лебедев (1966) приводит следующие примеры. Если рапа была захоронена до начала садки из нее сильвина, то после превращения ее в хлоридно-кальциевый рассол в нем будет

много KCl. Но именно с такими рассолами и не связаны залежи калийных солей. Наоборот, если рапа была захоронена после карналлитовой стадии кристаллизации солей, то в ней будет незначительное содержание KCl (порядка 1,9 г/кг). Между тем именно эта рапа связана с отложениями калийных солей.

По заключению Ю. П. Никольской и А. С. Колосова (1965), оценка калиености отложений на глубине может производиться только по водам с повышенной минерализацией, с суммой солей более 1 г/л. Чем выше минерализация, тем более вероятна связь ее с соленосными отложениями. Пресные воды с суммой солей менее 1 г/л большей частью имеют повышенную величину отношения калия к сумме солей, но калий в них появляется обычно за счет процессов разложения калийно-натриевых алюмосиликатов. Однако Ю. П. Никольская и А. С. Колосов подчеркивают, что не все минерализованные воды, имеющие повышенное содержание калия, являются показателями наличия на глубине калийных солей. На это могут указывать только соленые воды и рассолы выщелачивания, т. е. такие, которые свою минерализацию, в том числе калийную, получили за счет выщелачивания подземными и инфильтрационными водами соляных залежей с горизонтами или проявлениями калийных солей. Наоборот, не удовлетворяют поисковым целям на калий захороненные маточные рассолы с высокой степенью метаморфизации. Показателем последней является высокое абсолютное и относительное содержание CaCl<sub>2</sub> в солевом составе рассола с эквивалент-процентным соотношением  $\frac{n \cdot \text{CaCl}_2 \cdot 10^3}{n \cdot \text{Cl}}$  в некоторых случаях 80 и более. Типичный состав такие рассолы имеют на Сибирской платформе (г/л): CaCl<sub>2</sub> около 450; MgCl<sub>2</sub> 58—60; NaCl 12; KCl до 30—35, сумма солей около 550 г/л. Такие рассолы свидетельствуют только об общей калиености района. Повышенное содержание калия в захороненных водах седиментации не может указывать на наличие поблизости отложений калийных солей. Если это маточные рассолы, то они сами по себе должны иметь повышенное содержание калия, так как морская вода уже при садке галита содержит 0,4—0,5% KCl (при сумме солей 27—28%). Если же это воды, прошедшие длительный путь миграции, то трудно допустить, что весь калий, содержащийся в них, был накоплен на конечном участке, вблизи места обнаружения рассола (Никольская и Колосов, 1965).

Рассмотрение и сравнение между собой вод и рассолов различных концентраций и состава, а также выяснение их генезиса удобнее всего производить не по абсолютному содержанию отдельных ионов, а по изменению коэффициентов, характеризующих отношение одного иона к другому или к сумме всех ионов (Валяшко и Корененко, 1950). В табл. 27 приведены наиболее характерные из этих коэффициентов, их значения для морской воды и изменения этих значений в процессе ее концентрации (Валяшко, Жеребцова, Садыков, 1966).

Наибольший интерес представляет бромхлорный коэффициент.

Изменения типичных отношений в

Стадия сгущения	Удельный вес	$\frac{\text{Br}' \cdot 10^3}{\text{Cl}'}$	$\frac{\text{Cl}'}{\text{Br}'}$
Океан . . . . .	1,023	3,4	300
Начало садки галита . . . . .	1,215—1,227	4,7—5,5	326
Начало садки калийных солей . . . . .	1,283—1,290	17,5—21,0	57,0
Садка карналлита . . . . .	1,305—1,344	20,1—23,8	—
Эвтоника . . . . .	1,325—1,359	21,9—24,4	41,5

Бромхлорное отношение является весьма показательным и позволяет достаточно надежно отличать седиментационные рассолы от рассолов выщелачивания, а среди последних выделять рассолы выщелачивания калийных солей. Дело в том, что бром при испарении морской воды не образует собственных минералов, а выделяется в осадок в виде изоморфной примеси со всеми хлоридами. Коэффициент распределения брома между кристаллами и раствором меньше единицы, т. е. в твердую фазу всегда увлекается меньше брома, чем остается в растворе. Поэтому все рассолы выщелачивания будут беднее бромом, чем маточные рассолы (Валяшко и др., 1966).

У рассолов выщелачивания отложений каменной соли, выделившейся до садки калийных солей, бром-хлорный коэффициент должен быть очень низким, так как галит имеет низкое содержание брома, и бром-хлорное отношение будет меньше 1, редко поднимаясь выше 0,2—0,3. У рассолов выщелачивания соляных отложений, содержащих калийные соли, это отношение достигает единицы, а в особо благоприятных случаях — и большей величины (до 6). У высокометаморфизованных рассолов бром-хлорный коэффициент поднимается до 10 и более (Никольская и Колосов, 1965).

Магний-хлорное отношение в подземных водах, как правило, имеет более низкие значения, чем в морской воде. Повышенные значения этого коэффициента (до 0,3—0,4) могут свидетельствовать о растворении карналлитовых или других солей, содержащих магний.

Натрий-хлорное отношение наиболее отчетливо характеризует рассолы выщелачивания залежей каменной соли. В этих случаях значение коэффициента близко к единице, т. е. господствующим хлоридом в составе рассола будет хлорид натрия (Никольская и Колосов, 1965).

Калийные коэффициенты  $\frac{K \cdot 10^3}{Cl'}$  и  $\frac{K \cdot 10^3}{\Sigma \text{ ионов}}$  в подземных водах обычно ниже, чем для морской воды. Высокие значения этих отношений в пробах соленых вод и рассолов характерны для вод выщелачивания залежей калийных солей. В частности, второй из этих коэффициентов указывает на такое выщелачивание при значениях, близких к 10 и более высоким. По этому признаку был дан прогноз о наличии калийных солей в ряде районов. Этот прогноз полностью подтвердился: были открыты Верхнекамское, Индерское и другие месторождения этих солей.

Калий-бромное отношение, предложенное И. К. Жеребцовой, оказалось чувствительным индикатором на рассолы и воды, выщелачивающие отложения калийных солей. В этих случаях содержание калия в рассоле растет за счет растворения калийных солей, в то время как количество брома, содержание которого в солях во много раз меньше, чем в маточном растворе, растет очень медленно. Поэтому при выщелачивании калийных солей наблюдается резкое возрастание калий-бромного отношения (Валяшко и др., 1966).

Таблица 27

процессе сгущения морской воды

$\frac{Mg^{++}}{Cl'}$	$\frac{Na^+}{Cl'}$	$\frac{K \cdot 10^3}{Cl'}$	$\frac{K \cdot 10^3}{\Sigma \text{ ионов}}$	$\frac{K}{Br'}$
0,11	0,87	18,6	10,2	5,4
0,16—9,17	0,79—0,82	20,2—30,5	11,4—16,9	4,7—5,6
0,75—0,77	0,15—0,16	87,5—115,7	50,6—63,1	4,8—5,4
0,86—0,96	0,03—0,09	9,9—73,9	6,2—42,6	0,4—3,2
0,97—0,98	0,03—0,04	4,2—6,5	1,9—4,1	0,1—0,3

Для более обоснованного прогноза необходимо комплексное использование приведенных отношений. С. М. Корневский (1965) отмечает, что на формирование солевого состава рассолов за счет выщелачивания калийно-магниевых солей могут уверенно указывать следующие значения коэффициентов:  $\frac{Cl'}{Br'} < 1200$ ;  $\frac{Br' \cdot 10^3}{Cl'} > 0,83$ ;  $\frac{K \cdot 10^3}{\Sigma \text{ ионов}} > 10$ ;  $\frac{Mg \cdot 10^2}{Cl'} > 1,25$ . О наличии сернокислых калийно-магниевых солей может говорить коэффициент  $\frac{SO_4 \cdot 10^2}{Cl'}$ , если его значение на 1,5—2 единицы больше, чем соответствующее отношение в растворе NaCl, насыщенном CaSO<sub>4</sub>. Менее уверенно можно судить о формировании солевого состава вод за счет выщелачивания калийных солей при следующих значениях коэффициентов:  $\frac{Cl'}{Br'} < 1500$ ;  $\frac{Br' \cdot 10^3}{Cl'} > 0,67$ ;  $\frac{K \cdot 10^3}{\Sigma \text{ ионов}} > 6$ ;  $\frac{Mg \cdot 10^2}{Cl'} > 1,0$ .

Исследованиями В. М. Тарасова в Гаурдакском районе Восточной Туркмении установлены значения характерных коэффициентов, позволяющие различать маточные рассолы и рассолы выщелачивания и указывающие на наличие в недрах калийных солей (табл. 28).

Таблица 28

Характерные коэффициенты рассолов Гаурдакского района  
(по В. М. Тарасову)

Показатели	Седиментационные рассолы	Рассол выщелачивания
Концентрация, г/л . . . . .	400—500	Менее 400
$\frac{K \cdot 10^3}{\Sigma \text{ солей}}$ . . . . .	Более и равно 4,0	Более 6
$\frac{Br' \cdot 10^3}{Cl'}$ . . . . .	Более 4,5	Менее 3
$\frac{Mg \cdot 10^2}{Cl'}$ . . . . .	Более 9	Менее 6

Бром-хлорное отношение представляет интерес для поисков калийных солей путем исследования не только соленых вод и рассолов, но и твердых соляных отложений. Это отношение может играть роль и при стратиграфическом расчленении последних.

Как показали многочисленные исследования (Валяшко, 1962; Валяшко и др., 1966), содержание брома в хлориде определяется двумя параметрами: содержание брома в растворе и природой хлорида. Например, если из одного раствора, насыщенного NaCl и KCl, будут кристаллизоваться оба хлорида, то содержание брома в галите будет соответственно меньше, чем в сильвине. Содержание брома в галите, выделившемся в самом начале его кристаллизации, будет 0,007%; перед началом кристаллизации сильвина оно возрастает до 0,025%, а в галите, кристаллизующемся из эвтонических рассолов, достигает 0,07%. Соответствующие значения коэффициента  $\frac{Br' \cdot 10^3}{Cl'}$  в этих случаях будут:

в начале отложения галита около 0,1; в начале и в области выделения сильвина 0,3—0,4; в области кристаллизации карналлита от 0,5 до 0,8—0,9; в галите, выделившемся из эвтонических рассолов, близко к единице.

Таким образом, по М. Г. Валяшко (Валяшко и др., 1966), содержание брома в галите и величина бром-хлорного отношения позволяют определить стадию сгущения рассола, на которой выделилась данная раз-

новидность галита, и вместе с этим установить (по шкале значений коэффициента) примерное стратиграфическое положение исследованного слоя или образца в соляной толще. По величине бром-хлорного отношения могут быть установлены циклы или стратиграфические горизонты, к которым могут быть приурочены калийные соли. Если, например, при химическом опробовании толщи каменной соли на тех или иных ее горизонтах или в пачках величина бром-хлорного отношения достигнет 0,3—0,4, т. е. начала области кристаллизации сильвина, то где-то по простирацию этой толщи к данному горизонту или пачке могут быть приурочены калийные соли. Некоторая проверка этого положения была выполнена на Старобинском месторождении (Валяшко, У Би Хао, 1964).

Пониженные содержания брома в калийных солях и низкие значения бром-хлорного отношения нередко рассматриваются как прямое доказательство переотложенности данного месторождения. «Значения бром-хлорного коэффициента ниже нормальных наблюдаются для многих отложений калийных солей и свидетельствуют о широком распространении переотложения в период их формирования» (Валяшко, 1962).

Приводя цифры содержания брома в солях Стассфуртского месторождения, составляющие в галите 0,47—0,90‰, сильвине 1,57—2,68‰ и карналлите 2,19—2,97‰, Р. Хаке (Haake, 1964) отмечает, что их соотношения не соответствуют теоретическому соотношению Вг (галит): Вг (сильвин): Вг (карналлит) = 1 : 10 : 13,5, а лежат значительно ниже. Р. Хаке полагает, что это обусловлено проникновением в залежи карналлитовой породы и сильвинита метаморфических рассолов, которые уносили бром.

Нам уже приходилось высказывать критические замечания по поводу решения вопроса о переотложении месторождения калийных солей лишь на основании бром-хлорного отношения (Иванов, 1953; Иванов и Левицкий, 1960). Не воспроизводя все эти замечания, отметим лишь, что простое перенесение прошлого в настоящее и теоретических положений на геологическую действительность без учета всей сложности строения каждого соляного месторождения может привести к неправильным выводам.

## **ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ПОИСКАХ И РАЗВЕДКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МИНЕРАЛЬНЫХ СОЛЕЙ**

Геофизические методы находят себе широкое применение на всех стадиях выявления месторождений минеральных солей, начиная с поисков и кончая детальной и эксплуатационной разведкой. По характеру применения и разрешаемым задачам методы геофизики можно подразделить на две основные группы: 1) поисковые методы, использующие геофизические аномалии, улавливаемые приборами на поверхности земли и позволяющие с той или иной степенью достоверности говорить о наличии соляных или соленосных отложений в недрах исследуемого района, и 2) поисково-разведочные (каротажные) методы, которыми при помощи специальных приборов (снарядов), опускаемых в буровые скважины, фиксируются залежи и пласты соляных и соленосных пород в разрезе осадочных отложений и устанавливаются их физические и некоторые другие параметры.

Из существующих методов геофизики первой группы для поисков и изучения соляных месторождений применяются гравиметрические, электрические, сейсмические и радиометрические; в некоторых случаях находят себе применение магнитометрические методы.

При помощи гравиметрии выявляются геологические тела, отличающиеся по плотности от вмещающих и окружающих их отложений. Каменная соль характеризуется пониженной плотностью ( $\sigma=2,1$ —

2,15 г/см<sup>3</sup>) по сравнению, например, с плотностью песчано-глинистых пород ( $\sigma=2,3-2,4$  г/см<sup>3</sup>), поэтому устанавливаемые в районах возможного или действительного распространения галогенных формаций отрицательные аномалии силы тяжести (минимумы), достигающие иногда десятков миллигал, интерпретируются как указания на наличие соляных залежей или соляных поднятий на фоне площадного распространения соленосных отложений. Положительные аномалии силы тяжести (максимумы) рассматриваются как указание на отсутствие соляных залежей или значительное погружение кровли соляной толщи. В некоторых районах, например на побережье Мексиканского залива, где над соляным телом залегает мощная толща гипсо-ангидридных пород с повышенной избыточной плотностью (плотность ангидрита 2,9 г/см<sup>3</sup> значительно превышает плотность вмещающих пород), соляная залежь выделяется как положительная аномалия силы тяжести (Соколов, 1966).

Решая задачи выявления соляных залежей в недрах Земли, гравитационный метод является ведущим при поисках солянокупольных структур. Л. В. Сорокин (1951) отмечает, что условия для применения гравиметрических методов при поисках соляных куполов в большинстве случаев вполне благоприятны, потому что купола представляют собой крупные структуры с почти одинаковой по глубине плотностью, заметно отличающейся от плотности окружающих пород. В условиях Прикаспийской синеклизы применение гравиметрических методов во много раз ускорило и удешевило поиски солянокупольных структур. С их помощью в этой области были обнаружены сотни соляных куполов (Неволин, 1951).

В районах пластового залегания соленосных отложений ведущим методом поисков является также гравиметрия, которая позволяет выделять отдельные соляные залежи при благоприятной их форме и значительных размерах, а также проследивать распространение соленосных отложений. Этот метод оказал существенную помощь, например, на начальных этапах поисково-разведочных работ на Верхнекамском месторождении при определении на значительной его площади глубин залегания и строения поверхности (подземного рельефа) соляной толщи. Выявляя на площади месторождения поднятия и погружения поверхности соляной толщи, гравиметрия дала материал для установления общей схемы и некоторых особенностей тектоники месторождения.

Применение электрических методов к поискам соляных месторождений основано на разнице удельных сопротивлений пород: соляные породы обладают очень большим удельным электросопротивлением по сравнению с вмещающими и окружающими породами. Соляные породы относятся к очень плохим проводникам с  $\rho$ , достигающим  $10^6-10^{15}$  ом (ангидрит —  $10^7-10^{10}$  ом; каменная соль —  $10^{14}-10^{15}$  ом; сильвинит —  $10^{13}-10^{15}$  ом), тогда как покрывающие соляные залежи осадочные породы обладают удельным электрическим сопротивлением в тысячи и миллионы раз меньшим (глины —  $1-10^3$  ом; аргиллиты —  $10^1-10^2$  ом; алевролиты —  $10^3-10^5$  ом; доломиты —  $10^2-10^4$  ом). Еще более понижается значение  $\rho$  (до  $1-10$  ом) в породах, содержащих минерализованные воды (удельное электрическое сопротивление пресной воды  $10-10^3$  ом, а минерализованной ( $10$  г/л) —  $10^{-2}$  ом).

Таким образом, электрические методы (в основном метод вертикального электротондирования — ВЭЗ) позволяют определять распространение соляных залежей в плане, глубину залегания и особенности подземного рельефа поверхности соляной толщи, а также общую структуру залежи. Данные методы широко используются при поисках и уточнении характера солянокупольных структур. Однако при неболь-

ших размерах этих структур по сравнению с глубиной залегания соляного тела и при крутом падении крыльев соляного штока электрические методы дают менее надежные результаты, чем другие геофизические методы, например сейсмические.

Опыт применения вертикального электроразведывания (ВЭЗ) для поисков залежей калийных солей в Предкарпатском прогибе вполне себя оправдал (Донченко, 1962). Установлено, что на уровне соляного зеркала удельное электрическое сопротивление составляет 1—4 *омм* при наличии рассолов и 7—8 *омм* в тех случаях, когда рассолы на соляном зеркале или вовсе отсутствуют или содержатся в незначительном количестве. Таким участкам соответствуют положительные формы рельефа соляного зеркала, связанные с подходом к нему крутопадающих залежей калийных солей. В ряде пунктов (Стебник, Нинюв, Лисовичи, Тростянец, Голынь) эти данные были подтверждены буровыми работами.

Электрические методы применяются не только для обнаружения соляных залежей, но и для обнаружения и прослеживания горизонтов подземных рассолов и минерализованных вод. В данном случае их применение основано на использовании зависимости удельного электрического сопротивления раствора от его концентрации: у пресных вод удельное сопротивление составляет несколько десятков *омм*, а у сильно минерализованных вод и рассолов оно падает до десятых и сотых долей *омм*.

В последнее время нашел себе довольно широкое применение метод теллурических токов (ТТ), основанный на изучении электрической составляющей естественного электрического поля Земли. Применение этого метода в солянокупольной области Прикаспийской синеклизы позволило уточнить конфигурацию многих известных ранее по данным гравиметрии соляных куполов и выявить новые мелкие купола и соляные поднятия, не отраженные на гравиметрических картах.

Преимущество метода ТТ перед гравиметрическим методом состоит в том, что поле ТТ хорошо отображает детали поверхности соляной толщи на сводах структур, четко фиксирует конфигурацию соляных тел и характер связи между куполами (Шибанов, Грицаенко и др., 1965).

Сейсмические методы, также широко применяемые при поисках соляных месторождений, основаны на использовании различия упругих свойств горных пород, обнаруживаемых путем измерения скоростей распространения сейсмических колебаний, вызываемых искусственным способом (обычно взрывом). Например, скорости распространения упругих волн в породах Прикаспийской области характеризуются следующими цифрами: в третичных отложениях — 1700—2000 *м/сек*, в меловых отложениях — 2300—3000 *м/сек*, в более древних отложениях (вплоть до пермо-триаса) — 2000—3000 *м/сек*, в каменной соли — 4600—5000 *м/сек*, в подсоляных отложениях — 5800—6000 *м/сек* (Неволин, 1951).

При поисках используются следующие сейсмические методы: отраженных волн (МОВ), корреляционный метод преломленных волн (КМПВ), метод регулируемого направленного приема (МРНП). Все они, однако, используются в соленосных районах не столько для поисков самих соляных залежей, сколько для уточнения и изучения конфигурации соляных структур и выяснения условий залегания отражающих горизонтов как внутри соленосной толщи, так и в подстилающих ее отложениях.

Применение МОВ и особенно МРНП позволяет правильно определять положение кровли соляной толщи, картировать строение поверхности соляных и подсоляных отложений, выявлять дизъюнктивные нарушения. За последние годы сейсмическим методам при поисках

соляных структур в Прикаспийской области отводится основное место. Изучение геологического строения соляных куполов сейсмическими методами в настоящее время является обязательным этапом, предшествующим глубокому разведочному бурению на нефть (Неволин, 1951; Васильев, Шишкин и др., 1965).

При обобщении материалов сейсмических исследований, выполненных в Предкарпатском прогибе, выделены площади с значениями прохождения упругих преломленных волн в породах свыше 3400 м/сек. Эти площади интерпретируются как сложенные интенсивно засоленными породами. На локальных участках, где скорости превышают 4200 м/сек, достигая иногда 5000 м/сек, были последующим бурением обнаружены залежи калийных солей (Корневский, Горкун и др., 1959).

Применение радиометрических методов к поискам месторождений минеральных солей основано на различии в радиоактивности пород: соляные породы, обладающие либо общей пониженной, либо, наоборот, повышенной радиоактивностью по сравнению с вмещающими породами, могут быть уверенно выделены современной чувствительной аппаратурой как при подземных поисках, так и при каротаже буровых скважин.

Залежи каменной соли характеризуются общей пониженной радиоактивностью вследствие минимальной примеси естественных радиоактивных элементов семейства урано-радиевого и ториевого рядов, а также калия и рубидия. Значения радиоактивности этой соли существенно отличаются от значений радиоактивности вмещающих пород, что позволяет широко применять радиометрические методы при поисках и особенно разведке месторождений каменной соли. Задача при этом состоит в постановке наблюдений за «отрицательными аномалиями», т. е. величинами, лежащими ниже общего фона интенсивности гамма- или бета-излучений, характерного для вмещающих пород в исследуемом районе (Сочеванова, 1963).

При поисках залежей соли могут быть применены и аэrorадиометрические методы, позволяющие выявлять конфигурацию участков с пониженной радиоактивностью. Однако следует иметь в виду, что кроме соляных залежей аналогичный эффект могут создавать болота, озера и другие водные бассейны, а также некоторые особенности рельефа.

Наземные поиски могут опираться на автомобильные гамма- или гамма+бета-съемки, проведение которых наиболее целесообразно при крупномасштабных поисках. Пешеходная гамма-съемка также фиксирует площади пониженных значений радиоактивности пород.

С успехом была применена гамма-съемка для выявления и изучения тектоники солянокупольных структур в районе Южной Эмбы и в Польше.

Весьма большое значение имеют радиометрические методы для поисков месторождений калийных солей, так как эти соли обладают повышенной естественной радиоактивностью за счет изотопа калия. Как известно, природный калий представляет смесь трех изотопов, содержащихся в соотношении:  $K^{39}$ —93,08%;  $K^{40}$ —0,01%;  $K^{41}$ —6,91%. Изотоп  $K^{40}$  радиоактивен и превращается в  $Ca^{40}$  и  $Ar^{40}$  путем бета-распада и  $K$ -захвата. Естественная бета- и гамма-активность калия настолько заметна, что может быть легко измерена современной лабораторной и полевой радиометрической аппаратурой (Сочеванова, 1963).

Однако при наземных поисках месторождений калийных солей радиометрические методы находят себе применение пока лишь в благоприятных условиях залегания калийных солей и строения месторождения. Применению радиометрии при наземных поисках препятствует обычно глубокое залегание горизонтов калийных солей в толще камен-

ной соли и под мощным покровом различных осадочных отложений. Лишь в районах, где залежи калийных солей находятся вблизи поверхности или даже на поверхности, наземная радиометрия может дать положительные результаты.

Такие результаты получены, например, в Калужском районе Предкарпатья, где глубина залегания калийных солей местами составляет 30 м, а к четвертичным рыхлым отложениям приурочены рассольные горизонты с концентрацией КСI до 16 г/л, способствующие образованию солевых ореолов. Проведенная в этом районе профильная радиометрическая съемка по сети с расстояниями 200—300 м между профилями и 20 м между точками наблюдения радиометром СГ-42, гильза которого опускалась на дно специальных закопушек, выявила положительные аномалии интенсивности гамма-излучения, связанные с калийными солями. Следует иметь в виду, что ореолы естественного гамма-излучения по форме не соответствуют проекциям линз калийных солей на поверхность, так как пути миграции растворов, переносящих калий, весьма сложны (Лизанец, 1960).

Наземная радиометрическая съемка может быть успешно применена для поисков залежей калийных солей и в других районах Предкарпатья, в частности в Стебникском районе, где головы крутопадающих залежей калийных солей располагаются на небольшой глубине под четвертичными отложениями и маломощной «гипсо-глинистой шляпой».

Для поисков калийных солей, вероятно, может быть применен также аэrorадиометрический метод в тех районах, где соляные залежи находятся на небольшой глубине или даже выходят на поверхность, например в Средней Азии (Сочеванова, 1963).

Как уже отмечено выше, в некоторых случаях на соляных месторождениях находит применение метод магнитометрии. Использование его основывается на том, что минеральные соли практически совсем не магнитны, тогда как вмещающие их породы иногда бывают слабо магнитны. Кроме того, этот метод может быть успешно применен при поисках солянокупольных структур в тех случаях, когда во вмещающих соляное тело породах заключены глыбы интенсивно намагниченных пород. Например, в Днепровско-Донецкой впадине в брекчиях, окружающих и покрывающих ядра соляных куполов, заключены глыбы диабазы (Логачев, 1951).

Поисково-разведочные (каротажные) геофизические методы применяются для поисков и разведки месторождений минеральных солей при вскрытии недр буровыми скважинами или другими разведочными выработками. Из методов каротажа наиболее разработанными и широко применяемыми являются радиометрические: гамма-картаж (ГК), нейтронный гамма-картаж (НГК) и гамма-гамма-картаж (ГГК), из электрических методов — кажущегося сопротивления (КС) и потенциалов собственной или естественной поляризации (ПС). Самостоятельно или в качестве составной операции при комплексном исследовании применяются кавернометрия и сейсмо-картаж. Принципы, особенности и практические результаты всех этих каротажных методов разведочной геофизики сводятся к следующему.

Гамма-картаж основывается на измерении естественной радиоактивности горных пород, зависящей от наличия в них урана, тория и продуктов их распада, а также радиоактивного изотопа калия —  $K^{40}$ . Выделяя разности пород по степени их радиоактивности, этот метод позволяет изучать и расчленять разрезы соленосных толщ и, что самое главное, четко выделять и устанавливать среди них калийные соли, которые отличаются аномально высокой степенью радиоактивности.

Проведенное И. А. Зыковым (1966) изучение естественной радиоактивности пород Старобинского месторождения показало следующие

ее значения (в *мкр/час*): у доломитов и известняков — около 2—4, у ангидритовых пород — 1—2, у каменной соли — 2, у карбонатных глин — 4—12 и у калийных солей — 10—30. Таким образом, карбонатные породы, гипсо-ангидритовые породы и каменная соль обладают минимальной радиоактивностью; последняя повышается пропорционально содержанию примеси глинистого материала, причем сами карбонатные глины отличаются повышенной радиоактивностью.

Радиоактивность калийных солей зависит от содержания и характера распределения в них калия. Так, радиоактивность (в *мкр/час*) пород Старобинского месторождения составляет: у слоистых сильвинитов — 35—38, у вкрапленно-слоистых — 12—16 и у вкрапленных — 5—8. Эти данные показывают, что бедные калийные соли (второй и третий типы) по своей гамма-активности близки или даже слабее карбонатно-глинистых пород. Поэтому эти разности сильвинитов не будут выделяться на фоне аномалий глин и для однозначного их выделения необходимо проведение комплексного каротажа (КС, ГК, НГК).

Большой опыт проведения гамма-каротажа на Верхнекамском месторождении показал, что посредством этого метода можно не только успешно расчлнять разрез калиеносных горизонтов и соляной толщи в целом, выделять и уточнять положение отдельных пластов калийных солей, но и получать их минералого-петрографическую характеристику, т. е. выделять пласты и слои сильвинитов и карналлитовой породы, а также уточнять разрез каждого пласта с выделением в нем прослоев каменной соли и соленосных глин.

Интенсивность гамма-излучения калийных солей зависит линейно от процентного содержания в них калия. Поэтому по гамма-каротажным диаграммам может быть определено процентное содержание калия в том или ином пласте без извлечения керна. Среднее содержание калия определяется в цилиндрическом слое радиусом около 30 см, непосредственно прилегающем к стволу буровой скважины. Опытным путем установлено, что средняя погрешность в этом слое составляет  $\pm 0,3\%$  от среднего содержания калия (Сочеванова, 1963; Соколов, 1966).

Метод гамма-каротажа может с успехом применяться для определения процентного содержания калия в солях не только при поисковых и разведочных работах (в скважинах), но и при добыче калийного сырья.

Гамма-каротаж используется также при разведке месторождений каменной соли. С его помощью в толще соли могут выделяться и прослеживаться пласты и слои несоляных пород, например ангидритовых, карбонатно-глинистых и др., четко фиксируемых по пониженным или, наоборот, повышенным значениям радиоактивности, а также расчлняется толща каменной соли по степени ее загрязненности глинистым материалом. На Солотвинском месторождении в Закарпатье с помощью гамма-метода выделены в разрезе пласты чистой каменной соли с интенсивностью гамма-излучения 1,8—2 *мкр/час*, соль с включениями глины — до 15 *мкр/час* и «глинистая шляпа» — до 20 *мкр/час* (Сочеванова, 1963).

Метод нейтронного гамма-каротажа (НГК) основан на использовании искусственно вызываемого гамма-излучения горных пород, для получения которого породы бомбардируются нейтронами. Этот метод позволяет довольно отчетливо выделять разности калийных и калийно-магниевого солей, содержащих кристаллизационную воду (например, карналлит, бишофит, каинит, кизерит), которые выделяются не всегда четко или не выделяются (например, кизерит) на кривых гамма-каротажа.

По данным В. А. Долицкого (1966), очень высокие значения вызванной радиоактивности свойственны каменной и хлористым ка-

лийным солям, что обусловлено большой интенсивностью гамма-излучений, выделяемых атомами хлора при захвате тепловых нейтронов. Ангидритовые породы характеризуются более высокими значениями вызванной радиоактивности, чем известняки, но более низкими, чем каменная соль. Прослой глин, часто содержащиеся в ангидритовых породах, могут значительно понизить значения вызванной радиоактивности. Гипсовые породы, а также соляные породы, содержащие кристаллизационную воду, характеризуются низкими значениями вызванной радиоактивности, что обуславливается большим содержанием в них водорода (в кристаллизационной воде). Соотношения значений интенсивности вызванной радиоактивности в ангидритовой и гипсовой породах, определенные в разрезе одной скважины, могут служить эталоном для количественной интерпретации данных НГК. Монолитные, но сильно загипсованные доломиты и известняки, глины и песчаники характеризуются пониженными значениями вызванной радиоактивности.

На измерительную установку НГК оказывает существенное влияние диаметр скважины. Замеряемые против пластов соли повышенные величины естественной радиоактивности часто оказываются связанными не с солью, а с соляным буровым раствором. Поэтому НГК обязательно должен сопровождаться калориметрией и сопоставлением соответствующих диаграмм.

Метод гамма-гамма-каротажа (ГГК) называют иногда плотностным каротажом или каротажом плотности, так как с его помощью изучаются плотности пород, которые окружают опускаемый в скважину прибор. В основу метода положена способность вещества рассеивать гамма-излучения, причем интенсивность этого рассеивания зависит от плотности и атомного номера вещества (Соколов, 1966).

Использование ГГК при поисках и разведке соляных месторождений и, в частности, калийных солей позволяет стратифицировать разрезы на основании плотностей пород, в существенной степени определяющихся их литологией.

На Старобинском месторождении (Зыков, 1966) объемные плотности изменяются от  $1,58 \text{ г/см}^3$  у карналлитовой породы до  $2,2—2,5 \text{ г/см}^3$  у глин. Плотности каменной соли и сильвинита близки между собой и изменяются в пределах  $1,85—2,2 \text{ г/см}^3$  при средней объемной плотности сильвинита  $1,98 \text{ г/см}^3$ . Разница в плотности между сильвинитом и карналлитовой породой ( $0,4 \text{ г/см}^3$ ) определяет принципиальную возможность выделения карналлитовых пород среди сильвинитовых пластов и каменной соли при помощи комплексного гамма- и гамма-гамма-методов. Еще большая разница в объемной плотности наблюдается между карналлитовой породой и глинами ( $0,6—1,0 \text{ г/см}^3$ ), что также позволяет их расчленять (Зыков, 1966).

Таким образом, метод ГГК, как и методы радиоактивного каротажа (ГК и НГК), находит себе применение при поисках и разведке соляных месторождений. Следует также отметить, что метод ГГК по сравнению с методом НГК имеет то преимущество, что гамма-источник дешевле источников нейтронов (Сочеванова, 1963).

Из электрических методов геофизики метод кажущегося сопротивления (КС) позволяет стратифицировать разрезы отложений путем измерения в скважинах удельного электрического сопротивления пород.

Применение этого метода на Старобинском месторождении показало, что по удельному электрическому сопротивлению (УЭС) породы соленосной толщи резко отличаются между собой. Особенно велика разница по этому параметру между каменной солью, сильвинитом, ангидритом (свыше  $2 \cdot 10^5 \text{ ом}$ ) и карбонатно-глинистыми породами (до  $5 \cdot 10^3 \text{ ом}$ ). Каменная соль и сильвинит по УЭС не отличаются между

с собой. Также мала разница по УЭС между глинами, песчаниками и карбонатными глинами (5—300 *омм*). Несколько повышенное удельное сопротивление имеют мергели и доломиты (10—5000 *омм*). Лабораторные определения показали, что УЭС сильвинита (больше  $2-4 \cdot 10^5$  *омм*) превышает УЭС карналлита ( $2-7 \cdot 10^4$  *омм*), что позволяет расчленять их между собой (Зыков, 1966).

Следует иметь в виду, что при размыве каменной и калийных солей в процессе бурения иногда образуются значительного размера каверны, в связи с чем кажущееся сопротивление солей значительно понижается. Иногда на карстажной диаграмме против пластов соли отображаются значения КС, соответствующие электрическому сопротивлению бурового раствора (Долицкий, 1966). Поэтому кривые КС имеют ценность для изучения разрезов галогенных отложений только при совместном использовании их с кавернометрией.

Измеренная величина УЭС обратно пропорциональна квадрату диаметра скважины (Перьков, 1962). Кривая КС будет являться зеркальным изображением кривой изменения диаметра скважины. Соответствие между кривой КС и кавернограммой свидетельствует о бесконечно большом сопротивлении пород (т. е. о наличии солей). Нарушение этого соответствия указывает на присутствие в разрезе проводящих (обычно терригенных) пород и глинистых или трещиноватых разностей галогенных пород.

Метод потенциалов собственной или естественной поляризации (ПС) при поисках и разведке соляных месторождений находит лишь ограниченное применение. Диаграммы ПС в галогенных породах представлены слабоволнистой кривой, вялы и невыразительны. Они не дают информации о геологическом разрезе, так как при обычно ничтожной пористости соляные породы содержат очень мало рассола. Глинистая же промывка при бурении в солях либо готовится на соляном растворе, либо быстро осолоняется с приобретением минерализации, близкой к минерализации пластовой воды или даже превосходящей ее (Долицкий, 1966; Перьков, 1962).

Кавернометрия помимо отмеченной роли метода, дополняющего, контролирующего и уточняющего данные других методов каротажа, имеет и самостоятельное значение. С ее помощью в стволе скважины устанавливаются участки большего диаметра, чем диаметры соседних участков, и значительно превосходящего диаметр коронки; она позволяет также обнаруживать каверны. Таким образом, кавернометрия может указывать на наличие на определенных участках более легкоразмываемых или механически разрушаемых пород. В соленосных формациях это могут быть каменная соль, калийные и калийно-магниевые соли. Следует, однако, отметить, что подобные явления могут иметь место и при бурении в пластах или слоях глин.

Кавернометрические диаграммы позволяют также уточнять сечение ствола скважины на всем его протяжении, что важно для подсчета объема материала, необходимого для тампонажа.

Сейсмокаротаж заключается в изучении скоростей распространения упругих волн в породах, пройденных скважиной. Он является наиболее точным методом определения средних и пластовых (сейсмических) скоростей. Скорости, определяемые по данным сейсмического каротажа, используются при применении методов МОВ и КМПВ.

При изучении строения соляных куполов применяется метод сейсмодосвещения. Этот метод основан на улавливании (фиксации) упругих волн, возбужденных взрывом в глубокой скважине, пробуренной в соляном ядре структуры, установленными на поверхности сейсмографами. Этим методом можно определять границы соляного ядра, а также строение и крутизну погружения его крыльев.

Таким образом, геофизическими методами, особенно при комплексном их применении, можно решать как общие задачи поисков, так и вопросы детального изучения соляных месторождений.

Исключительную роль играют методы геофизического каротажа буровых скважин, в частности радиоактивный каротаж. Комплексная интерпретация кривых ГК, НГК и ГГК с учетом данных кавернометрии и электрического каротажа (КС) позволяет изучать разрезы соляных и соленосных толщ, стратифицировать их и выделять характерные горизонты и пласты, в частности калийных солей, с более или менее обоснованным решением вопроса не только об их границах, мощностях, минералого-петрографическом составе, но и о степени обогащения калием. Сопоставление диаграмм позволяет также выделить в разрезе и другие разности пород — карбонатные, терригенные, ангидритовые и гипсовые, а также слои солей по степени загрязнения их глинистым материалом. При помощи каротажных диаграмм выясняются особенности каждого соляного пласта и характерные детали его разреза, что представляется весьма важным в тех случаях, когда при бурении на том или ином интервале получается низкий выход керна или он вовсе отсутствует.

Комплексное применение ГК, НГК и кавернометрии при разведке Карлюкского месторождения калийных солей позволило не только уточнить разрезы калиеносного горизонта, но и установить процентные содержания в солях хлористого калия, весьма близкие к значениям, полученным по опробованию керна (рис. 101).

Радиометрический каротаж скважин в настоящее время является совершенно обязательной операцией при поисках и разведке месторождений калийных солей. Разрезы всех скважин как поисковых, так и разведочных, составленные по керну, корректируются и уточняются по диаграммам ГК, НГК и ГГК. Каротажные данные настолько надежны, что наряду с разведочными буровыми данными используются при подсчетах запасов калийных солей и учитываются ГКЗ при утверждении запасов. Однако каротаж скважин не может полностью исключить и подменить бурение с извлечением керна, ибо только керн дает достоверное представление о вещественном составе разведываемых солей. Без такого же представления невозможно решение вопросов технологии, обогащения и промышленного использования сырья.

Широко внедрены различные геофизические методы в поисковую, разведочную и промысловую нефтяную геологию. Практически ни одно нефтяное месторождение сейчас не разведывается без предварительного изучения его структуры геофизическими методами. Однако при проведении всех этих поисковых и исследовательских работ нефтяниками почти не учитываются интересы соляной и калийной промышленности. В течение многих лет при бурении поисковых и разведочных скважин на нефть в районах распространения соленосных отложений или вовсе игнорируется или применяется лишь от случая к случаю радиометрический каротаж скважин, вскрывающих мощные соляные или соленосные толщи, проходимые, как правило, без керна.

В этой связи представляется необходимым обязать нефтяные поисково-разведочные организации производить радиометрический каротаж буровых скважин, вскрывающих соляные и соленосные отложения. Этим могут быть сэкономлены огромные средства при выполнении в последующем поисковых работ на калийные соли, каменную соль и другие ископаемые, связанные с галогенными формациями.

Как отмечалось, геофизические методы применяются на разных стадиях поисковых и разведочных работ на минеральные соли. Поисковые геофизические методы с поверхности земли целесообразно осуществлять до постановки или в первые этапы бурения поисковых скважин с охватом геофизической съемкой по возможности всей площади



реневский, 1967; Фивег, 1967 и др.). Это позволяет нам ограничиться в данной работе рассмотрением только основных особенностей поисково-разведочных и разведочных работ на ископаемые месторождения минеральных солей.

**Предпоисковая стадия.** В комплексе поисковых и геологоразведочных работ на полезные ископаемые можно выделить предпоисковую стадию, особенности которой применительно к исследованию ископаемых месторождений минеральных солей сводятся к следующему.

Как уже отмечалось, большинство месторождений и проявлений минеральных солей было открыто попутно, при производстве геологических, поисковых и геологоразведочных работ на другие виды полезных ископаемых. В этих случаях, естественно, имеется больше материалов для оценки перспектив соленосности района, чем в тех случаях, когда поиски ископаемых месторождений минеральных солей организуются в слабо исследованном или совершенно неисследованном районе.

Однако, независимо от этого, предпоисковая стадия заключается в сборе, обобщении и анализе геологических материалов по району с учетом всех поисковых критериев и имеющихся геофизических данных.

При этом обобщении и анализе должны быть учтены: данные геологических съемок, общие структурно-фациальные и частные тектонические условия района; литологические, палеогеографические и геоморфологические данные; гидрогеологические и гидрохимические материалы; видимые и вскрытые солепроявления; геофизические материалы. Самыми надежными, естественно, являются данные бурения, выполненного ранее в районе, поэтому анализ и ревизия этих данных являются на предпоисковой стадии обязательными. На этой стадии в некоторых случаях могут быть пройдены единичные скважины с целью контроля имеющихся данных, проверки геофизических аномалий и уточнения прогнозов предположений.

**Поисковая стадия.** Одна из особенностей поисковых и разведочных работ всех стадий на ископаемые соли определяется расположением соляных залежей в подавляющем большинстве случаев в недрах земли на глубинах от десятков до сотен метров, часто при значительной мощности (десятки и сотни метров) и широком распространении в плане (десятки, сотни и тысячи квадратных километров). Это обуславливает исключительную роль буровых работ на всех стадиях поисков и разведки ископаемых соляных месторождений. Лишь соляные залежи, выходящие на поверхность или обнажающиеся на склонах возвышенностей, могут вскрываться при помощи штолен и шурфов. Но и в этих случаях нельзя обойтись без бурения.

Например, при разведке Окузбулакского месторождения калийных солей, в котором пластовая залежь выходит на поверхность у подножия возвышенности и падает в глубь горы под углом от 25—30 до 60°, были пройдены три штольни длиной 14—20 м, наклонная шахта по падению залежи глубиной около 100 м и один шурф глубиной 21 м. Дальнейшая же разведка производилась бурением.

Более широкое применение горноразведочные выработки — канавы, шурфы и штольни — нашли себе при поисковой и предварительной разведке ряда месторождений сульфатов натрия в межгорных впадинах Тянь-Шаня. Тем не менее для вскрытия всего разреза крупного Чульдаырского месторождения потребовалось бурение ряда глубоких наклонных скважин.

Домбровская залежь калийных солей в Предкарпатье разрабатывается открытым карьером, но эксплуатационная разведка производится буровыми скважинами.

Поисковыми работами предварительно выясняются общий характер месторождения, его стратиграфический разрез, основные тектонические условия, состав и качество солей с целью приближенной оценки запасов и выбора площадей и объектов для постановки предварительной разведки. Совершенно очевидно, что для более правильных и обоснованных ответов на эти вопросы необходимо освещение и оконтуривание всего пространства месторождения или (при очень больших его размерах) отдельных крупных участков. Выяснение этих вопросов может осуществляться с различной степенью детальности, но оно необходимо для планирования дальнейших разведочных работ и более обоснованного и экономичного размещения буровых скважин.

Это требование часто не выполнялось в прошлом и не всегда учитывается в настоящее время, в результате чего для предварительной и детальной разведки (а иногда и для эксплуатации) выбираются участки месторождения, которые после более широкого освещения его площади оказываются менее ценными, чем другие участки. Имеют место случаи, когда предварительная или детальная разведка, минуя поисковую стадию, производилась на месторождениях, которые затем не осваивались промышленностью (Роменское, Шумковское, Неграмское месторождения каменной соли; Жилияское, Тюбегатанское, Окузбулакское, Гаурдакское месторождения калийных солей; Чульдаырское месторождение солей сульфата натрия).

Отметим особенности разведки Верхнекамского месторождения калийных солей. На площади этого месторождения в начальной стадии были пройдены только редкие поисковые скважины и ни один его участок не был ни предварительно, ни детально разведан. Лишь по данным единичных скважин был заложен первый калийный рудник в районе г. Соликамска и позднее второй рудник — в 30 км южнее, в районе г. Березники. Планомерные поисковые и разведочные работы на Верхнекамском месторождении с целью освещения и оконтуривания всей его площади начались по ряду причин спустя более 25 лет после открытия месторождения и потребовали проходки не одной сотни буровых скважин. Эти работы показали, что более ценные участки месторождения расположены на юге, в Березниковском районе, где теперь планируется и осуществляется расположение ряда новых калийных рудников и химических комбинатов.

До некоторой степени аналогичный пример показывает история поисков и разведки на калийные соли в Восточной Туркмении. После открытия этих солей в 1930 г. была организована сразу предварительная, а потом и детальная разведка отдельных участков Окузбулакского, Кызылмазарского и Гаурдакского месторождений. Общие же перспективы бассейна оставались неясными. К определению их приступили лишь в 1962—1964 гг. При этом было открыто наиболее крупное по запасам и лучшее по качеству калийных солей Карлюкское месторождение, ныне представляющее базу для создания калийной промышленности Средней Азии.

Иная методика поисков и разведки была применена на Старобинском месторождении калийных солей в Белоруссии. О высокой промышленной ценности этого месторождения можно было судить уже по данным первой пробуренной здесь опорной скважины. Поэтому на прилегающем к ней участке обоснованно приступили к предварительной, а затем к детальной разведке. В то же время на остальной площади месторождения по более редкой сети бурились поисковые скважины, которые определили границы месторождения и позволили наметить еще три участка под детальную разведку для проектируемых калийных комбинатов. В настоящее время поисковые работы осуществляются на широкой площади, лежащей к востоку от Старобинского месторождения. Эти работы привели к открытию новых перспективных

в промышленном отношении участков (Петриковский, Нежинский и др.).

Планомерно и с учетом всех имеющихся геологических данных осуществляются поиски кембрийских калийных солей на Сибирской платформе. Здесь намечено несколько потенциально перспективных участков (северная часть Михайловского вала в Канско-Тасеевском районе, зона Ангарских дислокаций и Илгинская впадина в Иркутском амфиатре и др.), которые разбуриваются по редким профилям поисковыми скважинами. При тех огромных размерах, которые имеет кембрийский соленосный бассейн, конечно, невозможно разбуривание и оконтуривание всей его площади. Методика выяснения перспектив бассейна на калийные соли по участкам является, по-видимому, единственно правильной.

Нередко возникает вопрос о глубине заложения поисковых скважин на первых этапах изучения соляного месторождения. Высказывается мнение, что глубина бурения должна определяться принятой на практике максимальной глубиной подземных разработок месторождений и что вскрытие продуктивных горизонтов на большей глубине буд-то бы не представляет практического интереса.

С такими установками согласиться нельзя. На начальных этапах, когда строение разреза соляной залежи (или толщи) еще не установлено и число и положение продуктивных горизонтов еще не определены, поисковые скважины должны вскрывать полный разрез соленосной толщи, а при очень большой ее мощности они должны закладываться на максимально доступную глубину или вскрывать залежь по частям. И лишь после определения положения продуктивных горизонтов глубина бурения может быть ограничена тем или иным из них. Но и в этих случаях отдельные, редкие скважины должны вскрывать (если позволяют технические условия) полный разрез соленосной толщи и углубляться в подстилающие ее отложения для выяснения общей структуры бассейна и месторождения и решения ряда других геологических вопросов. Кроме того, глубина разработок месторождения — величина условная. В Канаде, например, калийные соли уже сейчас эксплуатируются методом подземного выщелачивания, что увеличивает глубину разработок в два раза против глубины их эксплуатации горными работами.

На Верхнекамском месторождении калийных солей поисковые и разведочные скважины углубляются до пересечения верхней глинисто-мергелистой маркирующей пачки, лежащей на 25—35 м ниже почвы сильвинитового горизонта. Большие глубины практического интереса не представляют, поскольку на них промышленные пласты калийных солей отсутствуют. Однако отдельными редкими скважинами кунгурские соленосные отложения вскрываются на полную мощность — вплоть до верхних пачек артинских отложений.

При поисках калийных солей на пространствах Иркутского амфиатра, где общая мощность кембрийской галогенной формации достигает 2,5—3 км и более, буровые скважины закладываются с расчетом раздельного вскрытия перспективных соленосных горизонтов и получения (путем сопоставления и суммирования данных бурения) общего разреза галогенной формации.

Недостаточно обоснованное ограничение глубины поисковых и разведочных скважин иногда влечет частичную недоразведанность месторождения. Так, на Старобинском месторождении значительным числом скважин вследствие ограничения глубины бурения не был вскрыт четвертый сильвинитовый горизонт. На начальных этапах поисков и разведки на стратиграфическом уровне, соответствующем указанному горизонту, были замечены в керне некоторых скважин незначительные проявления сильвина в каменной соли. Однако этот факт не послужил

основанием для более глубокого бурения. Правда, четвертый горизонт не включен в число промышленных (запасы сильвинита в нем отнесены к забалансовым).

Для поисковых работ не существует регламентированных расстояний между скважинами. Эти расстояния определяются характером, строением, размерами месторождения и решаемыми задачами: все эти факты различны не только на месторождениях разного типа, но нередко меняются в пределах одного месторождения или соленосного бассейна. Обычно скважины располагаются на линиях профилей, ориентированных вкрест господствующего простирания соляной залежи или структуры, а также в ином выбранном направлении при неясном простирании. Реже скважины располагаются на площади равномерно или без определенной системы. Можно привести некоторые примеры расположения поисковых скважин.

На площади Верхнекамского месторождения поисковые скважины располагаются, как правило, по квадратной сети размером  $8 \times 8$  км. Севернее Соликамского района в связи с более сложными тектоническими условиями месторождения сеть сгущается за счет заложения дополнительных скважин в центрах квадратов со стороной 8 км.

На Старобинском месторождении поисковые скважины закладывались в основном по сети квадратов  $3 \times 3$  км, но местами расстояние между скважинами увеличено до 3,5—4 км. Такая сеть позволила подсчитать запасы калийных солей по категории  $C_1$ , что по существу отвечает уже стадии предварительной разведки. На площади, лежащей к востоку от месторождения, расстояния между профилями 6—17 км и между скважинами на линиях 6—12 км. Местами бурятся промежуточные скважины, расстояния между которыми на перспективных участках сокращаются до 3—4 км.

Линии размещения поисковых скважин в Предкарпатском калиеносном бассейне располагаются через 4 км с размещением на них скважин через 2 км, а при крутом падении залежей калийных солей это расстояние уменьшается до 1 км.

При поисках калийных солей в Канско-Тасеевском районе (Канарайская структура) расстояние между линиями скважин 15—20 км, а между скважинами на линиях 2,5—3 км.

В Восточной Туркмении на участке Северный Гаурдак при поисках калийных солей профильные линии закладывались через 1,4—4,7 км, скважины на линиях через 0,8—1,3 км. На участке Кугитанг соответственно выбраны расстояния: 5,5—8 и 0,5—2 км.

Поисковые скважины на калийные соли на многих солянокупольных структурах Прикаспийской синеклизы закладывались по профилям, расположенным друг от друга от 0,5—1 до 2—4 км, причем последние расстояния преобладают. Между скважинами выбраны расстояния от 400—500 м до 1—2 км.

Поисковая стадия заканчивается подсчетом запасов солей по категории  $C_2$ , а при меньшем количестве обосновывающих данных подсчитываются геологические (прогнозные) безкатегорные запасы. При достаточном количестве данных в некоторых случаях могут быть подсчитаны запасы по категории  $C_1$ .

**Стадия предварительной разведки.** На основе данных, полученных поисковыми работами, выбираются участки месторождения для предварительной разведки. При сложных тектонических и фациальных условиях месторождения минеральных солей, преимущественно калийных солей, целесообразность проведения предварительной разведки может вызвать необходимость специального обоснования. В этом случае составляется технико-экономическое обоснование (ТЭО), в котором дается оценка промышленного значения месторождения и решается вопрос о принципиальной возможности его освоения. Составление

технико-экономического обоснования целесообразно поручать соответствующим проектной организации или научно-исследовательскому институту.

Стадия предварительной разведки на ископаемых месторождениях минеральных солей мало чем отличается от аналогичной стадии на месторождениях других полезных ископаемых. Ее задачами являются уточнение данных поисковой разведки, выполненной на выбранном участке, с детализацией стратиграфического разреза и положения продуктивных горизонтов и пластов; уточнение состава и качества солей и определение их соответствия требованиям кондиций; выяснение гидрогеологических условий месторождения и предварительная оценка горнотехнических условий его эксплуатации. На стадии предварительной разведки выясняются технологические свойства солей в такой степени, которая необходима и достаточна для определения возможности их промышленного использования. Предварительная разведка заканчивается подсчетом запасов солей по категории в общем случае не выше, чем  $C_1$ , с большей или меньшей долей запасов категории  $C_2$ . Предварительная разведка может дать на отдельных участках запасы категории В. При подсчете запасов используются временные кондиции или кондиции, составленные для других аналогичных месторождений.

До завершения стадии предварительной разведки геологоразведочной организацией с привлечением в необходимых случаях проектной организации составляется технико-экономический доклад (ТЭД), который обосновывает целесообразность промышленного освоения месторождения и необходимость перехода к детальной разведке. ТЭД составляется по положению, утвержденному Госпланом.

**Стадия детальной разведки.** Детальная разведка месторождения минеральных солей в целом или отдельных его участков производится для получения необходимых данных, используемых при составлении технического проекта эксплуатации месторождения и рабочих чертежей.

В стадии детальной разведки уточняются и дополнительно выясняются геологические, гидрогеологические, инженерно-геологические, горнотехнические и другие особенности соляного месторождения, недостаточно полно освещенные в стадии предварительной разведки. Окончательно устанавливаются состав и качество солей в продуктивных пластах с выделением типов сырья, определением закономерностей их проявления и распределения на площади месторождения и отдельным технологическим испытанием.

Подсчет выявленных детальной разведкой запасов солей, разбивка их на категории и выделение балансовых и забалансовых запасов базируются на разработанных и утвержденных кондициях на все типы солей (руд) данного месторождения. Запасы в общем случае подсчитываются по категориям А, В,  $C_1$  и  $C_2$  с одновременным установлением прогнозных и геологических запасов, что позволяет дать полную промышленную оценку и определить перспективы месторождения. В некоторых случаях из-за сложных геологических и прочих условий месторождения при подсчете промышленных запасов солей не могут быть выделены запасы категории А. В этих случаях по решению ГКЗ проектирование промышленного предприятия может быть разрешено на запасах категории В.

Для предварительной и детальной разведки ископаемых месторождений минеральных солей намечены (хотя и не обязательные) требования к плотности разведочной сети (табл. 29). Эти данные для различных типов месторождений заимствованы из Инструкции по применению классификации запасов, 1962.

В Инструкции указывается, что расположение и плотность разведочной сети должны определяться в каждом отдельном случае с уче-

том геологических особенностей месторождения. Одновременно подчеркивается, что приведенные в таблице расстояния между выработками не должны рассматриваться как обязательные. При соблюдении последовательности этапов разведки систематическая и своевременная обработка геологических материалов позволяют выбрать наиболее рациональную сеть разведочных выработок.

К сожалению, приведенные в табл. 29 цифры нередко невольно

Т а б л и ц а 29

Плотность разведочной сети

Группа	Тип месторождения	Расстояние между выработками в м для категорий		
		А	В	С <sub>1</sub>
1	Пластовые, выдержанные по мощности и устойчивые по качеству солей . . . . .	1000	1500	2000
1	Пласто-линзообразные, относительно выдержанные по мощности и сравнительно устойчивые по качеству солей . . . . .	600	1200	1800
2	Линзообразные, не выдержанные по мощности и строению соляной толщи, но устойчивые по качеству солей . . . . .	—	600	1200
2	Куполо- и штокообразные, не выдержанные по мощности и строению соляной толщи и неустойчивые по качеству солей . . . . .	—	400	800

«гипнотизируют» геологов-разведчиков и с излишней педантичностью принимаются во внимание при экспертизе подсчета запасов, что иногда вызывает неоправданную переразведку соляного месторождения.

При утверждении запасов калийных солей Старобинского месторождения в 1954 г. ВКЗ (в соответствии с имевшейся тогда инструкцией) утвердила запасы по категории А<sub>2</sub> при расстоянии между скважинами 0,75—1,0 км и по категории В при расстоянии 1,0—1,4 км.

Произведенный нами анализ разведочных данных показал, что при большой выдержанности Старобинского месторождения в отношении мощности пластов и качества калийных солей расстояния между скважинами могут быть приняты: для категории А — 1,0—1,5 км и для категории В — 1,5—2,0 км. Принятие этих расстояний, по нашим данным, не связаны со снижением качества и точности подсчета. Детальная разведка Старобинского месторождения теперь опирается на скважины, закладываемые в углах квадратов со стороной 1,5 км для запасов категории В, и на скважины, дополнительно пройденные в центрах этих квадратов для запасов категории А.

При детальной разведке Карлюкского месторождения калийных солей была принята следующая плотность разведочной сети и расположения скважин для отдельных категорий: А — 0,85—1,35×0,85—1,75 км; В — 1,0—1,2×1,5—2,3 км; С<sub>1</sub> — 1,25—1,85×2,25—3,45 км.

При нарушенных условиях залегания, изменчивости минерального и химического состава и относительно небольших размерах залежей калийных солей Стебникского и Калушско-Голынского месторождений для детальной разведки отдельных участков линии профилей закладывались через 300—700 м и чаще 500 м, скважины на профилях располагались через 250 м, а местами через 150—100 м.

Общее правило, заключающееся в том, что при разведке месторождений полезных ископаемых следует стремиться к минимальному, но достаточному для решения задачи числу разведочных выработок за счет наиболее рационального их размещения, приобретает особую

важность при разведке соляных месторождений, особенно залежей калийных и калийно-магниевого солей. Одним из главнейших факторов, обуславливающих в данном случае это правило, является возможность каждой скважины служить проводником в соляную залежь вод из горизонтов покровных пород. Кроме того, вокруг каждой скважины при эксплуатации месторождения должен сохраняться предохранительный целик, диаметр которого измеряется десятками метров и в отдельных случаях достигает 250—300 м. Эти целики увеличивают потери сырья в недрах и осложняют горные работы.

Нужно, однако, заметить, что потери в околоскважинных целиках составляют очень небольшую величину по сравнению с общими эксплуатационными потерями. На Верхнекамском месторождении, например, они в среднем составляют всего 0,8%, редко превышая 1%, тогда как эксплуатационные потери достигают 50% от запасов категории А в эксплуатируемых пластах калийных солей.

Требование сокращения числа буровых скважин не позволяет в ряде случаев с необходимой детальностью выяснить особенности внутреннего строения разведываемого соляного месторождения. Например, при детальной разведке участков Верхнекамского месторождения принятая плотность разведочной сети 1×1 км для категории А и 2×1 км для категории В не всегда дает возможность установить с необходимой точностью внутреннюю тектонику пластов калийных солей, уточнить масштаб явлений фациального изменения их минерального состава, особенности замещения калийных солей каменной солью и другие положения.

На участках Верхнекамского месторождения, где соляная складчатость проявляется интенсивно, детали ее не могут быть выяснены бурением скважин с поверхности даже при довольно значительном их сгущении.

На рис. 102 изображены стадии последовательной детализации разведки западного участка Дуринской впадины. Верхний разрез, построенный на основании только пяти скважин, пройденных на расстояниях от 1,6 до 4,5 км друг от друга, позволял предполагать спокойные условия залегания всего комплекса соленосных и покрывающих их отложений. Средний разрез построен с учетом вновь пробуренных промежуточных скважин 281 и 426. Первая из них установила глубокий прогиб и замещение горизонта калийных солей соленосными глинисто-карбонатными породами. Скважина 426 показала наличие соляного поднятия, свод которого, по-видимому, размыт подземной эрозией. Наконец, нижний разрез, построенный по данным ряда вновь пробуренных скважин (514, 519, 522 и 523), благодаря чему расстояния между ними сократились до 1 км и менее, показывает еще более сложные условия залегания горизонта калийных солей и наличие ряда соляных прогибов и поднятий. Предполагавшееся по данным скв. 135 северное падение горизонта калийных солей по данным скв. 522 изменилось на южное падение.

Можно полагать, что при еще большем сокращении расстояний между скважинами будут выявлены новые детали условий залегания соляных горизонтов. Несомненно, что и в южной части разреза условия залегания горизонта калийных солей более сложные, чем показывает рисунок, составленный для этой части по данным редких скважин.

Однако подобное сгущение скважин для выяснения деталей тектоники месторождения калийных солей недопустимо и невозможно на всех участках месторождения. Поэтому при разведке калийного месторождения всегда остаются вопросы, которые выясняются уже при эксплуатационной подземной разведке и добычных работах.

На основе анализа разведочных работ на Верхнекамском месторождении Пермским научно-исследовательским угольным институтом

(Андреев, 1964) был сделан вывод о нецелесообразности бурения скважин с поверхности по сети  $1 \times 1$  км при детальной разведке новых участков, поскольку такая сеть не обеспечивает выявления запасов категории А, требующего более плотной разведочной сети (400—500 м) (Ан-

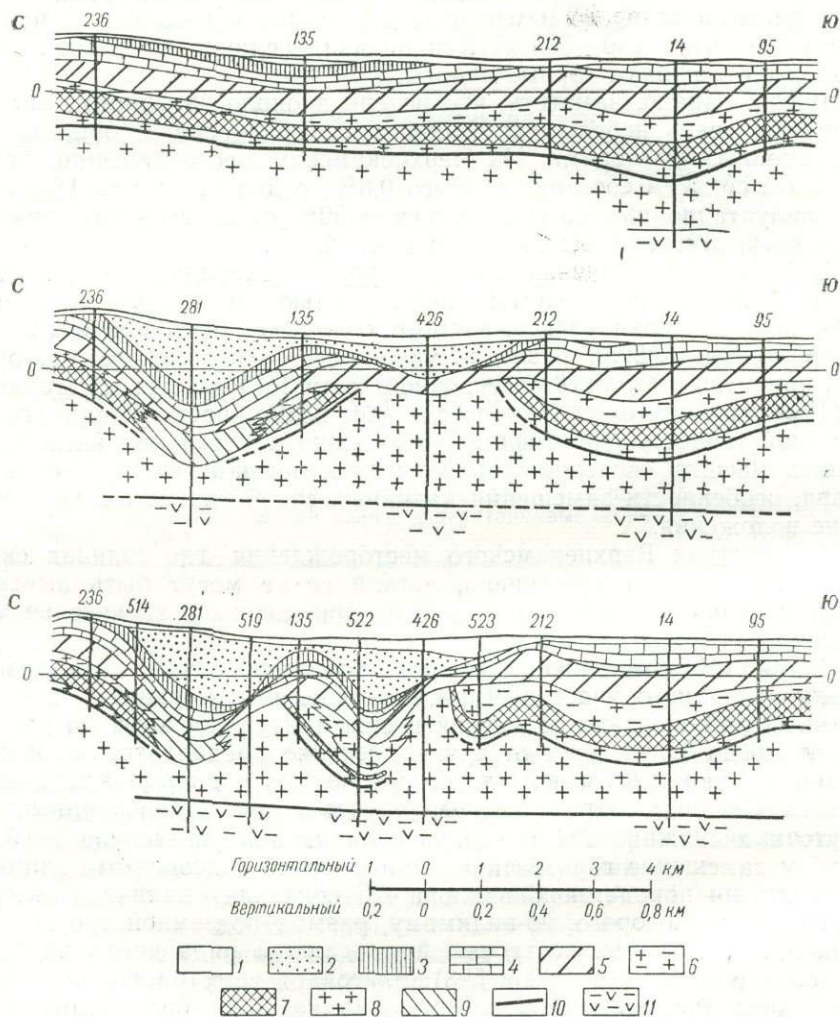


Рис. 102. Геологические разрезы западного участка Дуринской впадины Верхнекамского месторождения

1 — четвертичные отложения; уфимский ярус пермских отложений; 2 — пестроцветная толща; 3 — известняково-песчаниковая толща; 4 — известняково-мергелистая толща; 5 — глинисто-мергелистая толща; кунгурский ярус пермских отложений; 6 — переходная толща и покровная каменная соль; 7 — калийные соли; 8 — подстилающая каменная соль; 9 — глинисто-карбонатно-соленосная пачка иногда с проявлениями калийных солей; 10 — маркирующая глинисто-карбонатная пачка; 11 — глинисто-доломито-ангидритовая толща

дреев, 1964). Была предложена иная методика детальной разведки: первая стадия — разведка бурением шахтного поля по сети  $2 \times 2$  км с квалификацией запасов по категории В с правом проектирования; вторая стадия — разведка шахтного поля с доведением степени разведанности до запасов категории А после вскрытия поля шахтами и горными выработками и осуществления дополнительной разведки бурением подземных скважин.

Экспертиза Министерства геологии СССР, рассмотревшая в июне 1964 г. предложения ПермНИУИ, отметила, что подземная разведка горными выработками шахтного поля для получения запасов категории А не может быть принята, так как это привело бы к вложению значительных средств в освоение месторождения при наличии утвержденных запасов лишь по категории В. Верхнекамское месторождение безусловно относится к I группе по классификации запасов и может быть разведано скважинами с поверхности при достаточно обоснованной плотности сети и надлежащем тампонаже скважин.

Приведенные примеры показывают, что пластовые месторождения ископаемых солей могут быть разведаны скважинами с поверхности земли до степени, достаточной для выявления запасов по промышленным категориям.

Иное положение создается при разведке скважинами с поверхности месторождений минеральных солей, связанных с солянокупольными структурами. Если еще разведка соляного купола на каменную соль, слагающую ядро структуры, при достаточно однородном строении толщи и качестве соли может выявить промышленные запасы, то разведка отдельных продуктивных пластов или залежей калийных солей, заключенных в соляном массиве, представляет большие трудности и не дает возможности подсчитать запасы по категории выше, чем С<sub>1</sub>. Это обуславливается сложной внутренней тектоникой соляного массива, крутым падением пластов при сложном складчатом строении и изменчивости простираения их, а также трудностями параллелизации пластов, вскрываемых в отдельных точках массива, даже при расстояниях между ними в 200—300 м. При встрече вертикальной скважиной крутопадающей соляной пачки, последняя может быть вскрыта лишь на неполную или даже на небольшую мощность. Бурение же на солянокупольных структурах наклонных скважин без выяснения элементов залегания пластов при сложноскладчатых условиях структур не может дать положительных результатов. Для установления элементов простираения и падения пластов применяется керноскоп, но последний пока не получил широкого распространения. Весьма существенные результаты применения керноскопа получены на Эльтонской солянокупольной структуре при поисковом прослеживании залежи калийных солей. Это позволило уже на стадии поисков положительно оценить перспективы Эльтонского месторождения на наличие в нем калия.

Однако при детальной разведке солянокупольной структуры и связанного с ней месторождения калийных солей необходима проходка разведочно-эксплуатационной шахты, подземных горных выработок и скважин. Обоснованием для проходки шахты должно служить вскрытие скважинами с поверхности достаточно мощных залежей калийных солей с промышленным качеством и другими положительными показателями.

**Эксплуатационная разведка.** Эксплуатационная разведка производится в ходе как подготовительных, так и очистных горных работ на разрабатываемом соляном месторождении. Особенное значение эксплуатационная разведка имеет на месторождениях калийных солей.

Задачами эксплуатационной разведки являются: выяснение условий залегания продуктивных (эксплуатируемых) пластов солей и качества добываемого сырья; оконтуривание зон фациальных переходов и замещений; уточнение промышленных запасов в пределах участков и подготовляемых к выемке блоков; изучение горнотехнических условий с целью рационализации планирования и проектирования подготовительных и очистных выработок и контроль за соответствием состава и качества добываемого сырья утвержденным кондициям и требованиям технологии переработки сырья. Эксплуатационная разведка производится в течение всего периода разработки месторождения. Она осуще-

ствляется путем проходки штреков, квершлагов и бурения из них скважин. Применение штрекопроходческих машин в значительной степени облегчает и ускоряет проходку подземных горных выработок для целей эксплуатационной разведки.

Подземная эксплуатационная разведка, например, на Верхнекамском месторождении производится следующим образом. В горизонте подстилающей каменной соли штрекопроходческим комбайном проходятся разведочные штреки и квершлагги, причем последние располагаются вкрест простирания основных складчатых структур и приурочиваются к осям будущих панельных откаточных штреков. Расстояния между разведочными выработками в Соликамском руднике 600 м, в Березниковском — 800 м. Из разведочных выработок бурятся скважины для вскрытия эксплуатируемых пластов калийных солей от кровли верхнего В до почвы нижнего Кр II. Средние расстояния между скважинами в Соликамском руднике 300 м, в Березниковском — 400 м.

При эксплуатационной подземной разведке применяется бурение так называемых передовых скважин, располагающихся под разными углами наклона к горизонту, иногда веерообразно. Задачей этого бурения является выяснение условий залегания эксплуатируемых пластов и локальных тектонических нарушений, определение характера и контуров фациальных переходов и замещений, оценка качества солей. Широкое применение такое бурение находит на рудниках, эксплуатирующих Верхнекамское и другие месторождения калийных солей.

#### **Требования к технике буровых работ и первичной обработке керна.**

Инструкция по применению классификации запасов (1962) требует применения при разведке соляных месторождений колонкового бурения и извлечения керна из пластов каменной соли, сильвинита и сульфатных калийных солей не менее 85% и из пластов карналлитовой породы не менее 75%. Получение высокого процента керна достигается бурением в соляных породах инструментом достаточно большого диаметра (не менее 86—90 мм), тщательным регулированием скорости бурения и количества промывочной жидкости. В качестве последней применяется соляной раствор (рассол), насыщенный NaCl, KCl, MgCl<sub>2</sub>. При проходке скважинами калийных солей наилучшие результаты дает рассол хлористого магния, так как в нем очень слабо растворимы другие соли (при 15°С в 100 г воды совместно растворяются: 37,3 г MgCl<sub>2</sub>; 1,3 г NaCl и 4,6 KCl). Раствор можно также насыщать богатым сильвинитом, карналлитовой породой, удобрительной калийной смесью с высоким содержанием KCl. Широко применяется глинистая промывка, приготовленная на насыщенном соляном растворе, а также бурение с ограниченной промывкой (только с призабойной циркуляцией жидкости).

Прогрессивным и перспективным методом создания призабойной циркуляции промывочной жидкости является промывка за счет энергии сжатого воздуха при помощи погруженного эрлифтного насоса. Экспериментальные работы на Верхнекамском месторождении показали высокие результаты этого метода как по механической скорости и сменной производительности, так и по выходу и качеству керна. При проходке пластов калийных солей, в том числе карналлитовой породы, была достигнута максимальная скорость бурения 8—12 м/час при средней скорости около 5 м/час и выходе керна от 88 до 92—100% (Илларионова и Кирсанов, 1966).

Во всех скважинах производится определение величины угла и азимута отклонения (искривления) ствола от вертикали, что важно для правильной ориентировки будущих защитных целиков, определения истинной мощности залежи, подсчета запасов и других целей.

По окончании бурения должен быть выполнен надежный ликвидационный тампонаж всех скважин, вскрывших соляную залежь, в осо-

бенности на месторождениях калийных солей, и скважин, расположенных на проектируемых шахтных полях.

Методы ликвидационного тампонажа различны и зависят от особенностей геологии месторождения и состава солей. Для тампонажа применяются цемент, глиноцемент и глинобетон, глина и другие материалы. Разработанной и утвержденной соответствующими организациями инструкции ликвидационного тампонажа пока нет и поэтому приемы и материалы тампонажа на разных месторождениях различные.

На Верхнекамском месторождении принят следующий метод ликвидационного тампонажа, разработанный А. Ф. Непримеровым в Березниковской лаборатории ВНИИГалургии. От забоя скважин до кровли переходного соляно-мергельного горизонта, лежащего выше соляной толщи, ствол скважины заливается цементным раствором, приготовленным на основе каустического магнезита на хлорнатриевом рассоле (на 100 кг цемента 50 л рассола). Цементный раствор заливается в скважину через буровые штанги при помощи специального цементировочного агрегата. Спустя трое суток путем разбуривания устанавливается степень затвердения цемента. Часть ствола скважины, находящаяся выше переходного горизонта, заполняется глино-щебеночной смесью (60% глины и 40% гравия или щебня).

На Старобинском месторождении принят иной метод ликвидационного тампонажа скважин. В пределах разреза мезо-кайнозойских отложений, с которыми связаны мощные водоносные горизонты, оставляется колонна обсадных труб, башмак которой задавливается в породы покровной верхнедевонской глинисто-мергелистой толщи. На контакте глинисто-мергелистой и соленосной толщ ставится деревянная пробка и выше на 40—50 м ствол скважины заливается цементом марки 500—600. Через сутки проверяется схватывание цемента. Верхняя часть обсадных труб заполняется густым глинистым раствором. Расходы на тампонажные работы составляют 7—10% от стоимости буровых работ. Геологи-разведчики Старобинского месторождения считают, что целесообразнее цементом заливать весь ствол скважины. Расход цемента составит до 15 т на одну скважину.

В Предкарпатье с 1965 г. ликвидационный тампонаж производится методом цементации всего ствола скважины. Ранее в зависимости от строения разреза осуществлялся комбинированный тампонаж: цементация, заливка густым глинистым раствором и постановка деревянных пробок. Уместно отметить, что вскрытие давно пробуренных скважин в Калуше, затампонированных глиной, показало устойчивость этого тампонажа.

При разведке Карлюкского калийного месторождения вначале применялась цементация стволов скважин от забоя до кровли соляной толщи. Но из-за возражений ГКЗ метод ликвидационного тампонажа был изменен. Весь ствол скважины от забоя до почвы водоносных четвертичных отложений заполняется густой глинистой пастой, для которой используется образующийся при бурении шлам. Выше ставится цементная пробка и до устья скважины вновь заливается густой глинистый раствор. После этого ставится новая цементная пробка. Такой тампонаж занимает 24 ч и стоит около 100 руб. на скважину.

В Канаде и во Франции скважины на соляных месторождениях тампонируются цементом. При этом на Эльзасских калийных рудниках целики вокруг скважин не оставляются.

Таким образом, методы ликвидационного тампонажа скважин в общем не столь существенно отличаются друг от друга в разных случаях их применения. Представляется, что при разработке этих методов в первую очередь необходимо учитывать геологические и гидрогеологические условия, строение разреза, тектонику месторождения и со-

став слагающих его солей. Поэтому приемы ликвидационного тампонажа и используемые при этом материалы не обязательно должны быть стандартными для разных соляных месторождений.

Керн, получаемый при разведке соляного месторождения, должен на скважине предварительно документироваться. Перед укладкой в ящики соляной керн обмывается в рассоле для очищения поверхности его от глины и шлама. На базе разведочной партии керн вновь документируется с возможно более детальным расчленением разреза на пачки и слои, отличающиеся минеральным составом, текстурой, структурой, окраской. Для калийных пластов целесообразно составление зарисовок в масштабе 1:1, которые при переводе в масштаб 1:10, 1:20 и мельче вместе с данными химико-минералогического изучения дают ценный материал для познания разрезов калийных горизонтов и пластов изучаемого месторождения. В ГДР применяется фотографирование керна на цветную пленку. При документации керна разрез, положение и мощности пластов уточняются по данным каротажных измерений и диаграмм.

Опробование соляного керна, в особенности при наличии в разрезе высокогигроскопичных солей (карналлит, бишофит и др.), а также солей, легко подвергающихся дегидратации (например, мирабилит), следует производить в возможно кратчайший срок.

Интервалы опробования керна, устанавливаемые по видимым признакам изменения состава и типа солей, колеблются от 0,2—0,5 до 2—5 м в зависимости от строения разреза. На вновь разведываемом месторождении или участке при поисковой и предварительной разведке, пока разрез данного месторождения или участка еще не выяснен в деталях, интервалы опробования могут быть мельче, чем на детально разведываемом месторождении. Однако во всех случаях не следует увлекаться при систематическом опробовании слишком мелкими секциями. Это усложняет пересчет данных опробования и результатов химических анализов при подсчете запасов и вместе с тем не обеспечивает повышение точности. Если опробование керна мелкими секциями производится с целью более детального изучения вещественного состава солей, то его лучше выполнять в виде самостоятельной операции, не связывая с систематическим опробованием.

Горизонты и пласты солей, могущие представить практический интерес, подвергаются сплошному опробованию, т. е. пробы отбираются как из керна полезного ископаемого, так и из керна промежуточных слоев. Пачки и слои пород, селективная отработка которых невозможна, включаются в пробу.

Техника отбора проб из соляного керна осуществляется: 1) высверливанием в центре керна по его вертикальной оси с помощью сверлильного станка отверстия (диаметром 8—10 мм) и собиранием образующегося порошка, представляющего пробу, и 2) раскалыванием керна вдоль вертикальной оси пополам или на большее число частей, из которых одна поступает в пробу. Первый из указанных методов рекомендовал себя на многих месторождениях как наиболее надежный и точный. Широко применяется и второй метод, являющийся наиболее обычным в практике геологоразведочных работ. Вес проб для технологических испытаний согласовывается с организацией, производящей эти испытания.

Серьезное внимание должно быть уделено хранению соляного керна, особенно содержащего минералы с повышенной гигроскопичностью. На базе до опробования керн должен храниться в сухом помещении, а после опробования парафинироваться непосредственно или после предварительного обертывания плотной бумагой или бумажной калькой. Однако при долгом хранении керна, особенно сложенного сильно гигроскопическими солями, этот метод не дает надежных результа-

тов — порода превращается почти целиком в рассол, заполняющий бумажный парафинированный пакет. Самое надежное хранение — это помещение керна в стеклянные банки. Но, конечно, невозможно в банки поместить весь керн. Следует для такого хранения отбирать хотя бы отдельные эталонные, характерные образцы.

При количественных химических анализах соляных проб содержание таких элементов, как Na, Ca, Mg, Cl, SO<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>O и нерастворимый в воде (или в кислоте) остаток, определяется при любом минеральном составе и типе соляного месторождения. Дополнительно при опробовании месторождения каменной соли в пробах определяется содержание брома и в ряде проб — железа. Признаки содержания в каменной соли калийных солей устанавливаются макроскопически — по характерной окраске и «на вкус», петрографическими методами, качественным химическим и спектральным анализами. При положительных показателях содержание калия уточняется количественными химическими анализами. Во всех пробах калийных солей устанавливается содержание калия и брома, в карналлитовой породе, кроме того, — содержание рубидия. Количественным спектральным анализом в серии представительных проб калийных солей необходимо определять Li, V и ряд других элементов. При интересных показателях пробы на эти элементы подвергаются количественному химическому анализу. В содовых солях дополнительно определяется содержание CO<sub>2</sub> и HCO<sub>3</sub>.

Пересчеты химических анализов средних проб позволяют определять минеральный состав солей. Пересчет значительно облегчается и ускоряется при пользовании графиками (номограммами) состава отдельных минералов. При контроле графического метода пересчета определениями минерального состава проб под микроскопом (например, методом иммерсии) можно получить достаточно надежные данные о минеральном составе опробованных пластов солей для целей подсчета запасов. Иные, но более сложные способы расчета минерального состава солей приведены в книге «Методы анализа рассолов и солей» (1964).

Запасы солей в ископаемых месторождениях подсчитываются различными способами: среднеарифметическим, многоугольников (ближайшего района), треугольников, геологических блоков, вертикальных и горизонтальных сечений. Применение того или иного из этих способов зависит от формы и размера залежи, системы разведки месторождения, проектируемой системы разработки месторождения, распределения компонентов в продуктивных горизонтах и элементов залегания последних.

## **ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ПРОМЫШЛЕННОЙ ОЦЕНКИ ИСКОПАЕМЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СОЛЕЙ**

Народнохозяйственная ценность и возможность промышленного освоения месторождения полезных ископаемых, в частности месторождения минеральных солей, определяется не только его размерами, качеством сырья и количеством запасов, условиями и глубиной залегания, но и рядом других факторов геологического, горнотехнического и экономического значения.

Полная промышленная технико-экономическая оценка месторождения производится специализированными институтами и проектными организациями при разработке кондиций, проектного задания и составлении технического проекта. Но предварительная оценка месторождения на основе материалов, полученных и собранных в процессе поисков и разведки, выполняется геологами, производящими эти работы.

Оценка соленосного бассейна и отдельного месторождения минеральных солей должна производиться на всех стадиях, начиная от об-

наружения бассейна или месторождения при геологической съемке, геофизических исследованиях, различных изысканиях и поисках и кончая стадией детальной разведки и проектированием промышленного предприятия. В каждом отдельном случае задачи и содержание, полнота и детальность оценки различны.

При общей оценке соленосного бассейна намечаются и в определенной мере выясняются перспективы его в отношении наличия залежей тех или иных солей и планируются пути решения этого вопроса. Эта оценка базируется на региональных геологических исследованиях, поисковых и прогнозных критериях. В комплексе эти данные позволяют составить обзорную, а иногда и более обоснованную карту прогноза на тот или иной вид минеральных солей и выделить перспективные участки для постановки направленных поисковых и разведочных работ.

Большой обоснованности требует оценка перспектив соленосного бассейна и отдельного месторождения минеральных солей на основании выполненных поисковых и разведочных работ. Основные этапы, на которых производится суммирование итогов этих работ и оценка их результатов, приурочиваются к завершению стадий поисковой разведки, предварительной разведки и детальной разведки. Первая из этих стадий заканчивается составлением отчета, в котором приводится обоснование намечаемых участков для постановки предварительной разведки; вторая стадия завершается составлением технико-экономического доклада (ТЭД), на основании которого решается вопрос о детальной разведке месторождения, и в третью стадию составляется отчет с конечным подсчетом запасов солей и утверждением их в ГКЗ.

Заслуживают рассмотрения дополнительные факторы и критерии, имеющие существенное значение при промышленной оценке разведываемого месторождения минеральных солей.

**Объем разведанных запасов.** Этот фактор следует рассматривать в аспекте требований к степени обеспеченности запасами солей (в недрах) горнохимического комбината по добыче и переработке добываемого сырья. Создание на базе ископаемого месторождения каменной соли или калийных солей галургического предприятия требует больших затрат денежных и материальных средств. Эти предприятия, как правило, являются крупными. Для характеристики их масштабов можно указать, что на соляных рудниках в СССР добыча каменной соли в год составляет: на небольших — 75—80 тыс. т; на средних — 350—600 тыс. т; на крупных 900—1000 тыс. т. Производительность рудников, эксплуатирующих месторождения калийных солей, составляет: средних — от 300—350 до 500—600 и 1200 тыс. т/г; крупных — до 3000—3500 и 6000 тыс. т/г.

При существующих системах подземной эксплуатации месторождений каменной соли и калийных солей потери в недрах (в междукамерных целиках и др.) составляют 50—60%. Иными словами, извлекается в лучшем случае только половина разведанных запасов солей в эксплуатируемых горизонтах. На калийных рудниках довоенной Германии общее извлечение руды составляло всего 40—45% при производительности рудников от 15—20 тыс. т/г до 2 млн. т/г (Атрашкевич, Соколов, Фивег, 1952).

Если учесть приведенные цифры и принять средний амортизационный срок работы соляного или калийного рудника в 40—50 лет (в действительности он почти всегда значительно больше), то можно определить, что минимальная обеспеченность предприятия разведанными (промышленными) запасами каменной соли должна составлять от 8—10 до 90—100 млн. т, а обеспеченность предприятия калийными солями — от 35—50 до 400—500 млн. т и более.

На крупных месторождениях разведанные запасы и каменной соли, и калийных солей почти всегда во много раз превышают приведенные цифры, так что обеспеченность запасами предприятий при существующем объеме добычи достигает на некоторых месторождениях 2—3 сотен лет и более. Таким образом, указанные цифры обеспеченности следует рассматривать при планировании геологоразведочных работ и предварительной оценке ожидаемых их результатов как исходные или минимальные.

**Состав и качество солей и требования кондиций.** При обнаружении залежи минеральных солей, а также на начальных этапах поисковых и разведочных работ у геологов и разведчиков, впервые имеющих дело с этими полезными ископаемыми, нередко возникают вопросы: при каких содержаниях полезных и вредных компонентов те или иные природные соли могут представить практический интерес и какие их типы используются промышленностью?

Ответы на эти вопросы в какой-то мере дают приведенные выше табл. 5, 6 и 7, в которых показаны примеры химического и минерального состава калийных солей, каменной соли, тенардитовой и мирабилитовой пород ряда месторождений. Как отмечалось, результаты большинства приведенных в таблицах анализов характеризуют типы, состав и качество природных минеральных солей, добывающихся на наших и зарубежных горнохимических предприятиях, а также слагающих промышленные запасы на ряде разведанных месторождений. В дополнение к данным этих анализов рассмотрим примеры кондиций, разработанных для подсчета запасов разведанных месторождений минеральных солей. В Инструкции и методических указаниях по обоснованию и расчету кондиций (1965) кондиции на минеральное сырье характеризуются как «совокупность требований к качеству полезных ископаемых в недрах и к горногеологическим условиям, соблюдение которых при оконтуривании и подсчете запасов позволяет правильно разделить запасы полезных ископаемых по их народнохозяйственному значению на балансовые и забалансовые». В этой связи приводимые ниже примеры уже разработанных и утвержденных кондиций могут служить (наряду с прочими данными) исходным материалом при оценке открытого и разведываемого месторождения минеральных солей соответствующего типа. Рассмотрим ряд кондиций для месторождений калийных солей.

Калийные соли — сильвиниты, каинитовая, каинито-лангбейнитовая, лангбейнито-каинитовая и лангбейнитовая породы — используются в СССР как сырье для получения калийных минеральных удобрений. Намечается использование полигалитового сырья. Решается проблема технологии переработки смешанной карналлито-сильвинитовой породы. Карналлитовая порода непосредственно для получения калийных удобрений не используется. Кондиции для почти всех месторождений разработаны Всесоюзным научно-исследовательским институтом галургии в соответствии с типами солей.

Из калийных солей наибольшее промышленное значение имеет сильвинит, добывающийся и перерабатывающийся многими горнохимическими предприятиями как в СССР, так и за рубежом. Состав и качество сильвинита на месторождениях колеблется в широких пределах в отношении как полезных, так и вредных компонентов, что обуславливает применение разных методов технологии добываемого сырья. Главнейшими из таких методов являются химический (галургический) и флотационный (Кашкаров, Фивег, 1963). Для технологии обоих этих методов большое значение имеет содержание в сильвините нерастворимого в воде остатка (карбонатно-глинистого материала). Содержание его более 7—10% является пределом для возможности флотационного обогащения сильвинита. Галургический метод обогащения может при-

меняться при содержании нерастворимого остатка в сильвините до 25—30% и более, что вызывает, однако, значительное расширение технологических стадий по промывке шламов и удорожание процесса обогащения.

Наличие в сильвините труднорастворимых и нерастворимых в воде примесей (ангидрита, карбонатов, кизерита и др.), а также  $MgCl_2$  осложняет технологический процесс, вызывает излишние расходы и повышает потери калия в отходах. Флотационное обогащение сильвинита возможно при содержании  $MgCl_2$  до 5%; для химической переработки можно использовать сильвинит с содержанием  $MgCl_2$  не более 15% (Кашкаров, Фивег, 1963).

Содержание хлористого калия в сильвините, добываемом на рудниках СССР и поступающем на обогатительные фабрики, колеблется от 20—21 до 30—35% и более в зависимости от его типа, распределения в породе сильвина и примесей.

На различных месторождениях сильвинита приняты различные кондиции.

Промышленные запасы сильвинитового сырья Верхнекамского месторождения должны удовлетворять требованиям: 1) минимальное содержание хлористого калия по подсчетному блоку не менее 22%, по сечению пласта скважиной или горной выработкой не менее 15%; 2) содержание хлористого магния по подсчетному блоку не более 1%, по сечению пласта скважиной или горной выработкой не более 5%; 3) минимальная мощность продуктивного пласта, включаемая в подсчет запасов, не менее 2 м; 4) мощность пачки солей (предохранительный целик) над кровлей намеченного к эксплуатации пласта сильвинита не менее 50 м; 5) к забалансовым относятся запасы сильвинита с содержанием хлористого калия по подсчетному блоку от 10 до 22%.

По кондициям, принятым на Старобинском месторождении: 1) содержание компонентов в солях по сечению продуктивного пласта скважиной или горной выработкой должно быть: хлористого калия не менее 16%, хлористого магния не более 3,5%, нерастворимого остатка не более 10%; 2) бортовое содержание хлористого калия для оконтуривания запасов сырья по мощности пласта не менее 10%; 3) минимальная мощность пласта, включаемая в подсчет, не менее 1,5 м; при меньшей мощности следует руководствоваться соответствующим метропроцентом с учетом вредных примесей; 4) прослой пустых пород или некондиционных солей мощностью до 3 м должны включаться в подсчет запасов.

По кондициям для химической переработки сильвинита из Калушско-Гольинского месторождения: 1) среднее содержание хлористого калия в подсчитываемом блоке должно достигать 22,1% (14%  $K_2O$ ) при бортовом содержании 17,4% (11%  $K_2O$ ); 2) содержание примесей допускается в пределах: полигалита не более 12%, хлористого магния не более 2%, сернокислого магния не более 1%, карбонатно-глинистого материала не более 30%; 3) минимальная мощность залежи, включаемая в подсчет запасов, должна быть не менее 1,5 м; 4) мощность прослоев пустых пород, при которой они могут быть исключены из подсчета запасов по горнотехническим условиям, устанавливается в зависимости от условий залегания пласта.

На Карлюкском месторождении в Туркмении выделяются три основные различные по своим технологическим свойствам типы промышленных солей: 1) безкарналлитовые сильвиниты с содержанием  $MgCl_2$  до 1,5%; 2) карналлитовые сильвиниты с содержанием  $MgCl_2$  от 1,5 до 5%; 3) смешанные карналлитовые и сильвинитовые соли с содержанием  $MgCl_2$  более 5%.

Разработанный Всесоюзным научно-исследовательским институтом галургии проект кондиции для этого месторождения предусматри-

вает ряд требований к сырью в соответствии с указанными его типами (табл. 30).

Таблица 30

Кондиции на калийные соли Карлюкского месторождения

Содержание требований	Типы солей		
	1	2	3
Минимальное среднее содержание KCl по блоку (%) . . . . .	22	22	25
То же по пересечению скважиной (%) . . . . .	16	16	16
Максимальное среднее содержание MgCl <sub>2</sub> по блоку (%) . . . . .	1—1,5	от 1—1,5 до 5 7	Более 5
То же по пересечению скважиной (%) . . . . .	3		
Максимальное среднее содержание нерастворимых в воде компонентов по блоку (%) . . . . .	8	8	8
То же по пересечению скважиной (%) . . . . .	10	10	10
Минимальная мощность пластов, включаемых в подсчет запасов (м) . . . . .	1,5	1,5	1,5
Максимальная мощность прослоев пустых пород, включаемых в подсчет запасов (м) . . . . .	3,5	3,5	3,5

Разработанные ВНИИГалургии кондиции на различные типы сульфатных калийных солей Предкарпатских месторождений для галургической переработки сведены в табл. 31.

Таблица 31

Кондиции на сульфатные калийные соли Предкарпатских месторождений

Содержание требований	Типы солей			
	каинитовые	лангбейнто-каинитовые	каинито-лангбейнитовые	лангбейнитовые
Минимальное среднее содержание K <sub>2</sub> O по блоку (%) . . . . .	9,0	9,0	9,0	9,0
То же бортовое (%) . . . . .	7,0	7,0	7,0	7,0
Среднее содержание в сырье других компонентов (%):				
лангбейнита . . . . .	Не более 3,0	Не более 7,0	Не более 8,0	Не менее 38,0
полигалита . . . . .	Не более 6,0	Не более 8,0	Не более 8,0	—
карналлита . . . . .	Не более 5,0	Не более 5,0	Не более 8,0	—
хлористого калия в составе сильвина, каинита и карналлита . . . . .	—	—	—	Не более 3,0
нерастворимого в воде карбонато-глинистого материала . . . . .	Не более 15,0	Не более 15,0	Не более 15,0	—
Минимальная мощность пласта (м) . . . . .	1,0	1,0	1,5	1,5

Природные сернокислые соли Стебникского месторождения, используемые после помола непосредственно для удобрения, по содержанию K<sub>2</sub>O, нерастворимого остатка и мощности пластов должны удовлетворять требованиям, изложенным в табл. 31.

Каменная соль. Минимальное содержание в пищевой соли хлористого натрия и максимальное содержание нерастворимых в воде

примесей, кальция, магния, калия, сернокислого натрия, влаги лимитируется ГОСТом 153—57. В зависимости от содержания этих компонентов соль подразделяется на сорта: экстра, высший, первый и второй. Требования к ним приведены в табл. 32.

Таблица 32

Кондиции на пищевую соль

Сорт соли	Содержание компонентов на сухую соль, %							
	NaCl, не менее	Ca, не более	Mg, не более	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , не более	K, не более	Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> , не более	H <sub>2</sub> O, не более	Нерастворимый остаток, не более
Экстра . . . . .	99,2	—	0,03	0,005	—	0,2	0,5	0,05
Высший . . . . .	98,0	0,6	0,1	Не регламентировано	—	0,5	0,8	0,2
I . . . . .	97,5	0,6	0,1	То же	0,2	0,5	0,8	0,5
II . . . . .	96,5	0,8	0,25	" "	0,2	0,5	0,8	1,0

ГОСТом предусматривается также определение цвета, вкуса и запаха соли.

На соль для кормовых целей государственных стандартов нет; используется пищевая соль или соль, не удовлетворяющая по качеству ГОСТу 153—57.

Большинство отраслей промышленности, потребляющих так называемую техническую каменную соль, предъявляет к ее качеству и составу почти столь же высокие требования, как и пищевая промышленность.

Так, на рассол Ярбишкадакского месторождения, используемый для производства соды, установлены требования: концентрация не менее 310 г/л при содержании: Mg не более 0,3 г/л, Ca не более 2 г/л, SO<sub>4</sub> не более 4 г/л, K не более 2 г/л. Рассол для Славянского содового завода при той же концентрации должен содержать: Mg не более 0,75 г/л, SO<sub>4</sub> не более 0,5 г/л. Исходя из требуемого состава рассола, каменная соль Камыш-Курганского месторождения должна содержать: NaCl не менее 60%, SO<sub>4</sub> не более 1,5%, K не более 0,1% и Mg не более 0,06% (Инструкция по классификации запасов, 1962).

По Сереговскому месторождению каменной соли, эксплуатирующегося методом выщелачивания, при подсчете запасов установлены требования: 1) содержание в каменной соли основных компонентов: NaCl не менее 75% по площади, при минимальном по скважине 65%; Mg не более 0,06%; K не более 0,65; 2) минимальная мощность пласта, включаемая в подсчет запасов, по скважине 30 м; 3) максимальная глубина подсчета запасов 1200 м.

Техническая каменная соль, представляющая отход химической фабрики Березниковского калийного комбината, по временным техническим условиям 1945 г. должна содержать: NaCl не менее 93%; KCl не более 3%; MgCl<sub>2</sub> не более 0,5%; CaSO<sub>4</sub> не более 2,6% и нерастворимого остатка не более 2%. При использовании этих отходов для производства соды получаемый рассол должен содержать NaCl не менее 300 г/л, лучше ближе к насыщению при 10—15°С; содержание остальных компонентов должно быть не более (г/л): K—4, Ca—2, Mg—1, SO<sub>4</sub>—4,5.

Разработанных общих горнотехнических требований к мощности залежи каменной соли, при которой возможна ее подземная эксплуа-

тация, нет. В каждом отдельном случае этот вопрос решается с учетом геологического строения месторождения, глубины залегания и мощности пластов каменной соли, гидрогеологических условий месторождения. При разработке месторождений каменной соли солянокупольного и близкого к нему характера мощность залежи при более или менее однородном качестве и составе соли не лимитирует параметры подземных разработок. Можно, например, отметить, что на Солотвинском месторождении в Закарпатье глубины (высота) камер в массиве каменной соли при почвоуступной системе разработок достигала 100 м. На Илецком солянокупольном месторождении так называемая Старая камера углубилась в соль на 110 м, а при новой системе разработок высота камер 25 м. В пластовых месторождениях каменной соли на рудниках СССР разрабатываются пласты ее мощностью от 6—8 до 35—40 м.

Предельная минимальная мощность залежей каменной соли для эксплуатации методом подземного выщелачивания не установлена. Мощность должна быть, вероятно, большей при эксплуатации методом противотока, чем при применении способа гидровруба. Эмпирически считается, что в последнем случае мощность отдельного пласта каменной соли должна быть не менее 10—15 м.

Соли сульфата натрия и сода не имеют кондиций и технических требований. Ископаемые месторождения тенардита и мирабилита в нашей стране еще не охвачены детальной разведкой и ни одно из них не эксплуатируется. Ископаемые месторождения соды пока не обнаружены. Кондиции и технические требования установлены для залежей мирабилита, тенардита и соды на современных (озерных) соляных месторождениях.

**Глубина залегания продуктивных горизонтов.** Глубины, на которых возможна подземная эксплуатация горизонтов и пластов природных минеральных солей, не регламентированы твердо установленными рамками и расчетами. В каждом отдельном случае этот вопрос решается с учетом геологического строения месторождения, условий залегания продуктивных пластов, их мощности, ценности.

Глубина разработок на месторождениях калийных солей СССР колеблется от 90—100 до 700 м и более. Так, на Соликамском руднике горные работы ведутся на глубине 250—300 м; на Первом Березниковском руднике — 200—350 м и на проектируемых новых рудниках — до 380—450 м; на Первом Солигорском руднике — 400—700 м и на проектируемом Третьем Солигорском руднике — до 900 м; на Калушском руднике — от нескольких десятков метров до 500 м; на Стебникском руднике — от 90—100 до 600 м. Единственное месторождение — Домбровская линза калийных солей в районе г. Калуша разрабатывается открытыми работами.

Разработки цехштейновых месторождений калийных солей в ГДР и ФРГ в большинстве случаев производятся на глубине от 350 до 700 м. В Южном Гарце на руднике Петен хартзальц добывается на глубине 1100 м. В Эльзасе сильвинит добывается на глубине 900 м. Практика показала, что при ведении горных работ в карналлитовых залежах на глубинах, превышающих 800—850 м, происходит деформация даже железобетонного крепления. Хартзальц, а также сильвинит устойчивы на глубинах более 1100 м; их разработка, вероятно, может осуществляться на глубинах до 1200—1250 м. Однако на таких больших глубинах трудно работать, поддерживать необходимую температуру и состав воздуха; сильно возрастает стоимость добычи солей (Атрашкевич и др., 1952; Кашкаров, Фивег, 1963).

На больших глубинах может осуществляться разработка калийного месторождения методом подземного выщелачивания. В Канаде

на Саскачеванском месторождении такой способ разработки калийных солей осуществляется при глубине выщелачивания 1600 м.

Подземная эксплуатация горными работами месторождений каменной соли производится на глубинах от первых десятков метров до 250—300 м и редко более (на Тыретском месторождении в Восточной Сибири проектируется добыча каменной соли на глубине 500—600 м). Сравнительно широко осуществляется добыча каменной соли открытыми работами в районах, где массивы ее выходят на поверхность.

По-видимому, глубину в 400—500 м следует рассматривать как близкую к предельно выгодной для подземных горных работ на месторождениях каменной соли. С увеличением глубины разработок значительно возрастают эксплуатационные расходы и удорожается стоимость продукции.

Эксплуатация месторождений каменной соли методом подземного выщелачивания допускает глубину разработок до 1000 м и более.

**Экономико-географические условия.** При оценке промышленных перспектив соленосного бассейна и месторождения минеральных солей должны учитываться уже на стадии планирования поисковых работ и тем более на стадии предварительной разведки общие экономико-географические условия района. Этот элемент оценки включает ряд природных и экономических факторов, которые должны рассматриваться комплексно. Главнейшими из этих факторов являются: географическое положение месторождения, пути сообщения, потребность народного хозяйства страны и данного экономического района в рассматриваемом галургическом сырье, общая экономика района, наличие питьевой и технической воды и топливно-энергетической базы, состояние вопроса о рабочей силе. Некоторые из этих положений требуют пояснения.

Природные минеральные соли, в особенности каменная соль, потребляющаяся пищевой и химической промышленностью, и калийные соли, добываемые и перерабатываемые в основном для целей сельского хозяйства, относятся к минеральному сырью широкого потребления, перевозка которого на дальние расстояния ложится большим накладным расходом на стоимость продукции. Поэтому приближение мест добычи солей к районам или предприятиям их потребления является одной из задач планирования поисковых и разведочных работ на ископаемые минеральные соли.

Отметим, однако, что при решении и обосновании этой задачи должны учитываться все указанные выше факторы, чтобы поисковые и разведочные работы осуществлялись в районах, наиболее перспективных по всем геолого-экономическим данным. Между тем имеют место отдельные случаи не только поисков, но и детальной разведки соляных месторождений, которые затем не осваиваются промышленностью.

В Якутии в 1942—1944 гг. было детально разведано в районе Олекминска Соляное месторождение каменной соли. Однако из-за общих экономических данных и отсутствия удобных путей сообщения это месторождение не осваивается, хотя вопрос о снабжении поваренной солью рыбной промышленности нашего Дальнего Востока стоит весьма остро. В последние годы соль на Дальний Восток завозится с соляных озер Западной Сибири (Павлодарские солепромыслы — 52% и Бурлинские солепромыслы — 28,5%), с Усольского завода (10%) и Баскунчакского промысла (9,5%). При себестоимости тонны соли на Калкоманском озере в Западной Сибири 1,4 руб. и на Усольском заводе — 18,2 руб. стоимость соли в порту Находка соответственно достигает 14,5 и 28,7 руб. (Узембло и др., 1965).

В свете этих данных большое значение приобретает недавно разведанное Тыретское месторождение каменной соли в Восточной Сибири, где по проекту себестоимость тонны соли будет 2,3 руб., а в порту Находка — 12,1 руб.

В годы Великой Отечественной войны разведывалось и частично эксплуатировалось Нордвикское месторождение каменной соли. Соль по Северному морскому пути доставлялась во Владивосток. Однако после войны добыча соли на Нордвике была прекращена как нерентабельная.

На территории Прикаспийской синеклизы поисковыми работами открыты калийные соли на целом ряде солянокупольных структур, причем в ряде случаев эти открытия заслуживают внимания. Однако целесообразность предварительной и детальной разведки бурением калийных залежей этих структур должна быть тщательно проанализирована с учетом не только общей геологии и сложной внутренней тектоники этих структур, а также горнотехнических требований, но и с учетом экономико-географических условий области.

При планировании поисков и разведок на калийные соли в новых районах и обосновании их необходимостью приближения мест добычи солей к районам их потребления важно наряду с прочими факторами учитывать, что организация горнохимического предприятия по добыче и переработке калийных солей требует не только крупных капиталовложений, но и значительного времени. Практика как в нашей стране, так и за рубежом показывает, что со времени открытия и разведки месторождения до его промышленного освоения и выдачи продукции проходит в лучшем случае 5—6 лет, а чаще этот процесс растягивается на 10 лет и более.

## Глава IX

### ПРОМЫШЛЕННОЕ, ХОЗЯЙСТВЕННОЕ И БЫТОВОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МИНЕРАЛЬНЫХ СОЛЕЙ

**Калийные соли.** Химическая промышленность, потребляющая калийные соли, насчитывает несколько десятков продуктов, в которых основной составной частью является калий. К таким продуктам относятся: хлористый калий, каустический калий, поташ, калиевая селитра, сульфат калия, бертолетова соль, цианистый калий, хромпик, бромистый и йодистый калий.

Соединения калия находят широкое применение в электрометаллургии, медицине, фотографии, пиротехнике, при производстве стекла, мыла, фармацевтических препаратов, красок, пороха, различных химических.

Однако для всех этих целей расходуется только около 5% мировой добычи калийных солей; свыше 95% идет в сельское хозяйство, где калий наряду с фосфором и азотом является одним из главнейших элементов питания растений. Калий стимулирует рост растений, играет большую роль в углеводном и белковом обмене, влияя на общее увеличение количества углеводов в растениях и изменяя соотношение между различными их группами. Калий принимает деятельное участие в синтезе азотных соединений. При исключении калия из питательной смеси прекращается рост растений и они гибнут. Калий необходим растениям прежде всего как микроэлемент, который другие химические элементы заменить не могут. Радиоактивные свойства калия также, по-видимому, оказывают влияние главным образом на биохимические процессы, тесно связанные с обменом веществ и синтезом белков и углеводов (Дробков, 1958).

В качестве калийных удобрений используются как природные соли (сильвинит, каинитовая и каинито-лангбейнитовая породы) в размолотом виде без обогащения, так и концентрированные удобрения, получаемые химической и флотационной переработкой природных калийных солей. Карналлитовая порода как удобрение непосредственно не используется вследствие своей большой гигроскопичности и слеживаемости. Лангбейнитовая порода используется как удобрение после отмывки от галита и других примесей. Полигалитовое сырье пока не находит себе применения ни в качестве удобрения, ни в промышленном использовании, хотя опыты в этом направлении проводятся.

В СССР выпускается следующий ассортимент концентрированных калийных удобрений: хлористый калий (95%  $KCl$  и 60%  $K_2O$ ), являющийся основным удобрением для всех культур, не чувствительных к хлору (многие зерновые, хлопчатник, конопля); калийные соли с со-

держанием 40—30%  $K_2O$ , применяющиеся для сахарной и кормовой свеклы, кормовых корнеплодов и некоторых овощей; сульфат калия (50—52%  $K_2O$ ), представляющий эффективную форму калийного удобрения под картофель, гречиху, лен-долгунец, клевер, бобовые, травы, плодово-ягодные, цитрусовые и эфиромасличные культуры, виноград, табак; кали-магнезия — смесь сульфатов калия и магния (20—30%  $K_2O$ , 12—13%  $MgO$ ), рекомендуемая для применения на легких песчаных и супесчаных почвах, бедных магнием и чувствительных к хлору, а также под положительно отзывающиеся на магний культуры — табак, виноград, картофель, травы (Меньшикова, 1965).

Для ряда растений имеет большое значение форма калийных удобрений, а также наличие или отсутствие в них хлора. Имеет значение также присутствие в удобрениях хлористого натрия. Последний нередко обуславливает засоление почвы, но может играть и положительную роль. Хлористый натрий существенно влияет на рост и развитие некоторых растений, действуя косвенно как усилитель калийного питания и способствуя перемещению калия к точкам роста. Содержащие хлористый натрий калийные удобрения ускоряют рост и повышают сахаристость сахарной свеклы, а также оказывают положительное влияние на урожай как сахарной, так и кормовой и столовой свеклы, моркови и других корнеплодов.

По данным З. И. Меньшиковой (1965), внесение калийных удобрений в почву в количестве 60—120 кг  $K_2O$  на гектар повышает урожай, например, яровой пшеницы на 3—4 ц/га, картофеля — до 120 ц/га, сахарной свеклы — на 35 ц/га и более, хлопка-сырца — до 30 ц/га, винограда — на 9—12 ц/га.

С промышленной переработкой природных калийных солей связано потребление карналлитового сырья для производства металлического магния.

Магний входит также как составная часть в некоторые виды калийных удобрений, но этот вид удобрений пока не получил широкого применения и распространения. Между тем опыты показали, что применение магниевых удобрений особенно эффективно на легких подзолистых, дерново-подзолистых красноцветных и верховых торфянистых почвах. Магний входит в состав хлорофилла и непосредственно участвует в процессах фотосинтеза. Недостаток магния в почве снижает урожайность и вызывает нарушения метаболизма растений. Особенно важно применение удобрений, содержащих магний, для картофеля, сахарной свеклы и кукурузы (Григорович, 1966).

Помимо потребления магниевых сырьев для получения металлического магния, используемого в авиационной и автомобильной промышленности, соединения магния используются в металлургии (каустический магнезит как огнеупор), в химической промышленности (получение хлористого, углекислого, фосфорнокислого, уксуснокислого и других солей магния), электротехнической и строительной промышленности (приготовление цемента из смеси окиси магния с концентрированным раствором хлористого или сернокислого магния; получение строительных материалов — фибролита, ксилолита, пенобетона). Соединения магния применяются также в фотографиях, пиротехнике, военном и литографском деле, медицине, кожевенной и резиновой промышленности. Важное значение приобрел магний в электрометаллургии как восстановитель при производстве титана, циркония, бора, ванадия, бериллия. Борид магния служит для получения борводородов. Порошкообразный магний может служить горючим для двигателей внутреннего сгорания.

За последние годы произошли значительные изменения в состоянии сырьевой базы калийной промышленности многих стран. Были открыты и в разной степени разведаны и освоены новые месторождения

и расширены ранее известные. Так, при поисках нефти открыто месторождение калийных солей мелового возраста в Бразилии около г. Кармпополис; запасы  $K_2O$  составляют 40 млн. т; в Мали в районе Тимбукуту и Годдения открыта залежь сернокислых калийных полей с запасами до 180 млн. т; в Марокко в районе г. Хемиссет разведано месторождение сильвинита и карналлитовой породы с запасами более 300 млн. т; в Конго (Браззавиль) разведано промышленное месторождение сильвинита с запасами более 550 млн. т; увеличены запасы месторождений калийных солей в Канаде; начата разработка месторождения калийных солей Кайн-Крик в штате Юта (США); в Великобритании возобновлены разведки на калийные соли месторождений Уайтби (Йоркшир); проектируется разработка месторождения калийных солей в Конго (Браззавиль).

На территории СССР открыто и разведано Карлюкское месторождение в Туркмении и доразведано Тюбегатанское месторождение в Узбекистане; выявлены залежи калийных солей в Днепровско-Донецкой впадине; поисками и разведками значительно расширены перспективы месторождений калийных солей Белоруссии и Восточного Предкарпатья.

Все это обусловило значительное увеличение мировых запасов калийных солей как геологических, так разведанных. По различным оценкам, их запасы составляют (в пересчете на  $K_2O$ ) от 31,2 до 66,2 млрд. т (Thomas, 1965).

Основные месторождения калийных солей на Европейском континенте находятся в СССР, ГДР, ФРГ, Франции, Испании и Италии, на Азиатском континенте — в СССР, Израиле и Иордании (Мертвое море), в Северной Америке — в Канаде и США, в Африке — в Марокко, Конго (Браззавиль) и Эфиопии. Месторождения этих же стран, исключая пока Африку, являются главнейшими источниками добычи калия, потребляемого как внутри самих стран, так и экспортируемого в страны, лишенные калийных месторождений.

В табл. 33 приведены данные о запасах калийных солей и добыче их за последние годы. При составлении таблицы использованы данные

Таблица 33

Запасы и добыча калийных солей (млн. коротких т  $K_2O$ )

Страны	Запасы		Содержание в сырье, $K_2O$ , %	Добыча по годам (товарная руда)				
	Общие (геологические)	В том числе достоверные и вероятные		1961	1962	1963	1964	1965
Европа:								
Великобритания . . . . .	130	—	11—20	—	—	—	—	—
Испания . . . . .	360	270	14,5	0,289	0,260	0,287	0,322	0,427
Италия (Сицилия) . . . . .	25	10	12	0,130	0,149	0,207	0,226	0,231
Франция . . . . .	300	300	18	1,887	1,898	1,897	2,059	2,071
ГДР . . . . .	13 900	—	13—15	1,846	1,900	2,034	2,047	2,000
ФРГ . . . . .	8 600	2000	13—15	2,253	2,136	2,147	2,426	2,645
Азия:								
Израиль и Иордания (Мертвое море) . . . . .	1 800	1800	3	0,093	0,100	0,124	0,282	0,341
Америка:								
Канада . . . . .	16 000	5800	25—30	—	0,135	0,626	0,858	1,430
США . . . . .	925	400	14—26	2,732	2,453	2,864	2,897	3,140

Л. Н. Антоновой (1963), Г. Л. Лиманской (1966), Minerals Jarbook (1965, 1966).

**Поваренная соль.** Поваренная соль относится к числу минеральных веществ наиболее широкого потребления. По характеру назначения и областям применения выделяются три основных сорта поваренной соли: пищевая, кормовая и техническая.

Наибольшее количество (до 65%) соли используется в быту и пищевой промышленности. В области питания поваренная соль не имеет заменителей.

Поваренная соль применяется для засолки овощей, мяса и других продуктов, в рыбной, мясной, консервной, маслодельной, сыроваренной, кондитерской и других пищевых отраслях.

К кормовой относится соль, употребляемая непосредственно в пищу травоядными животными в виде подсыпки в корма, а также глыб и кусков для лизания. Значительные количества поваренной соли в сельском хозяйстве расходуются при заготовке кормов (силосование, засолка сена).

Для различных технических целей расходуется 30—35% добывающейся поваренной соли. Насчитывается более 1500 производств, где используются соль и продукты ее переработки. Главным потребителем поваренной соли является основная химическая промышленность, где соль служит исходным сырьем для получения всех соединений, в которые входит натрий или хлор (каустическая и кальцинированная сода, газообразный хлор, соляная кислота, нашатырь, хлористый аммоний, хлористый кальций, хлорная известь и многие другие). Поваренная соль используется в анилино-лакокрасочной, лесохимической, азотной, текстильной, фармацевтической, металлургической, кожевенной, нефтяной, силикатной промышленности, в производстве пластических масс, органических производствах, холодильном деле, мыловаренном производстве.

В коммунальном и городском хозяйстве поваренная соль расходуется для посыпки заснеженных тротуаров. Любопытно отметить, что в зиму 1962—1963 гг., когда в Западной Европе стояли холода и были большие снегопады, в Париже, по газетным сведениям, запасы соли оказались на исходе, так как на посыпку улиц и площадей столицы было израсходовано до 2000 т соли. Отмечалось, что при продолжении снегопада хотя бы еще в течение четырех дней, Париж мог бы остаться без соли.

Мировая добыча поваренной соли достигла в 1964—1965 гг. 113—122 млн. коротких т. В табл. 34 приведены цифры добычи всех видов поваренной соли (каменной, выварочной, морской, озерной) за последние годы по странам мира с выделением тех из них, в которых добыча является наиболее значительной.

**Сульфат натрия.** Природное сырье сульфата натрия представляет один из важнейших исходных продуктов разных отраслей промышленности. Главнейшим потребителем сульфата натрия является стекольная промышленность, использующая его в качестве заменителя соды. В химической промышленности сульфат натрия используется для получения сернистого натрия, серной кислоты, серы, сульфата аммония, сульфата калия, растворимого стекла. Кроме того, он используется в целлюлозно-бумажном, искусственного волокна, дубильно-экстракционном, химико-фармацевтическом и других производствах, в промышленности редких металлов, фотографии, в мыловаренной и текстильной промышленности, медицине, ветеринарии.

В главной массе природный сульфат натрия добывается на современных сульфатных озерах и бассейнах. Ископаемые месторождения тенардита и мирабилита практически не разрабатываются. В СССР потребность в природном сульфате натрия покрывается добычей мира-

**Добыча поваренной соли**  
(по данным Minerals Jarbook, 1966)

Страны	Добыча по годам (млн. коротких т)				
	1961	1962	1963	1964	1965
СССР . . . . .	10,000	11,270	12,610	13,520	14,820
Европа (без СССР):					
Великобритания . . . . .	6,351	6,731	7,159	7,435	7,716
Франция . . . . .	4,239	4,200	4,072	4,445	4,255
ГДР . . . . .	2,204	2,200	2,200	2,200	2,200
ФРГ . . . . .	5,159	5,428	6,169	6,397	6,983
Италия . . . . .	2,844	3,004	3,108	3,458	3,568
Польша . . . . .	2,261	2,287	2,350	2,471	2,533
Испания . . . . .	1,763	1,760	1,872	2,929	1,963
Прочие страны . . . . .	4,329	4,560	5,010	5,290	5,652
Всего . . . . .	29,150	30,170	31,940	34,625	34,870
Азия (без СССР):					
Китай . . . . .	12,700	13,200	11,600	11,000	14,300
Индия . . . . .	3,820	4,247	5,014	5,122	5,184
Япония . . . . .	0,913	0,944	0,823	0,984	0,935
КНДР . . . . .	0,432	0,440	0,500	0,440	0,550
Южная Корея . . . . .	0,434	0,428	0,254	0,425	0,737
Турция . . . . .	0,295	0,475	0,439	0,381	0,544
Прочие страны . . . . .	2,441	2,946	3,180	2,953	3,090
Всего . . . . .	21,035	22,680	21,810	21,305	25,340
Северная Америка:					
Канада . . . . .	3,304	3,665	3,701	3,982	4,579
США . . . . .	25,707	28,807	30,641	31,623	34,687
Прочие страны . . . . .	1,189	1,128	1,960	2,640	3,243
Всего . . . . .	30,200	33,600	36,302	38,245	42,509
Южная Америка:					
Бразилия . . . . .	0,980	1,284	1,315	0,831	1,238
Колумбия . . . . .	0,371	0,337	0,329	0,375	0,360
Перу . . . . .	0,096	0,103	0,096	0,147	0,137
Прочие страны . . . . .	0,903	0,901	0,479	0,797	0,691
Всего . . . . .	2,350	2,625	2,219	2,150	2,426
Африка:					
Алжир . . . . .	0,144	0,144	0,137	0,128	0,128
Эфиопия . . . . .	0,166	0,191	0,281	0,290	0,207
Тунис . . . . .	0,177	0,175	0,340	0,236	0,392
Египет . . . . .	0,570	0,570	0,432	0,744	0,545
Южная Африка . . . . .	0,229	0,310	0,218	0,331	0,365
Прочие страны . . . . .	0,488	0,520	0,706	0,885	0,661
Всего . . . . .	1,774	1,910	2,114	2,614	2,298
Австралия и Новая Зеландия . . . . .	0,560	0,556	0,651	0,611	0,610
Весь мир . . . . .	95,169	102,811	107,646	113,070	122,053

билита на Кара-Богаз-Голе, на Кучукском озере в Западной Сибири и сульфатных озерах Приаралья. В 1964—1965 гг. добыча сульфата натрия в СССР составила 220—230 тыс. т.

**Сода.** Основными потребителями соды являются стекольная и химическая промышленность. Последняя использует соду для изготовления силиката натрия, бикарбоната натрия и др. Сода используется в металлургии, текстильном и бумажном производствах, мыловарении, медицине, а также в домашнем быту.

На территории СССР ископаемых содовых месторождений неизвестно. Основная потребность в соде удовлетворяется заводским ее получением. В ограниченном размере природная сода добывается на Михайловских озерах в Западной Сибири.

Ископаемое месторождение троны (Уилкинс Пик) известно в штате Вайоминг (США). В 1947 г. на этом месторождении был заложен первый рудник и в 1962 г. — второй. Добыча троны в последние годы составила: в 1963 г. — 1119 коротких т, в 1964 г. — 1275 коротких т и в 1965 г. — 1494 тыс. коротких т.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авров В. Я. Мат-лы симпозиума: «Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур». Сб. 1. Киев, 1966.
- Айзенштадт Г. Е.-А., Герштейн Э. И. О первоначальной мощности кунгурского соленосного комплекса Прикаспийской впадины. «ДАН СССР», т. 151, № 4, 1963.
- Алекин О. А. К вопросу о происхождении солевого состава воды Аральского моря. «Метеорология и гидрология», № 4, 1947.
- Алекин О. А. Химия океана. Л., Гидрометиздат, 1966.
- Альтовский М. Е. Об образовании ископаемых соляных месторождений. «Тр. ВСЕГИНГЕО», сб. 20, 1962.
- Андреев П. С. Совершенствование разведки Верхнекамского месторождения калийных солей. «Научн. тр. Пермского науч.-иссл. угольного ин-та». Сб. 6, 1964.
- Андреев А. Н. Разработка калийных месторождений. Изд-во «Недра», 1966.
- Андриановская К. Н. О генетической последовательности образования микроструктур в ангидритовых и гипсовых породах на примере Индерского соляного поднятия. «Тр. ВСЕГЕИ», нов. серия, вып. 1, 1956.
- Антонова Л. Н. Калийные соли. В кн.: «Минеральные ресурсы капиталистических стран», ч. III. Госгеолтехиздат, 1963.
- Апродова А. А. Термонатрит в Прикамье. «ДАН СССР», т. 48, № 4, 1945.
- Арабаджи М. С., Васильев Ю. М., Мильничук В. С., Чарыгин М. М. Некоторые закономерности распространения и формирования солянокупольных структур в Прикаспийской впадине. «Тр. Ин-та нефтехим. и газовой промышленности», вып. 61, 1966.
- Архангельская Н. А., Григорьев В. Н. Условия образования солеродных зон в морских водоемах на примере нижнекембрийского эвапоритового бассейна Сибирской платформы. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 4, 1960.
- Атрашкевич А. А., Соколов М. В., Фивег М. П. Разработка калийных месторождений Германии, США и Франции. Госхимиздат, 1952.
- Ахмедзянов Ф. У., Иванчук П. П. О происхождении соляного тела Ходжа-Мумын. «Нефтегазовая геология и геофизика», вып. 1, 1967.
- Баранов И. Г. Происхождение соленосной формации верхнего девона и основные этапы развития соляной тектоники Днепровско-Донецкой впадины. Мат-лы симпозиума: «Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур». Сб. 2. Киев, 1966.
- Басков Е. А. Новые данные о бромных водах Юго-Западной Якутии. «Бюлл. н.-т. информации», № 1, 1958.
- Басков Е. А. Подземные минеральные воды и палеогидрология Восточно-Сибирской артезианской области. ВСЕГЕИ, 1967.
- Бельтюков Г. В., Голубев Б. М. Антропогенный карст Верхнекамского месторождения калийных солей. «Гидрогеология и карстование», вып. 3. Пермь, 1966.
- Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолиздат, 1950.
- Бобров В. П., Кореневский С. М. Стратиграфия соленосных отложений новой краматорской свиты донецкой перми. «ДАН СССР», т. 159, № 2, 1964.
- Бобров В. П., Кореневский С. М. Литология, ритмичность и геохимия нижнепермских галогенных отложений северо-западной части Донбасса. «Советская геология», № 10, 1965.
- Богачев В. В. К вопросу о геологическом возрасте некоторых третичных свит Армении. «Изв. АН СССР», сер. геол., вып. 4, 1940.
- Богданов А. А. Тектоника Ишимбаевского Приуралья. «Материалы к познанию геол. строения СССР», нов. серия, вып. 7, 1947.

- Богомолова Л. И., Гарецкий Р. Г., Гридасов Ю. М., Замоленов А. К., Шлезингер А. Е. Подсолевые отложения восточного борта Прикаспийской синеклизы. «ДАН СССР», т. 149, № 5, 1963.
- Бондаренко С. П. Карбонатные осадки никитовской свиты нижней перми Бахмутской котловины и условия их накопления. Сб. «Геология и геохимия нефтяных и газовых месторождений», ч. II. Киев, изд-во «Наукова думка», 1965.
- Бондаренко С. П. Фациальные условия накопления карбонатных осадков славянской свиты нижней перми Бахмутской котловины Донбасса. Сб. «Тектоника и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины». Киев, изд-во «Наукова думка», 1966.
- Борщевский Ю. А. О природе красной окраски калийных солей. «Геохимия», № 3, 1964.
- Борщевский Ю. А. Геохимическое значение радиационно-химических эффектов радиоактивности  $K^{40}$  на примере калийных солей. М., 1966.
- Борщевский Ю. А. Происхождение красной окраски калийных солей. «Минер. сб. Львовск. геол. об-ва», № 20, вып. 1, 1966.
- Брандт С. Б., Потров Б. В., Кривенцов П. П. Миграция радиогенного аргона из сильвина под влиянием стресса. «Геохимия», № 11, 1966.
- Браньон Г., Веррье Г., Массон Р. Соляная тектоника седиментационного бассейна Куанза (Кванза) в Анголе. «V Международный нефтяной конгресс», т. 1. Гостоптехиздат, 1961.
- Брызна Н. Ф., Коган В. Д., Тхоржевский С. А., Черняков А. М. Нижняя пермь — индикатор тектонического развития Днепровского грабена. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 3, 1966.
- Буйневич Д. В. Замечания о Кара-Богаз-Голе. «Изв. Всес. геогр. об-ва», т. 95, вып. 5, 1963.
- Бурковская Е. Г. К геологии Жилинского месторождения калийных солей в Актюбинском Приуралье. Сб.: «Вопросы геологии агрономических руд». Изд-во АН СССР, 1956.
- Быков А. Д. Магний. Сб.: «Металлы в осадочных толщах». Изд-во «Наука», 1964.
- Валяшко М. Г. Астраханит в новосадке соляных озер. «Природа», № 1, 1949.
- Валяшко М. Г. Структурные особенности отложения современного галита. «Минер. сб. Львовск. геол. об-ва», № 5, 1951.
- Валяшко М. Г. Галит, основные его разности и особенности структуры. «Тр. ВНИИГалургии», вып. 23, 1952.
- Валяшко М. Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. Изд. МГУ, 1962.
- Валяшко М. Г. О постоянстве состава воды мирового океана. «Вест. МГУ», № 1, 1963.
- Валяшко М. Г., Соловьева Е. Ф. Исследование метастабильных равновесий в системе  $2Na-2K-Mg-SO_4-2Cl/H_2O$ . «Тр. ВНИИГалургии», вып. 21, 1949.
- Валяшко М. Г., Корененко О. М. Гидрохимические поисковые признаки калийных месторождений. «Гидрохим. мат-лы АН СССР», т. 18, 1950.
- Валяшко М. Г., Соловьева Е. Ф. О кристаллизации сильвина при испарении морской воды. «Тр. ВНИИГалургии», вып. 27, 1953.
- Валяшко М. Г., У Би Хао. Бромное отношение в галите как критерий цикличности развития солеродных бассейнов. «Литология и полезные ископаемые», № 6, 1964.
- Валяшко М. Г., Шоттле Э. Геохимический анализ генезиса калийных солей пласта Стассфурт. «Геохимия», № 8, 1965.
- Валяшко М. Г., Жеребцова И. К., Садыков Л. З. Геохимические методы поисков месторождений калийных солей. Изд-во МГУ, 1966.
- Вант-Гофф Я. Г. Исследование условий образования океанических соляных отложений. «ОНТИ», 1936.
- Варламов Н. П. О литолого-фациальных особенностях галогенных отложений кунгура Башкирии. Мат-лы по геолог. и полезн. ископ. Южного Урала», вып. 4, 1965.
- Варламов Н. П., Мусина Г. В., Ожиганова Л. Д. К стратиграфии пермских отложений Магнитогорского синклиория. «Бюлл. МОИП», отд. геол., т. 39, № 4, 1964.
- Васильев А. В., Шишкин Я. Я., Печенкин Е. С., Зенкин Ю. С. Метод РНП в изучении бортовой зоны Прикаспийской впадины. «Тр. НВНИИГ», вып. 3, 1965.
- Вахрамеева В. А. О генезисе пестрых сильвинитов Верхнекамского месторождения. «Тр. ВНИИГалургии», вып. 29, 1954.
- Вахрамеева В. А. Комбинированный метод определения соляных минералов. «Тр. ВНИИГалургии», вып. 29, 1954.
- Вахрамеева В. А. К минералогии и петрографии соляных отложений залива Кара-Богаз-Гол. «Тр. ВНИИГалургии», вып. 32, 1956.
- Вахрамеева В. А. К стратиграфии и тектонике Верхнекамского месторождения. «Тр. ВНИИГалургии», вып. 32, 1956.

- Вахрамеева В. А. Трещиноватость соляных пород карналлитовой зоны Верхнекамского месторождения. «Тр. ВНИИГалургии», вып. 35, 1959.
- Вахрамеева В. А. О микровключенном сероводороде в соляных породах Верхнекамского месторождения. «Тр. ВНИИГалургии», вып. 45, 1964.
- Вахрамеева В. А., Чирвинский П. Н. Минералогическая характеристика соликамского карналлита. «Зап. Всер. минер. об-ва», ч. 72, № 3—4, 1943.
- Вахрамеева В. А., Горкун О. П. Петрографическое описание пород подсолевой толщи и нижней каменной соли Верхнекамского месторождения. «Тр. ВНИИГалургии», вып. 40, 1960.
- Виноградов А. П. Геохимия. БСЭ, т. 10, 1952.
- Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. Изд. АН СССР, 1959.
- Виноградов А. П. О происхождении вещества земной коры. «Геохимия», № 1, 1961.
- Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли. «Изв. АН СССР», серия геол., № 11, 1962.
- Виноградов А. П. Геохимические проблемы эволюции океана. «Вест. АН СССР», № 9, 1966.
- Винакуров В. М. О синем галите из соликамских месторождений. «Зап. Всер. минер. об-ва», ч. 87, вып. 4, 1958.
- Войтов В. И. Аномалия температуры и солености в Красном море. «ДАН СССР», т. 174, № 6, 1967.
- Волков А. Н. Глазерит на Индере. «Калий», № 7, 1937.
- Воробьев Н. К., Диаров М., Тухфатов К. Соль гергенитового горизонта в корреляции геологических разрезов отдельных куполов Прикаспия. «Вест. АН Каз. ССР», № 10, 1962.
- Воронова М. Л. К вопросу обнаружения полигалита и каинита в сульфатной соленосной толще Узун-су. «ДАН СССР», т. 99, № 3, 1954.
- Воронова М. Л. Петрографическая характеристика нижнекембрийских соленосных отложений юго-восточной части Сибирской платформы. «Тр. ВНИИГалургии», вып. 40, 1960.
- Воронова М. Л. Петрографические особенности соленосной толщи Приерванского бассейна (Разданский участок). «Тр. ВСЕГЕИ», нов. сер., т. 161, 1968.
- Вороной Е. Е. К проблеме накопления соленосных формаций. Мат-лы симпозиума: «Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур». Сб. II. Киев, 1966.
- Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1964.
- Гавриленко Е. С. Мат-лы симпозиума: «Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур». Сб. I. Киев, 1966.
- Гавура С. П. К вопросу о генезисе хемогенных отложений в Предкарпатском прогибе. «Геологический сборник», № 7-8. Изд-во Львовского ун-та, 1961.
- Герасимов Н. П. Геологическое строение Восточной нефтеносной области. Изд-во АН СССР, 1940.
- Герасимов Н. П. Кунгурский ярус Камского Приуралья. «Уч. зап. Пермского ун-та», т. 7, вып. 1, 1952.
- Герасимова В. В. Геологическое строение, литология и условия формирования соленосной толщи Яр-Бишкадака. «Тр. ВНИИГалургии», вып. 32, 1956.
- Глушко В. В. Очерк геологической истории Предкарпатского краевого прогиба. «Тр. ВНИИГалургии», вып. 32, 1956.
- Годлевский М. Н. Глауберит из соляной толщи Ишимбаево и из озера Тузкыр. «Зап. Всер. минер. об-ва», ч. 68, № 4, 1939.
- Гольдберт-Захарова П. С. К вопросу о стратиграфии и тектонике калийного месторождения Соликамского района. «Калий», № 8 и 9, 1932.
- Горелик З. А. Условия образования и перспективы нефтегазоносности соляных структур Припятской впадины. Мат-лы симпозиума: «Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур». Сб. I. Киев, 1966.
- Горячев А. И. Галогенно-карбонатные отложения нижнего кембрия южной части Сибирской платформы. Иркутск, 1967.
- Григорович М. Б. Местное минеральное сырье для сельского хозяйства. Изд-во «Недра», 1966.
- Гриднев Н. И. Петрографо-минералогическая характеристика кайнозойских моласс Северо-Западной Ферганы. «Зап. Узб. отд. Всер. минер. об-ва», вып. 9, 1956.
- Гуляева Л. А., Иткина Е. С., Тихомиров В. И. Геохимия и фации морских и континентальных солеродных бассейнов Чу-Сарысуйской депрессии. Изд-во «Наука», 1968.
- Гуревич М. С. Гидротермальный этап формирования состава подземных вод по данным изучения жидких включений в минералах. «Тр. ВСЕГЕИ», нов. серия, т. 61, 1961.
- Гусева Е. А. Новые данные о терригенной фации кунгурского яруса Северного Прикамья. «Тр. ВСЕГЕИ», нов. серия, т. 114, 1966.
- Дзенс-Литовский А. И. Геологический возраст донных солевых отложений минеральных озер. «Природа», № 12, 1936.

- Дзенс-Литовский А. И. Методы комплексного исследования и разведки озерных соляных месторождений. «Тр. ВНИИГалургии», вып. 34, 1957.
- Дзенс-Литовский А. И. Кара-Богаз-Гол. Изд-во «Недра», 1967.
- Дианов А. Н., Едренкин С. С., Чарыгин М. М. Особенности строения соляных куполов Оренбургского Приуралья. Мат-лы симпозиума: «Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур». Сб. 1. Киев, 1966.
- Дитмар В. И., Тихомиров В. И. Пермская галогенная формация Южного Казахстана. «Литология и полезные ископаемые», № 6, 1967.
- Долицкий В. А. Геологическая интерпретация материалов геофизических исследований скважин. Изд-во «Недра», 1966.
- Донченко К. Б. Геологическое обоснование использования электроразведочного метода при поисках калийных солей в Предкарпатье. «Геологический журнал АН УССР», т. 22, вып. 2, 1962.
- Донченко К. Б. Геологическое строение и особенности генезиса калиеносных отложений воротыщенской серии Предкарпатье. «Литология и полезные ископаемые», № 3, 1964.
- Дорохов В. Я. Озинское месторождение калийно-магнезиальных солей. «За недра Волго-Прикаспия», вып. 1, 1940.
- Драверт П. Л. Материалы к этнографии и географии Якутской области. «Приложения к протоколам заседаний об-ва естествоисп. при Казанском ун-те», № 278, 1915.
- Дробков А. А. Микроэлементы и естественные радиоактивные элементы в жизни растений и животных. Изд-во АН СССР, 1958.
- Дубинина В. Н. Галит из Верхнекамского месторождения. «ДАН СССР», т. 79, № 5, 1950.
- Дубинина В. Н. К вопросу о генезисе сильвина. «ДАН СССР», т. 80, № 2, 1951.
- Дубинина В. Н. К минералогии и петрографии Верхнекамского месторождения. «Тр. ВНИИГалургии», вып. 29, 1954.
- Дубинина В. Н. Описание карналлитовых пород, пройденных скважиной 75 в 1950 г. в районе Соликамского рудника Верхнекамского месторождения. «Тр. ВНИИГалургии», вып. 40, 1960.
- Дэна Дж. Д., Дэна Э. С., Пэлаг Е., Берман Г., Фондель К. Система минералогии, т. II, полутом I, 1953.
- Жарков М. А. Основные вопросы тектоники юга Сибирской платформы в связи с перспективами калиеносности. Сб.: «Тектоника юга Сибирской платформы и перспективы ее калиеносности». Изд-во «Наука», 1965.
- Жарков М. А. Кембрийская соленосная формация Сибирской платформы. «Советская геология», № 2, 1966.
- Жарков М. А., Хоментовский В. В. Основные вопросы стратиграфии нижнего кембрия и венда юга Сибирской платформы в связи с соленосностью. «Бюлл. МОИП», отд. геол., т. 40, вып. 1, 1965.
- Жарков М. А., Яншин А. Л. Совещание по результатам и направлению поисковых работ на калийные соли в Восточной Сибири. «Геология и геофизика», № 10, 1965.
- Жарков М. А., Жаркова Т. М., Колосов А. С., Советов Ю. К. Новые данные о проявлениях калиеносности в кембрийских отложениях Иркутского амфитеатра. «Литология и полезные ископаемые», № 1, 1967.
- Замараев С. М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. Иркутск, 1966.
- Зарницкая О. В. Условия образования нижнепермских красноцветных отложений Восточной Украины. «Литология и полезные ископаемые», № 6, 1965.
- Зеленская П. И., Казак Г. П., Тхоржевский С. А. Хемогенные осадки в нижнекаменноугольных отложениях на северной окраине Донбасса. «ДАН СССР», т. 177, № 2, 1967.
- Зыков И. А. Применение геофизических методов исследования скважин для изучения строения и оценки калийных горизонтов Старобинского месторождения. Минск, 1966.
- Иванов А. А. К вопросу о генезисе сильвинитов Верхнекамского месторождения калийных солей. «Зап. Всер. минер. об-ва», ч. 61, вып. 2, 1932.
- Иванов А. А. Ископаемые и современные соляные месторождения. «Курс нерудных месторождений», ч. I. Горгеонефтеиздат, 1934.
- Иванов А. А. Материалы к характеристике отложений, подстилающих прикамскую соляную толщу и осадки, ей параллельные. «Проблемы Советской геологии», № 3, 1934.
- Иванов А. А. О воде и рассолах месторождений калийных солей. «Калий», № 5 и 6, 1934.
- Иванов А. А. Основные черты стратиграфии и тектоники сильвинитовой зоны Верхнекамского месторождения на участке Первого рудника. «Тр. ЦНИГРИ», вып. 5, 1935.
- Иванов А. А. Илецкое месторождение каменной соли. «Зап. Всер. минер. об-ва», ч. 68, № 1, 1939.

- Иванов А. А. Калийные соли Прикарпатских месторождений. «Химическая промышленность», № 12, 1945.
- Иванов А. А. Перспективы расширения сырьевой базы Восточноприкарпатских месторождений калийных солей. «Химическая промышленность», № 1-2, 1946.
- Иванов А. А. Геологические условия формирования месторождений калийных солей Восточного Прикарпатья. «Тр. Карпатского науч.-иссл. ин-та», вып. 1, 1949.
- Иванов А. А. Внутриформационные тектонические брекчии некоторых ископаемых соляных залежей. «Тр. ВСЕГЕИ», вып. 2, 1950<sub>1</sub>.
- Иванов А. А. Калийные соли в Ангаро-Ленском соляном бассейне. «Зап. Всес. минер. об-ва», ч. 79, № 4, 1950<sub>2</sub>.
- Иванов А. А. Основы геологии и методика поисков, разведки и оценки месторождений минеральных солей. «Тр. ВСЕГЕИ». Госгеолиздат, 1953.
- Иванов А. А. Некоторые новые данные о солености юго-восточной окраины Сибирской платформы. «Мат-лы ВСЕГЕИ», нов. серия, вып. 8, 1956.
- Иванов А. А. Особенности изучения галогенных пород. «Методы изучения осадочных пород», т. II. Госгеолтехиздат, 1957.
- Иванов А. А. Распространение и типы ископаемых месторождений калийных солей. «Геология рудных месторождений», № 4, 1959.
- Иванов А. А. К методике разведки Старобинского месторождения калийных солей. «Тр. совещания по исполыз. и обогащ. калийных солей Белоруссии». Изд. АН БССР, 1961.
- Иванов А. А. История открытия Верхнекамского месторождения калийных солей. «Тр. ВСЕГЕИ», нов. серия, т. 83, 1962.
- Иванов А. А. О пестрых сильвинитах Верхнекамского месторождения калийных солей. «Тр. ВСЕГЕИ», нов. серия, т. 99, 1963<sub>1</sub>.
- Иванов А. А. Некоторые черты гидрогеохимии Верхнекамского месторождения калийных солей. «Тр. ВСЕГЕИ», нов. серия, т. 101, 1963<sub>2</sub>.
- Иванов А. А. Пермские соленосные бассейны Печоро-Камского Предуралья. Изд. СО АН СССР, 1965.
- Иванов А. А. О некоторых вопросах формационной и стратиграфической терминологии в применении к галогенным отложениям. «Литология и полезные ископаемые», № 2, 1966.
- Иванов А. А. О глубинах солеродных бассейнов геологического прошлого. «Литология и полезные ископаемые», № 2, 1967.
- Иванов А. А. Интрузии магматических пород в галогенных формациях. «Тр. ВСЕГЕИ», нов. серия, т. 161, 1968.
- Иванов А. А., Корневский С. М. Карстовые явления в Солотвинском месторождении каменной соли. «Тр. ВСЕГЕИ», мат-лы по геоморфологии, 1953.
- Иванов А. А., Яржемский Я. Я. Боропроявление в соленосной толще Лено-Ангарского бассейна. «Тр. ВНИИГалургии», вып. 29, 1954.
- Иванов А. А., Дмитриев Г. А., Левицкий Ю. Ф. Соляные источники Кокхидатля в Дагестане и их использование. «Инф. сборник ВСЕГЕИ», № 19, 1959.
- Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР. «Тр. ВСЕГЕИ», нов. серия, т. 35, 1960.
- Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф., Баязитов С. Х., Банченко М. С. Геология и условия формирования Старобинского месторождения калийных солей в Белоруссии. «Тр. ВСЕГЕИ», нов. серия, т. 68, 1961.
- Иванов А. А., Воронова М. Л. О сильвинитовой шляпе Верхнекамского месторождения. «Тр. ВСЕГЕИ», нов. серия, т. 99, 1963.
- Иванов А. А., Корневский С. М. Минеральные соли. Сб.: «Требования к содержанию и результатам геологоразведочных работ по этапам и стадиям», ч. II, Неметаллы. Изд-во «Недра», 1967.
- Иванов А. А., Воронова М. Л. Геология Верхнепечорского соленосного бассейна и его каленосность. «Тр. ВСЕГЕИ», нов. серия, т. 161, 1968.
- Илларионова Т. М., Кирсанов А. И. Применение сжатого воздуха при бурении для создания призабойной циркуляции промывочной жидкости. «Техника и технология геологоразведочных работ», вып. 2, 1966.
- Инструкция по применению классификации запасов к месторождениям ископаемых солей. ГКЗ, Госгеолтехиздат, 1962.
- Инструкция и методические указания по обоснованию и расчету кондиций для подсчета запасов твердых полезных ископаемых. Изд. ГКЗ, 1965.
- Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. Изд-во иностр. лит., 1954.
- Ишниязов Д. К текстурным особенностям ангидритовой толщи Тюбегатана. «Полезные ископаемые Узбекистана и вопросы их генезиса». Изд. АН Узб. ССР, 1964.
- Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. Изд-во «Мир», 1965.
- Карасев И. П., Муляк В. С., Титоренко Т. Н., Файзулина З. Х. Палеонтологическая характеристика позднекембрийских и кембрийских отложений Иркутского амфитеатра. «Советская геология», № 5, 1966.
- Карпинский А. П. О возможности открытия залежей каменной соли в Харьковской губернии. «Горный журнал», ч. 3, № 9, 1870.

Кашкаров О. Д., Фивег М. П. Калийные и магниевые соли. «Требования промышленности к качеству минерального сырья», вып. 22, 1963.

Кириков В. П. Основные этапы формирования галогенных отложений девона в Припятском прогибе и Днепровско-Донецкой впадине. «Тр. ВСЕГЕИ», нов. серия, т. 91, 1963.

Кириков В. П. Строение и условия формирования галогенных толщ Припятского прогиба. ВСЕГЕИ, 1964.

Кислик В. З. Зоны замещения сильвинитов каменной солью на 2-ом калийном горизонте Старобинского месторождения и условия их образования. Минск, 1966.

Кислик В. З., Лупиневич Ю. И. Особенности строения краевой зоны 2-го калийного горизонта Старобинского месторождения. «ДАН БССР», т. 8, № 11, 1964.

Китык В. И. Условия образования соляных структур. Изд-во АН УССР, 1963.

Китык В. И. Соляные структуры и закономерности их образования. Львов, 1966.

Ковалевский Е. П. Геогностическое обозрение Донецкого горного кряжа. «Горный журнал», ч. 1, кн. 1, 1829.

Ковда В. А. Происхождение и режим засоленных почв. Т. 1. Изд-во АН СССР, 1946.

Коган В. Д. Брекчиевидные песчаники и гравелиты — свидетели конседиментационного роста девонской соли в раннепермское время. Мат-лы симпозиума: «Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур». Сб. 1. Киев, 1966.

Колесникова И. З. Глауберит в пермских отложениях хребта Малый Каратау и низовой реки Асса. «Тр. Ин-та геол. наук АН Каз. ССР», т. 7, 1963.

Колосов А. С., Пустыльник А. М. Находка сложных галоидов железа в девонских соляных отложениях Тувы. «ДАН СССР», т. 172, № 4, 1967.

Колосов А. С., Пустыльник А. М., Жаркова Т. М. Сложные хлориды железа и марганца в кембрийских соляных отложениях Канско-Тасеевской впадины. «ДАН СССР», т. 181, № 6, 1968.

Копнин В. И. Об объемных соотношениях жидких и твердых фаз при образовании соляных отложений. «Геология и геофизика», № 5, 1964.

Копнин В. И. Закономерности формирования Верхнекамского месторождения солей. М., 1966.

Кореневский С. М. О структурных особенностях сингенетических и диагенетических изменений отложений галита и сильвина. «Зап. Всес. минер. об-ва», ч. 83, № 1, 1954.

Кореневский С. М. Геологическая характеристика соляных структур Верхнетиссенской впадины. «Тр. ВНИИГалургии», вып. 35, 1959.

Кореневский С. М. О калиеносности галогенного кунгура Южного Предуралья. «Тр. ВСЕГЕИ», нов. серия, т. 99, 1963.

Кореневский С. М. Основные принципы прогнозирования месторождений калийных солей. Изд-во «Наука», 1965.

Кореневский С. М., Горкун О. П., Роллер А. В., Шлеймович Р. Э. Перспективы калиеносности новых площадей Предкарпатского передового прогиба. «Тр. ВНИИГалургии», вып. 35, 1959.

Кореневский С. М., Донченко К. Б., Климов М. А., Унковский А. А. Новые данные о структуре и калиеносности района Стебникского месторождения. «Тр. ВСЕГЕИ», нов. серия, т. 83, 1962.

Кореневский С. М., Донченко К. Б. Геология и условия формирования калийных месторождений Советского Предкарпатья. «Тр. ВСЕГЕИ», нов. серия, т. 99, 1963.

Кореневский С. М., Бобров В. П., Галицкий И. В., Хрущов Д. П. Калиеносность галогенных отложений Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. «Литология и полезные ископаемые», № 3, 1964.

Кореневский С. М., Супрунюк К. С. О выделении отложений краматорской свиты и стратификации ее калиеносных горизонтов в северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. «ДАН СССР», т. 165, № 5, 1965.

Кореневский С. М., Воронова М. Л. Геология и условия формирования калийных месторождений Прикаспийской синеклизы и Южно-Предуральского прогиба. Изд-во «Недра», 1966.

Корнеева В. Г. История геологического развития Предкарпатского прогиба в свете новых данных. «Тр. ВСЕГЕИ», нов. серия, т. 114, 1966.

Коробцова М. С. Минералогия калийных месторождений Восточного Прикарпатья. Сб.: «Вопросы минералогии осадочных образований». Изд-во Львовского ун-та, кн. 2, 1955.

Королук И. К., Писарчик Я. К. Южная часть Сибирской платформы. Кембрийская система. «Стратиграфия СССР», т. III, 1965.

Короткевич Г. В. Гидрогеологические условия и карст Солотвинского соляного купола. «Тр. ВНИИГалургии», вып. 46, 1964.

Короткевич Г. В. Соляной карст и борьба с карстообразованием при разработке соляных месторождений. Л., 1967.

- Косыгин Ю. А. Соляная тектоника платформенных областей. Гостоптехиздат, 1950.
- Кох. Прорыв воды на руднике Финенбург. «Калий», № 9, 1932.
- Кравцов А. И. К вопросу образования соляных куполов. Мат-лы симпозиума: «Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур». Сб. 1. Киев, 1966.
- Крумбейн В. К., Слосс Л. Л. Стратиграфия и осадкообразование. Гостоптехиздат, 1960.
- Кудрявцев Н. А. О закономерностях накопления ископаемых солей. «Советская геология», № 7, 1966.
- Кудрявцев Н. А. О галогенном метасоматозе. Сб.: «Проблемы происхождения нефти». Изд-во «Наукова Думка», 1966.
- Кузькокова Н. Н. Фашии и палеогеография нижней перми Средней Печоры. «Тр. Ин-та геологии Коми филиала АН СССР», вып. 3, 1962.
- Курнаков Н. С., Жемчужный С. Ф. Магниеые озера Перекопской группы. «Изв. Росс. Ак. Наук», т. 5, 1917.
- Курнаков Н. С., Николаев В. И. Процесс испарения морской воды и озерных рассолов. «Тр. Всеукраинской соляной конфер. в Одессе», 1932.
- Курнаков Н. С., Николаев В. И. Солнечное испарение морской воды и озерных рассолов. «Изв. сект. физ.-хим. анализа АН СССР», т. 10, 1938.
- Лапкин И. Ю. Известняково-доломитовая толща донецкой перми. «Бюлл. МОИП», отд. геол., т. 29, вып. 4, 1954.
- Лацкова В. Е., Урусов А. В. Закономерности строения пермских отложений бортовой зоны Прикаспийской впадины. «Тр. НВНИИГГ», вып. 3, 1965.
- Лабедев В. И. К седиментационно-диагенетической теории образования хлоридно-кальциевых вод. «Вестн. ЛГУ», № 6, серия геол. и географ., вып. 1, 1965.
- Левенштейн М. Л., Бобров В. П. Калийные соли в галогенных отложениях нижней перми Донецкого бассейна. «Литология и полезные ископаемые», № 3, 1964.
- Лепешков И. Н. Калийные соли Волга-Эмбы и Прикарпатья. Изд-во АН СССР, 1946.
- Лизанец В. Г. Применение радиометрических методов разведки для поисков залежей калийной соли. «Научн. зап. Львовского политехн. ин-та», вып. 75, № 1, 1960.
- Лиманская Г. Л. Калийные соли. «Обзор минеральных ресурсов стран капиталистического мира», 1966.
- Лобанова В. В. О генезисе лангбейнита в Прикарпатских калийных месторождениях. «ДАН СССР», т. 88, № 1, 1953.
- Лобанова В. В. Вопросы петрографии калийных залежей Восточного Предкарпатья. «Тр. ВНИИГалургии», вып. 32, 1956.
- Лобанова В. В. Петрографо-минералогическая характеристика калийных горизонтов Жиянского месторождения. «Тр. ВНИИГалургии», вып. 40, 1960.
- Лобанова В. В. Петрографическая характеристика соляной толщи поднятия Западный Азгир. «Тр. ВНИИГалургии», вып. 40, 1960.
- Лобанова В. В., Яржемский Я. Я. К минералогии Индерского поднятия. «Вопросы минералогии осадочных образований». Кн. 5. Изд-во Львовск. ун-та, 1958.
- Логачев А. А. Курс магниторазведки. Госгеолиздат, 1951.
- Лохматов Г. И. Изменение состава нижнекембрийских карбонатных отложений под влиянием конседиментационного формирования геологических структур (юг Сибирской платформы). «ДАН СССР», т. 170, № 3, 1966.
- Лупинович Ю. И. Геологическое строение, петрография и условия образования 3-го калийного горизонта Старобинского месторождения. Изд. АН БССР, 1965.
- Люткевич Е. М. Мат-лы симпозиума: «Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур». Сб. 1. Киев, 1966.
- Макарова Т. В., Горнштейн Н. А. Пермские отложения Бузулукской опорной скважины. «Тр. ВНИГНИ», вып. 13, 1959.
- Малашевский В. В., Билонижка П. М. Гексагидрит из соляных месторождений Предкарпатья. «Минер. сб.», № 16. Львовск. геол. об-во, 1962.
- Малашевский В. В., Билонижка П. М. Кристаллы шенита из калийных месторождений Прикарпатья. «Минер. сб.», вып. 1, 1964.
- Малий В. А. О возможной солености карагасской свиты синия северо-западной части Восточного Присянья. Сб.: «Тектоника юга Сибирской платформы». Изд-во «Наука», 1965.
- Мамаев Н. Ф. Пермские отложения в районе ст. Багаряк на восточном склоне Урала. Уральский геол. трест. 1936.
- Марков К. К. Палеогеография. Географгиз, 1951.
- Махнач А. С., Корзун В. П., Курочка В. П., Лапуть В. А., Урьев И. И., Шевченко Т. А. Литология и геохимия девонских отложений Припятского прогиба в связи с их нефтеносностью. Изд-во «Наука и техника», Минск, 1966.
- Менделеев Д. И. Основы химии. Т. I, вып. 2, 1869.
- Меньшикова З. И. Технико-экономические показатели в калийной промышленности. Изд. СО АН СССР, 1965.

- Методы анализа рассолов и солей. Изд-во «Химия», 1964.
- Минералы. Справочник, т. II, вып. I. Галогениды. Изд-во АН СССР, 1963.
- Морачевский Ю. В. Условия отложения осадков в Соликамском бассейне. «Бюлл. Ин-та галургии», № 6-7, 1940.
- Морачевский Ю. В., Безденежных А. Г., Тихомирова М. М. Взаимоотношения карналита и сильвина. «Тр. ВНИИГалургии», вып. 17, 1939.
- Морачевский Ю. В., Поленова Т. Б. Бессульфатность верхнекамских соляных отложений. «Тр. ВНИИГалургии», вып. 17, 1939.
- Морачевский Ю. В., Черепенников А. А. Газоносность соляной толщи. «Тр. ВНИИГалургии», вып. 17, 1939.
- Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. «Тектоника СССР», т. II. Изд-во АН СССР, 1949.
- Набиев М. Н., Осичкина Р. Г. Калийные соли Тюбегатана. Изд-во «Наука» Узб. ССР, 1956.
- Набоко С. И. Послемагматические процессы в областях активного вулканизма. 1962.
- Наливкин В. Д. Фации и геологическая история Уфимского плато и Юрезано-Сылвенской депрессии. «Тр. ВНИГРИ», нов. серия, вып. 47, 1950.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях, тт. I и II. Изд. АН СССР, 1956.
- Неволин Н. В. Геологическое строение Прикаспийской впадины в свете геофизических данных. Гостехиздат, 1951.
- Несмелова З. Н. О газах в калийных солях Березниковского рудника. «Тр. ВНИИГалургии», вып. 35, 1959.
- Николаев А. В. Калий в природных водах и механизм диффузионного рассеяния элементов. «Изв. сект. физ.-хим. анализа АН СССР», т. 17, 1949.
- Николаев В. И. Несколько соображений и данных по вопросу о происхождении Соликамских бессульфатных калиевых месторождений. «Изв. сект. физ.-хим. анализа АН СССР», т. 7, 1935.
- Николаев В. И. Выступление в прениях по проблеме бора и калия. Сб.: «Большая Эмба», т. 1. Изд-во АН СССР, 1937.
- Николаевский А. П. Зимние минералы Баскунчакского соляного озера. «Природа», № 1, 1938.
- Никольская Ю. П., Колосов А. С. Признаки калиеносности юга Сибирской платформы. «Геолог. и геофиз.», № 1, 1965.
- Нурмамбетов Э. И. О закарстованности гипсовой шляпы одного из соляных куполов. «Вестн. АН Каз. ССР», № 10, 1965.
- Орлянкин С. М. Геология, гидрогеология и солёность Колво-Вишерской водораздельной области и граничащих с ней участков. «Зап. Всер. минер. об-ва», ч. 70, № 1, 1941.
- Панов В. В. О генезисе галогенных формаций Сибирской платформы и ее обрамления. Сб.: «Тектоника Вост. Сибири и Дальнего Востока СССР», 1967.
- Парфенов С. И. Особенности гипсотизации ангидритов. «Литология и полезные ископаемые», № 3, 1967.
- Пастухова М. В. Вещественный состав соляных пород соленосной толщи среднего девона Тувинской автономной области. «Тр. ВНИИГалургии», вып. 40, 1960.
- Перельман А. И. Атомы-спутники. «Природа», № 5, 1964.
- Перьков Н. А. Изучение разрезов галогенных толщ методами промысловой геофизики. Сб.: «Вопросы геофизических методов исследований». ГОСИНТИ, 1962.
- Петров Н. П., Чистяков П. А. Литология солевых и красноцветных отложений юго-западных отрогов Гиссара. Изд-во «Наука» Узб. ССР, 1964.
- Петрова Е. М. Изучение геохимии Старобинского калийного месторождения. Сб.: «Перспективы калиеносности соляных отложений Сибири». Изд-во «Наука», 1965.
- Петросьянц М. А. Возраст и условия накопления соленосных отложений Восточно-Чуйской впадины. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 6, 1966.
- Пиннекер Е. В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. Изд-во «Наука», 1966.
- Писарчик Я. К. Новые данные о составе глинистого вещества карбонатно-галогенных отложений нижнего кембрия Иркутского амфитеатра. «Мат-лы ВСЕГЕИ», нов. серия, вып. 1, 1956.
- Писарчик Я. К. Гипсы и ангидриты. «Справочное руководство по петрографии осадочных пород», т. II, 1958.
- Писарчик Я. К. Литология и фации кембрийских отложений Иркутского амфитеатра. «Тр. ВСЕГЕИ», нов. серия, т. 89, 1963.
- Полдерварт А. Химия земной коры. Сб.: «Земная кора». Изд-во иностр. лит., 1957.
- Половинкина Ю. И., Викулова М. Ф., Разумовская Е. Э., Аникеева И. Ф., Соловьева Е. В., Комарова А. Е. Структуры горных пород, т. 2. «Осадочные породы», 1948.
- Порфирьев В. Б. О природе нефти. Геол. сб. № 7-8. Изд. Львовского ун-та, 1961.
- Посохов Е. В. Соляные озера Казахстана. Изд-во АН СССР, 1955.

Преображенский П. И. Геологоразведочные работы на калий в Соликамском и Березниковском районах. «Мат-лы по общ. и прикл. геологии», вып. 126, 1929.

Преображенский П. И. Соликамское калийное месторождение. Госхимтехиздат, 1933.

Преображенский П. И., Иванов А. А. Вывалы карналлитовой породы в выработках первого рудника и практическое значение этого факта. «Калий», № 9, 1937.

Пришбрам К. Окраска и люминесценция минералов. Изд-во иностр. лит., 1959.  
Пуаре И. В. Минералогический состав некоторых образцов соликамских солей. «Изв. Ин-та физ.-хим. анализа», т. 4, вып. 2, 1930.

Пэгон Ж., Рэйр Д. Месторождение нефти Габона и бассейна Конго. «Мат-лы V Международного нефтяного конгресса», т. 1. Гостоптехиздат, 1961.

Разумовская Е. Э. Причина и характер красной окраски калиевых соединений Соликамского месторождения. «Мат-лы общей и прикладной геологии», вып. 105, 1927.

Разумовская Е. Э. Описание соленосной толщи Соликамского месторождения. «Тр. Гл. геол.-разв. упр.», вып. 54, 1931.

Разумовская Е. Э. Соляные породы. Справочное руководство по петрографии осадочных пород, т. 2. «Осадочные породы», 1958.

Разумовская Е. Э. Геологическая и литолого-фациальная характеристика соляных толщ Сибирской платформы. «Тр. ВСЕГЕИ», нов. серия, т. 66, 1961.

Разумовская Е. Э. Классификация и номенклатура соляных горных пород. «Тр. ВСЕГЕИ», нов. серия, т. 72, 1962.

Ронов А. Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы. «Геохимия», № 8, 1964.

Ронов А. Б., Ханн В. Е. История осадконакопления в среднем и верхнем палеозое в связи с герцинским этапом тектонического развития земной коры. «Советская геология», сб. 58, 1957.

Ронов А. Б., Ханн В. Е. Палеогеография и литологические формации материков в мезозое. «Мат-лы Междунар. геол. конгр.», XXI сессия, пробл. 12, 1960.

Руби В. В. Эволюция гидросферы и атмосферы в связи со специальным рассмотрением вероятного состава древней атмосферы. Сб.: «Земная кора». Изд-во иностр. лит., 1957.

Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Гостоптехиздат, 1959.

Рыковсков А. Е. Проблемы бессульфатности соликамских калийных отложений. «Тр. Гл. геол.-разв. упр.», вып. 43, 1932.

Самборский Н. А. Соляной тектогенез Днепровско-Донецкой впадины. Сб.: «Тектоника и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины». Киев, 1966.

Самойлов Я. В. Химический состав цехштейнового моря. «Изв. Росс. Ак. Наук», т. 15, 1921.

Седлецкий В. И. Экзотектонические явления в отложениях гаурдакской свиты. «Изв. АН Туркм. ССР», серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 4, 1965.

Седлецкий В. И. Особенности проявления соляной тектоники в Гаурдак-Кургитангском районе. Сб.: «Тектоника Туркмении». Изд-во «Наука», 1966.

Сидельников Г. С., Буйневич Д. В. Минеральные богатства Кара-Богаз-Гола и их комплексное использование. «Полезные ископаемые, энерг. ресурсы пустынь и их использование». Изд. АН Туркм. ССР, 1963.

Синичка А. М. Мат-лы симпозиума: «Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур». Сб. 1. Киев, 1966.

Скробов А. А. Суброзия и изменение минерального состава пород соляного ядра одного из куполов Прикаспийской низменности. «Тр. ВНИИГалурии», вып. 46, 1964.

Смирнова Л. П., Смирнов Б. И. Гергент из соляных отложений Индерского купола. «Минер. сб.», № 18, вып. 3, 1964.

Созанский В. И. Связь солеобразования с вулканизмом. «Изв. АН УССР», № 2, 1963.

Созанский В. И. Проблема происхождения соленосных толщ в свете новых геологических данных. «Геол. ж. АН УССР», т. 25, вып. 4, 1965.

Соколов К. П. Геофизические методы разведки. Изд-во «Недра», 1966.

Соловьев Б. А., Голов А. А., Кожевников И. И. О морфологии соляных структур центральной части Прикаспийской впадины. «Бюлл. МОИП», отд. геол., т. 42, вып. 2, 1967.

Сорокин Л. В. Гравиметрия и гравиметрическая разведка. Гостоптехиздат, 1951.

Сочеванова Л. Б. Применение радиометрических методов для поисков и разведки месторождений каменной соли и калийных солей. Сб.: «Методические указания по применению радиометрических методов». Госгеолтехиздат, 1963.

Страхов Н. М. Геология кунгура Ишимбаевского нефтеносного района. «Мат-лы к познанию геол. строения СССР», нов. серия, вып. 5, 1947.

Страхов Н. М. Карбонаты в современных лагунных водоемах и их значение для проблемы доломитообразования. «Бюлл. МОИП», отд. геол., т. 22, № 4, 1947.

- Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. «Тр. ИГН АН СССР», вып. 124, геол. серия, № 45, 1951.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Тт. I и II. Изд-во АН СССР, 1962.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, Т. III. Изд-во АН СССР, 1962.
- Страхов Н. М. Этапы развития внешних геосфер и осадочного породообразования в истории Земли. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 12, 1962.
- Сувейздис П. И. Верхнепермские отложения Польско-Литовской синеклизы. «Вопросы геологии Литвы», 1963.
- Татаринов П. М. Гипс и ангидрит. «Курс нерудных месторождений», ч. 2, 1935.
- Толмачев И. П. Гора каменной соли в Северной Сибири. «Минеральное сырье и его переработка», № 5-6, 1927.
- Узембло В. В., Пашковский Н. Ф., Рухин А. Л. Тыретское месторождение каменной соли и его значение как источника снабжения солью Дальнего Востока и Восточной Сибири. «Тр. ВНИИСоле», вып. 9, 1965.
- Уланов Х. К. Сток из Каспийского моря в Кара-Богаз-Гол. Мат-лы Всес. совещ. по проблеме Каспийского моря. Изд. АН Азерб. ССР, Баку, 1963.
- Уразов Г. Г. О порядке отложения солей Соликамского калиевого месторождения. «Тр. Гл. геол.-разв. упр.», вып. 43, 1932.
- Ферсман А. Е. Геохимия. Т. III, ОНТИ, 1937.
- Фивег М. П. О годовом цикле седиментации каменной соли Верхнекамского месторождения. «ДАН СССР», т. 61, № 6, 1948.
- Фивег М. П. О длительности накопления соляных толщ. «Тр. ВНИИГалургии», вып. 29, 1954.
- Фивег М. П. Закономерности формирования и размещения калийных месторождений соленосных формаций. Сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1. Изд-во АН СССР, 1958.
- Фивег М. П. Фациальный ряд галогенных пород и особенности пространственного распространения его членов. Сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 3. Изд-во АН СССР, 1960.
- Фивег М. П. Методика поисков калийных солей. Изд-во «Наука», 1967.
- Фомина В. Д., Лупинович Ю. И., Кислик В. З. К вопросу о трещиноватости калийных горизонтов Старобинского месторождения. «ДАН БССР», т. 9, № 7, 1965.
- Фомина В. Д., Кислик В. З., Лупинович Ю. И. Некоторые результаты изучения пород, покрывающих 2-й калийный горизонт в краевой зоне Старобинского месторождения. «ДАН БССР», т. 10, № 3, 1966.
- Хатьянов Ф. И. Геологическое строение и история развития Предуральского краевого прогиба. «Мат-лы совещания по проблеме «Прогибы», 1966.
- Хатьянов Ф. И., Насыров С. С., Тихонова В. А. Основные типы соотношений соляных структур с локальными поднятиями подсолевого ложа на примере южной части Предуральского краевого прогиба. Мат-лы симпозиума: «Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур». Сб. 2. Киев, 1966.
- Ходьков А. Е. О происхождении замещенных зон на Верхнекамском месторождении. «Тр. ВНИИГалургии», вып. 32, 1956.
- Ходьков А. Е. Роль процессов подземного выщелачивания в геологии Старобинского месторождения. «Тр. ВНИИГалургии», вып. 46, 1964.
- Ходькова С. В. О вторичных формах каинита на Стебникском месторождении калийных солей. «Литология и полезные ископаемые», № 6, 1965.
- Ходькова С. В. Лангбейнит Предкарпатья и его парагенезисы (на примере Стебникского месторождения). «Литология и полезные ископаемые», № 6, 1968.
- Хрущов Д. П. О возможности дифференцирования разновозрастных соляных толщ. «Литология и полезные ископаемые», № 1, 1967.
- Цахновский М. А. Некоторые данные о калиености нижнекембрийских отложений Иркутского амфитеатра. Сб.: «Тектоника юга Сибирской платформы и перспективы ее калиености». Изд-во «Наука», 1965.
- Черепенников А. А. Газоносность солей Соликамского калийного рудника. «Рудничная аэрология и безопасность труда в шахтах». Углетехиздат, 1949.
- Черепенников А. А., Рогозина Е. А. О газах Старобинского месторождения калийных солей. «Тр. ВНИИГалургии», вып. 45, 1964.
- Чечель Э. И. Карбонатная формация венда и кембрия Ангаро-Ленского прогиба. Иркутск, 1969.
- Чирвинская М. В., Забелло Г. Д., Смекалкина Л. В., Турчаненко Н. Т. Типы соляных диапиров и их роль при формировании локальных структур Днепровско-Донецкой впадины. Мат-лы симпозиума: «Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур». Сб. 1. Киев, 1966.
- Чирвинский П. Н. Заметка о синей каменной соли Соликамского месторождения. «Зап. Всер. минер. об-ва», ч. 72, № 1, 1943.
- Чудинов Н. К. О природе окраски калийных солей палеозоя. «Минералы изверженных горных пород и руд Урала». Изд-во «Наука», 1967.

- Шабанов Б. А., Грицаенко А. С., Леонтьев Д. Н., Зархин Л. М. Эффективность и пути дальнейшего совершенствования электроразведки методом ТТ в изучении рельефа соленосной толщи бортовой зоны Прикаспийской впадины. «Тр. ВНИИИГ», вып. 3, 1965.
- Шатов В. П. Исследование газопроявлений и газовый режим на Верхнекамских калийных рудниках. Свердловск, 1966.
- Шатский Н. С. К вопросу о происхождении роменских гипсов и пород Исачковского холма на Украине. «Бюлл. МОИП», отд. геол., т. 9, № 3-4, 1931.
- Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. «Изв. АН СССР», сер. геол., вып. 1, 1946.
- Шлезингер Н. А., Петухова Е. В., Зоркин Ф. П. Условия образования каинита. Сб.: «За недра Волго-Прикаспия», вып. 1, 1940.
- Шпакелер Г. Разработка месторождений калийных солей. Химтеоретиздат, 1935.
- Щербина В. Н. Глауберит, глауберитовые породы и их кора выветривания. Изд. АН Киргиз. ССР, 1952.
- Щербина В. Н. Минералого-петрографические и генетические особенности третичных континентальных соленосных и гипсоносных отложений межгорных впадин Тянь-Шаня. Изд. АН Киргиз. ССР, 1956.
- Щербина В. Н. Общая характеристика галитовых пород Припятского соляного бассейна. «Тр. Ин-та геол. наук АН БССР», вып. 3, 1961.
- Щербина В. Н. О неравномерности синей окраски галита и возможной ее причине. «ДАН БССР», т. 2, № 6, 1958.
- Яншин А. Л. О глубине солеродных бассейнов и некоторых вопросах формирования мощных соляных толщ. «Геология и геофизика», № 1, 1961.
- Яншин А. Л. Перспективы открытия месторождений калийных солей на территории Сибири. «Геология и геофизика», № 10, 1962.
- Яншин А. Л. Перспективы и научные проблемы поисков калийного и фосфатного сырья в Сибири. «Бюлл. МОИП», отд. геол., т. 39, № 5, 1964.
- Яншин А. Л. Вулканизм и осадочное рудообразование. «Бюлл. МОИП», отд. геол., т. 43, вып. 4, 1968.
- Яржемская Е. А. Вещественный состав галопелитов. «Тр. ВНИИГалургии», вып. 29, 1954.
- Яржемский Я. Я. Целестин в кембрийских отложениях Приангарья. «ДАН СССР», т. 60, № 2, 1948.
- Яржемский Я. Я. О вторичном кварце в галитовых породах. «ДАН СССР», т. 64, № 5, 1949.
- Яржемский Я. Я. О шенитизации лангбейнита в парах воды. «ДАН СССР», т. 74, № 5, 1950.
- Яржемский Я. Я. К вопросу генезиса полигалита в калийных месторождениях. «Тр. ВНИИГалургии», вып. 29, 1954.
- Яржемский Я. Я. Минералогия и петрография калийных месторождений Советского Союза. «Вопросы геологии агрономических руд». Изд-во АН СССР, 1956.
- Яржемский Я. Я. Явления собирательной кристаллизации и природного высаливания в некоторых галогенных породах. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 2, 1957.
- Яржемский Я. Я. Краткая минералого-петрографическая характеристика соленосной толщи по разрезу Калининградской скв. 1-Р. «Тр. ВНИИГалургии», вып. 35, 1959.
- Яржемский Я. Я. Микроскопическое изучение галогенных пород. Изд-во «Наука», 1966.
- Яржемский Я. Я. Калийные и калиеносные галогенные породы. Изд-во «Наука», 1967.
- Яриков Г. М., Урусов А. В., Золотухин Г. П. и др. Литолого-стратиграфический разрез Николаевской опорной скважины № 2. «Тр. ВНИИИГ», вып. 3, 1964.
- Armstrong G., Dunham K. C., Harvey C. O., Sabine P. A. and Waters W. F. The paragenesis of silvine, carnallite, polyhalite and kieserite in Eskdale burnigs N 3, 4 and 6, north—east Yorkshire, Miner. Mag. v. 29, N 214, 1951.
- Baag A. Entstehung und Gesetzmässigkeiten der Fazieswechsel im Kalilager am Südhartz. Bergakademie, Irg. 4, N 4, 1952.
- Barr A. und Kühn R. Der Werdegang der Kalisalzagerstätten am Oberrhein. Neues Jahrb. f. Mineral. Bd. 97, H. 3, 1962.
- Baumert B. Über Laugen— und Wasserzuflüsse im deutschen Kalibergbau. Dissertation, Aachen, 1927.
- Bentor Y. K. Some geochemical aspects of the Dead Sea and the question of its age. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 25, N 4, 1961.
- Bessert F. Geologisch-petrographische Untersuchungen der Kalilager des Weragebietes. Archiv für Lagerstättenforschung, H. 57, 1933.
- Beurlen K. Der Faunenschnitt an der Perm—Triasgrenze. Zeit. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 108, 1956.
- Bischof F. Die Steinsalzwerke bei Stassfurt. Halle, 1864.

- Borchert H. Der Wasserhaushalt bei der Metamorphose der Kalisalze. Ber. d. Geol. Gesellsch. Sonderheft 1, 1963.
- Borchert H. Principles of oceanic salt deposition and metamorphism. Chem. Oceanogr., v. 2, 1965.
- Borchert H. und Baier E. Zur Metamorphose ozeaner Gipsablagerungen. Neues Jb. f. Mineral, Abh. 86, H. 1, 1953.
- Bradley W. H. The Green River and associated Tertiary Formations. Geol. Survey, Prof. Paper 496—A, 1964.
- Briggs L. J. Evaporite facies. Journ. Sedim. Petrol., v. 28, N 1, 1958.
- Brognon G. P. and Verrier G. R. Oil and geology in Cuanza Basin of Angola. Bull. Americ. Ass. Petrol. Geol., v. 50, N 1, 1966.
- Brown J. S. Pre-cambrian gypsum, salt and natural gas in the Grenville near Edwards, New York. Geol. Soc. America, Bull., v. 49, N 12, 1938.
- Brown J. S. and Engel A. E. J. Revision of Grenville stratigraphy and structure in the Balmat-Edwards district, northwest Adirondacks, New York. Geol. Soc. America, Bull., v. 67, N 12, 1956.
- Cathcart J. B. Open fracture in langbeinite, International Minerals and Chemical Corporation's Potash Mine, Eddy County, New Mexico. Mining Engineering, v. 1, N 7, 1949.
- Culbertson W. C. Trona in the Wilkins Peak Member of the Green River Formation, Southwestern Wyoming. Geol. Survey, Prof. Paper 550—B, 1966.
- D'Ans I. Untersuchungen über die Salzsysteme ozeanischer Salzablagerungen. Kali, N 9, 1915.
- Dellwig L. F. Origin of the Salina salt of Michigan. Journ. Sedim. Petrol., v. 25, N 2, 1955.
- Doelter C. Über blaues Steinsalz. Mineralogische Mitteilungen, Bd. 28, 1909.
- Dombrowski U. Lebende Bakterien—Zahemillionen alt. Kosmos (BRD), v. 58, N 3, 1962.
- Douglas G. V., Goodman N. R. The deposition of gypsum and anhydrite. Econom. Geol., v. 52, N 7, 1957.
- Dunlap J. C. Geologic studies in a New Mexico Potash Mine. Econom. Geol., v. 46, N 8, 1951.
- Eriksson E. The yearly circulation of chlorite and sulfur in nature: meteorological, geochemical and pedological implications. Tellus, p. 1, v. 11, 1959; p. 11, v. 12, N 1, 1960.
- Fahey J. J. Saline minerals of the Green River Formation. Geol. Survey, Prof. Paper 405, 1962.
- Fandrich K. Spurenmetalluntersuchungen im Unteren Kalilager der Grube Menzengraben (Werragebiet) und Betrachtungen zur Genese der dortigen Kalisalze. Berichte der Geologischen Gesellschaft, Bd. 6, H. 1, 1962.
- Fischer A. G. Brackish Oceans as the cause of the Permo-Triassic Marine faunal crisis. Problems in palaeoclimatology, London—New—York, 1964.
- Fulda E. Zur Entstehung der deutschen Zechsteinsalze. Z. deutsch. Geol. Ges., Bd. 75, 1924.
- Fulda E. Salztektonik. Zeitsch. deutsch. Geol. Gesellschaft, Bd. 79, 1928.
- Fulda E. Zechstein. Handbuch der vergleichenden Stratigraphie Deutschlands, 1935.
- Fulda E. Der deutschen Salzlagerstätten in den Alpen. «Kali», H. 17 u. 18, 1938.
- Fulda E. Urлаgen und Tagewasser im deutschen kalibergbau. Zeitsch. prakt. Geologie, H. 1, 1939.
- Görgey R. Minerale alpiner Salzlagerstätten. Tscherm. Miner. u. Petrogr. Mitteilungen, Bd. 29, H. 1 u. 2, 1910.
- Görgey R. Über die alpinen Salzgesteine. Sitzungsberichte Akad. der Wissenschaften, Bd. 73, H. 8, 1914.
- Grimm W. D. Idiomorphe Quarze als Leitminerale für salinare Fazies. Erdöl und Kohle, Erdgas, Petrochemie, H. 11, 1965.
- Haake R. Geochemische Untersuchungen des Kaliflözess Stassfurt auf der Schachtanlage Gröna des VEB Kaliwerk Bernburg. Bergakademie, N 9, 1964.
- Heim A. Beobachtungen über Diapirismus. Eclogae Geol. Helvetiae, v. 51, N 1, 1958.
- Heybroek F. The Red Sea miocene evaporite Basin. Salt Basins Around Africa. London, 1965.
- Holloway H. L. Salt deposits of the Dankalian Depression. Mining Magaz., v. 73, N 4, 1945.
- Holser W. T. Diagenetic polyhalite in recent salt from baya California. The American Mineralogist, v. 51, G—F., 1966.
- Holwarda J. G., Hutchinson R. W. Potash-Bearing evaporites in the Danakil area, Ethiopia. Economic Geology, vol. 63, N 2, 1968.
- Hoppe W. Die Kali- und Steinsalzlagerstätten des Zechsteins in der Deutschen Demokratischen Republik. T. 1. Das Werra-Gebiet. Freiburger Forschungshefte. C. 97/1 Geologie, 1960.

- Hoy R., Foose R. M., O'Neill B. J. Structure of Winnifield Salt Dome, Winn Parish, Louisiana. *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol.*, v. 46, N 8, 1962.
- Irving E. and Briden J. C. Palaeolatitude of evaporite deposits. *Nature*, v. 196, N 4853, 1962.
- James N. Giant contraction fissures of Great Basin playes. *Geol. Soc. America, Spec. Paper*, N 82, 1965.
- King Ph. B. Permian of West Texas and southeastern New Mexico. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 26, N 4, 1942.
- King R. H. Sedimentation in Permian Castile Sea. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 31, N 3, 1947.
- Kroenlein G. A. Salt, potash, and anhydrite in Castile formation of southeast New Mexico. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v. 25, N 11, 1939.
- Krumbein W. C. Occurrence and lithologic associations of evaporites in the United States. *Journ. of Sedim. Petrol.*, v. 21, N 2, 1951.
- Kuhl J. Z badań petrograficznych złoza solnego w Kaluszu. *Roczn. Polsk. Tow. Geol.*, N 6, Krakow, 1930.
- Kühn R. Tiefenberechnung des Zechsteinmeeres nach dem Bromgehalt der Salze. *Zeitsch. der Deutsch. Geol. Gesellsch.*, Bd. 104, t. 4, 1955.
- Le gisement de potasse triasique de Khémisset. *Mines et géologie*, v. 7, N 23, Rabat, 1965.
- Lotze F. Steinsalz und Kalisalze Geologie. Die Wichtigsten Lagerstätten der «Nicht-Erze», Bd. 3, t. 1. 1938.
- Lotze F. Steinsalz und Kalisalze. t. 1, Berlin, 1957.
- Lotze F. Der englische Zechstein in seiner Beziehung zum deutschen. *Geol. Jahrbuch*, Bd. 73, 1958.
- Lotze F. The distribution of evaporites in space and time *Problems in palaeoclimatology*. London—New-York, 1964.
- Macdonald G. J. Anhydrite-gypsum equilibrium relations. *Am. Journ. Sci.*, v. 251, N 12, 1953.
- Maley W. C. and Huffington R. M. Cenozoic fill and evaporite solution in the Delaware Basin, Texas and New Mexico. *Bull. Geol. Soc. America*, v. 64, N 5, 1953.
- Masachs V., Crusafont M., Villalta J. Sur l'âge du gisement patassique de la Catalogne. *Soc. géol. France, Compte rendu*, N 13, 1954.
- Miller A. R., Densmore C. D., Degens E. T. a other. Hot brines and recent iron deposits in deeps of the Red Sea. *Geochim. et Cosmoch. Acta*, v. 30, N 3, 1966.
- Minerals Jarbook, v. 1, Washington, 1965, 1966.
- Meyerhofer. Görgeyit, ein neues Mineral aus der Jschler Salzlagerstätte. *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, H. 2, 1953.
- Neev D., Emery K. O. The Dead Sea. Ministry of Development Geological Survey, *Bull.* 41, 1967.
- Nicholls G. D. The geochemical history of the oceans. *Chem. Oceanogr.*, v. 2, London, 1965.
- Ochsenius C. Die Bildung der Steinsalzlager und ihrer Mutterlaugensalze. *Hall.*, 1877.
- Pearson W. J. Geology of Saskatchewan potash deposits. *Mining in Canada*, v. 38, N 2, 1965.
- Pierce W. G. and Rich E. J. Summary of rock salt deposits in the United States as possible storage sites for Radioactive Waste Materials. *Geological Survey, Bull.* 1148, 1962.
- Poborski J. Cechsztyńskie zagłębie solne Europy Środkowej na ziemiach Polski. *Instytut Geologiczny, Prace*, t. 30, cz. 11, 1960.
- Poborski J., Prochazka K., Wala A. Sole potasowo—magnezowa w złożach Inowrocławia i Wapna. *Acta Geol. Polonica*, v. 6, N 4, 1956.
- Posnjak E. Deposition of calcium sulfate from sea water. *Am. Journ. Sci.*, v. 238, N 7, 1940.
- Precht H. Über die Bildung des Wasserstoffs in den Stassfurter Kalisalzbergwerken. *Ber. Chem. Ges.*, Bd. 13, 1880.
- Przibram K. Das Rätsel des blauen Steinsalzes. *Kali*, N 17, 1927.
- Richter-Bernburg G. Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. *Z. d. Deutsch. Geol. Gesellsch.*, Bd. 105, t. 4, 1955.
- Richter-Bernburg G. Über salinare Sedimentation. *Z. d. Deutsch. Geol. Gesellsch.*, Bd. 105, t. 4, 1955.
- Rose H. Über den Carnallit. *Poggendorfs Annalen*, Bd. 98, 1856.
- Roth H. Ausbildung und Lagerungsformen des Kaliflözes «Hessen» im Fuldagebiet. *Z. d. Deutsch. Geol. Gesellsch.*, Bd. 105, t. 4, 1955.
- Rubey W. W. Geologic history of sea water: an attempt to state the problem. *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 62, N 9, 1951.
- Ruggieri G. La genesi della formazione «gessoso—solfifera». *Riv. miner. Siciliana*, v. 11, N 66, 1960.
- Sanford B. V. Salina salt beds southwestern Ontario. *Geol. Survey of Canada, Paper* 65—9, 1965.

Schaller W. and Henderson E. Mineralogy of drill cores from the Porash Field of New Mexico and Texas. Geological Survey, Bull. 839, 1932.

Schneegass G. Neuere Untersuchungen am «Stassfurter Normalprofil» Bergakademie, H. 11, 1964.

Searls F. Jr. Halite in the Undersill gold mine, Ontario, Economic Geology, v. 51, N 2, 1956.

Sloss L. L. The Significance of Evaporites. Journ. Sediment. Petrol., v. 23, N 3, 1953.

Stewart F. H. The Permian Lower evaporites of Fordon in Yorkshire. Proceedings York. Geol. Soc., v. 34, part 1, 1963.

Szaniawski H. Roswój facyjny i paleogeografia czechszynu w rejonie wyniesienia Żeby. Acta Geologica Polonica, v. 16, N 2, 1966.

Teichmüller R. Ein Querschnitt durch den Südteil des Niederrheinischen Zechsteinbeckens. Geol. Jahrbuch, Bd. 73, 1958.

Thomas T. M. Potash mining in Saskatchewan. Geography, v. 50, N 3, 1965.

Usiglio G. Analyse de l'eau de la Méditerranée sur le cotes de France. Ann. de Chem. et de Phys., ser. 3, t. 27, 1849.

Voitești J. P. Quelques remarques sur l'âge du sel des régions carpatiques. Bull. Soc. Géol. France, Ser. 4, t. 19, 1920.

Wagner W. Einpressungen von Salz in Spalten der oberelsässischen Salz- und Kalisalzablagerungen. Mitteil. geol. Landesanst., Els.—Lothringen, Bd. 9, N 2, 1916.

Wagner W. Die tertiären Salzlagerstätten im Oberrheintal—Graben. Zeitsch. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. 105, t. 4, 1955.

Wardlaw N. C. and Schwerdtner W. M. Halite—anhydrite seasonal layers in the Middle Devonian Prairie Evaporite Formation, Saskatchewan, Canada. Bull. Geol., Soc. Amer., v. 77, N 4, 1966.

Werner Z., Poborski J., Orska J., Bakowski J. Złoże solne w Kłodawie w zarysie geologiczno—górnicyzm. Instytut geologiczny, Prace t. 30, cz. 11, 1960.

Wieninger L. Ein Beitrag zur Klärung der Frage nach Wessen und Ursprung der Violett bzw. Blaufärbung natürlicher Steinsalz Kristalle. Sitzb. Ostern. Akad. Wiss. Math.—Naturw. Kl. Abt., 1951.

Zbyszewski G. Jazida de sal—gema de Fonte de Bica. Comunicações dos Serviços geológicos de Portugal, t. 45, 1961.

Zimmermann E. Syngenit, Steinsalz und Sylvin als allerjüngests Neubildungen im Kalisalzbergwerk Glückaufsondershausen. «Kali». V 24, 1909.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие . . . . .	3
Введение. Определение основных понятий о галогенных формациях . . . . .	5
Генетическая классификация галогенных формаций и месторождений минеральных солей . . . . .	7
<b>Глава I. Минералы и породы галогенных формаций</b> . . . . .	8
<b>Глава II. Особенности и закономерности галогенного осадконакопления и размещения галогенных формаций</b> . . . . .	63
Основные источники соленакопления в древних солеродных бассейнах . . . . .	63
Кристаллизация солей при испарении морской воды . . . . .	72
— Геохронологическое и структурно-геологическое размещение галогенных формаций . . . . .	77
Положение галогенных формаций среди вмещающих пород . . . . .	93
<b>Глава III. Геологические условия образования галогенных формаций разного генезиса и типа</b> . . . . .	101
Строение галогенных формаций в связи с общими условиями приноса и накопления осадков в солеродных бассейнах . . . . .	101
Галогенные формации морского генезиса . . . . .	115
— Лагунные галогенные формации . . . . .	115
Галогенные формации морских заливов . . . . .	117
— Галогенные формации краевых частей открытых эпиконтинентальных морей . . . . .	138
Галогенные формации внутриконтинентальных солеродных водоемов морского типа . . . . .	144
Галогенные формации континентального генезиса . . . . .	165
<b>Глава IV. Месторождения калийных солей</b> . . . . .	176
Газоносность калийных солей . . . . .	197
<b>Глава V. Фациальные особенности галогенных формаций</b> . . . . .	204
<b>Глава VI. О гипотезах эндогенного соленакопления в древних солеродных бассейнах</b> . . . . .	219
<b>Глава VII. Постседиментационные условия существования ископаемых месторождений минеральных солей</b> . . . . .	228
Основные особенности тектоники соляных месторождений . . . . .	228
Гидрогеологические условия, карст и гипергенез месторождений минеральных солей . . . . .	242
<b>Глава VIII. Методика поисков, разведки и оценки ископаемых месторождений минеральных солей</b> . . . . .	260
Вводные замечания . . . . .	260
Поисковые критерии для нахождения ископаемых месторождений минеральных солей . . . . .	262
Поисковые предпосылки . . . . .	262
Косвенные поисковые признаки . . . . .	268
Прямые поисковые признаки . . . . .	271
Применение геофизических методов при поисках и разведке месторождений минеральных солей . . . . .	277
Особенности методики поисковых и разведочных работ на ископаемые месторождения солей . . . . .	286
Основные элементы промышленной оценки ископаемых месторождений солей . . . . .	299
<b>Глава IX. Промышленное, хозяйственное и бытовое использование минеральных солей</b> . . . . .	308
Список литературы . . . . .	314

3 р. 17 к.

370

НЕДРА • 1972 г.