ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ СОЛЕ-НАКОПЛЕНИЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО
«НАУКА»
СИБИРСКОЕ
ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1981

УДК 553.631.632

Основные проблемы соленакопления.— Новосибирск: Наука, 1981.

Обсуждаются основные проблемы, связанные с изучением строения и условий формирования галогенных отложений. Излагаются различные подходы к классификации и типизации соленосных формаций. Приводятся новые данные по геологии соленосных отложений, развитых в крупнейших регионах древнего соленакопления (на Русской и Сибирской платформах, в Прикаспийской впадине, в бассейнах Паратетиса, Северной Африки и Аравии).

Материалы сборника представляют интерес для широкого круга геологов.

Редакционная коллегия:

канд. геол.-мин. наук **В. В. Благовидов**, д-р хим. наук **М. Г. Валяшко**, канд. геол.-мин. наук **Т. М. Жаркова**, **А. С. Зверев**, канд. геол.-мин. наук **Г. А. Мерзляков**, д-р геол.-мин. наук **И. Н. Тихвинский**, д-р геол.-мин. наук **М. П. Фивег**

Ответственные редакторы
акад. *А. Л. Яншин*, д-р геол.-мин. наук *М. А. Жарков*

О $\frac{20801 - 841}{055(02) - 81}$ 242.81.1904010000.

© Издательство «Наука», 1981.

М. А. Жарков, В. В. Благовидов, Т. М. Жаркова,
Г. А. Мерзляков, А. Л. Яншин

КЛАССИФИКАЦИЯ СОЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ ПО ВЕЩЕСТВЕННОМУ СОСТАВУ И ЗАКОНОМЕРНОСТЯМ ПРОСТРАНСТВЕННОГО ПОЛОЖЕНИЯ

1

Классификации природных объектов в естественных науках всегда уделялось большое внимание. Важность этих исследований определяется тем, что при классификации систематизируются знания о том или ином природном объекте, что позволяет устанавливать основные закономерности его состава, строения, пространственного размещения и, следовательно, более глубоко выяснить условия его образования. Особое значение приобретает сейчас проблема классификации осадочных формаций, в том числе и соленосных, потому что от разработки вопросов типизации и классификации осадочных формаций зависит решение одной из главнейших задач геологии — эволюции осадочного породообразования в истории Земли [Яншин, 1977].

Проблеме классификации соленосных формаций уделяли значительное внимание многие исследователи. Среди широко известных в первую очередь следует упомянуть классификацию Н. М. Страхова (1962), основанную на ландшафтно-тектоническом принципе, согласно которой были намечены пять типов галогенных формаций: 1) континентальные, образовавшиеся в более или менее крупных озерных водоемах; 2) лагунные, сформировавшиеся в небольших осолоненных морских лагунах; 3) морские — заливные, образовавшиеся в длительно существовавших закрытых морских заливах; 4) морские, образовавшиеся на периферии краевых частей огромных эпиконтинентальных морей; 5) морские, которые накопились во внутриконтинентальных бассейнах морского типа.

Иной принцип классификации использовал В. Крумбейн [Krumbein, 1951]. Соленосные формации были типизированы по особенностям их пространственного положения между подстилающими и перекрывающими осадочными комплексами. Были выделены четыре типа соотношений: 1) соленосные формации, залегающие среди карбонатных отложений, 2) подстилающиеся карбонатными, а перекрывающиеся красноцветными толщами; 3) подстилающиеся красноцветными, а перекрывающиеся карбонатными комплексами, 4) залегающие среди красноцветных образований. По поводу этой классификации Н. С. Шатский (1965, с. 183) писал, «что она дает очень интересные типы галогенных формаций, распространенные не только в США, но и во всем мире». Подобный подход к классификации соленосных формаций применяли многие исследователи [Иванов, Левицкий, 1960; Иванов, Воронова, 1972; Королюк, 1962; Кореневский, 1973].

А. А. Иванов [Иванов, Воронова, 1972; Иванов, 1977, 1979] существенно детализировал классификацию Н. М. Страхова, использовав данные о составе, внутреннем строении и условиях залегания галогенных толщ. Им выделены соленосные формации простого и сложного строения. Конкретные формации того или иного региона было предложено различать по составу, отражая это в названии, например глинисто-сульфатно-карбонатно-соляная с залежами калийных солей Западно-Канадской впа-

дины, молассо-соленосная с залежами калийных солей Предкарпатского прогиба, карбонатно-соляная с залежами калийных солей Соликамской впадины и т. д.

Интересная классификация соленосных толщ, которая может быть использована и для формаций, предложена М. П. Фивегом (1967). Им выделены по особенностям строения три типа толщ: 1) верхнекамский, характеризующийся наличием мощной соляной толщи, в которой несоляные породы распространены незначительно; 2) старобинский, в котором количество соляных и несоляных пород одинаково, а мощность их пластов значительна; 3) стебникский с часто чередующимися небольшими по мощности пластами и прослоями соляных и несоляных пород.

М. А. Жарков (1971) подразделил соленосные толщи по присутствию в них хлоридных или сульфатных калийных солей, а также по наличию натриево-сульфатных пород на три типа: хлоридный, калийно- и натриево-сульфатный.

С. М. Кореневский (1973) вслед за Н. М. Страховым различает две группы галогенных формаций: морские и континентальные. Внутри них предложено обособлять формации по составу: среди морских — калиеносные и некалиеносные, а среди континентальных — соленосные, содо- и селитросодержащие. В свою очередь, калиеносные подразделены на хлоридные, сульфатно-хлоридные и сульфатные, а некалиеносные — на хлоридные и галито-ангидритовые. Континентальные соленосные формации расчленяются на хлоридные и хлоридно-сульфатные. Содосодержащие формации считаются карбонатно-натриевыми, а селитросодержащие — нитратными.

Еще один принцип, используемый при классификации соленосных формаций, основан на анализе цикличности осадконакопления. Таким путем были выделены моно- и полицикличные формации [Кузнецов, 1972]. Однако А. А. Иванов (1977) отметил, что моноцикличных соленосных формаций не существует, поскольку все они полицикличны.

Некоторые исследователи [Валяшко, 1962; Баталин, Станкевич, 1977] классифицируют соленосные формации по минеральным парагенезам конечной стадии эвапоритовой седиментации в зависимости от гидрохимического состава исходных вод бассейна. Это служит основой для выделения хлоридных, сульфатных и содовых формаций, а среди сульфатных — сульфатно-натриевых и сульфатно-магниевых [Баталин, Станкевич, 1977].

Как видно, различных подходов к классификации соленосных и вообще галогенных формаций предложено достаточно много. Они существенно отличаются между собой. Единой общепризнанной классификации сейчас не существует, и поэтому задача разработки классификации соленосных формаций по-прежнему остается актуальной.

2

Главная цель настоящей статьи — дать классификацию, учитывающую все разнообразие вещественного состава и пространственного положения разновозрастных соленосных формаций.

Анализируя предложенные ранее классификации, следует обратить внимание на то, что многие из них основаны на генетических представлениях о тех или иных условиях эвапоритовой седиментации: ландшафтно-тектонических, палеогеографических или физико-химических. В меньшей мере и явно недостаточно учитывались особенности состава, строения и пространственного положения конкретных соленосных формаций. Вместе с тем при классификации надпородных категорий минеральных масс, какими являются осадочные формации (в том числе и соленосные), следует обращать внимание на породы и парагенезы пород, слагающие эти формации, на закономерности размещения парагенезов пород различного

ранга внутри осадочных формаций и, наконец, на особенности их пространственного положения в вертикальных и горизонтальных рядах формаций. Опыт такого анализа соленосных формаций уже имеется [Благовидов, 1978; Жарков, Жаркова, 1969; Жаркова, 1976; Мерзляков, 1979].

Первый основополагающий принцип классификации однотипных осадочных формаций — это классификация по породам. Вторым основополагающим принципом классификации осадочных формаций может служить их положение среди окружающих толщ, или, другими словами, их пространственное положение в вертикальных и горизонтальных рядах формаций. Важность этого принципа отметил Н. М. Шатский (1965), указав, что таким путем можно будет учесть специфику всей формации в целом, подметить основные признаки всего парагенеза или всех парагенетических членов формации. Наконец, третий принцип классификации может основываться на особенностях размещения парагенезов пород различного ранга: элементарных наборов, сообществ наборов, ассоциаций и градаций внутри осадочных формаций, т. е. по структуре формаций.

В связи с тем, что существует возможность, используя вышеперечисленные три принципа, провести соответственно тремя различными способами классификацию осадочных формаций, в том числе и соленосных, возникает вопрос, на основе каких из этих принципов устанавливать те или иные классификационные подразделения и как их соподчинить один другому.

Мы следующим образом подошли к решению этого вопроса. Наиболее крупное классификационное подразделение, очевидно, нужно устанавливать по принципу, позволяющему учесть специфику всей формации в целом. Обоснованнее всего поэтому для выделения самых крупных подразделений использовать положение соленосных формаций среди окружающих осадочных серий. По этому признаку нами были выделены группы и подгруппы соленосных формаций. Подразделения более низкого классификационного ранга следует, по-видимому, выделять по слагающим соленосные формации породам, намечая, таким образом, классы, подклассы и семейства формаций. На основе третьего принципа, позволяющего проанализировать структуру формаций, правильнее всего намечать разновидности соленосных формаций внутри семейств, определяя тем самым наиболее низкий ранг классификационных подразделений. Однако в настоящее время вследствие слабой изученности внутриформационных парагенезов пород создать классификацию разновидностей соленосных формаций не представляется возможным.

3

Предлагаемая классификация основана на анализе особенностей состава и пространственного положения 106 соленосных формаций различных регионов Земли. Были охвачены по возрасту формации от кембрия до плейстоцена и учтены наиболее изученные из них.

Прежде чем приступить к созданию классификации соленосных формаций по слагающим их породам, необходимо было выполнить работу по классификации пород соленосных формаций. Эта работа проведена Т. М. Жарковой. Предложенные ею классификация и номенклатура всех пород соленосных формаций легли в основу выделения классов, подклассов и семейств соленосных формаций. (См. статью Т. М. Жарковой в настоящем сборнике).

На основании того, к какому или к каким классам относятся породы, содержащие или сложенные легкорастворимыми солями, все формации подразделяются на три класса: хлоридный — А, хлоридно-сульфатный — Б и хлоридно-карбонатный (содовый)— В. Класс Б подразделен на два подкласса в зависимости от того, к какому подклассу — калийно- или

натриево-сульфатному относятся легкорастворимые сульфатно-хлоридные породы. Различаются подклассы калийно-сульфатный — Бк и натриево-сульфатный — Бн.

Классы и подклассы формаций подразделяются на семейства в соответствии с тем, породы каких семейств входят в состав формаций. При этом учитываются не все семейства пород, а лишь характерные или существенные (рис. 1). Всего выделяется 14 семейств соленосных формаций: четыре — в хлоридном классе, четыре — в калийно-сульфатном и шесть — в натриево-сульфатном подклассах, четыре — в хлоридно-карбонатном (содовом) классе. Им присваивается цифровая нумерация после буквенного обозначения соответствующего класса или подкласса.

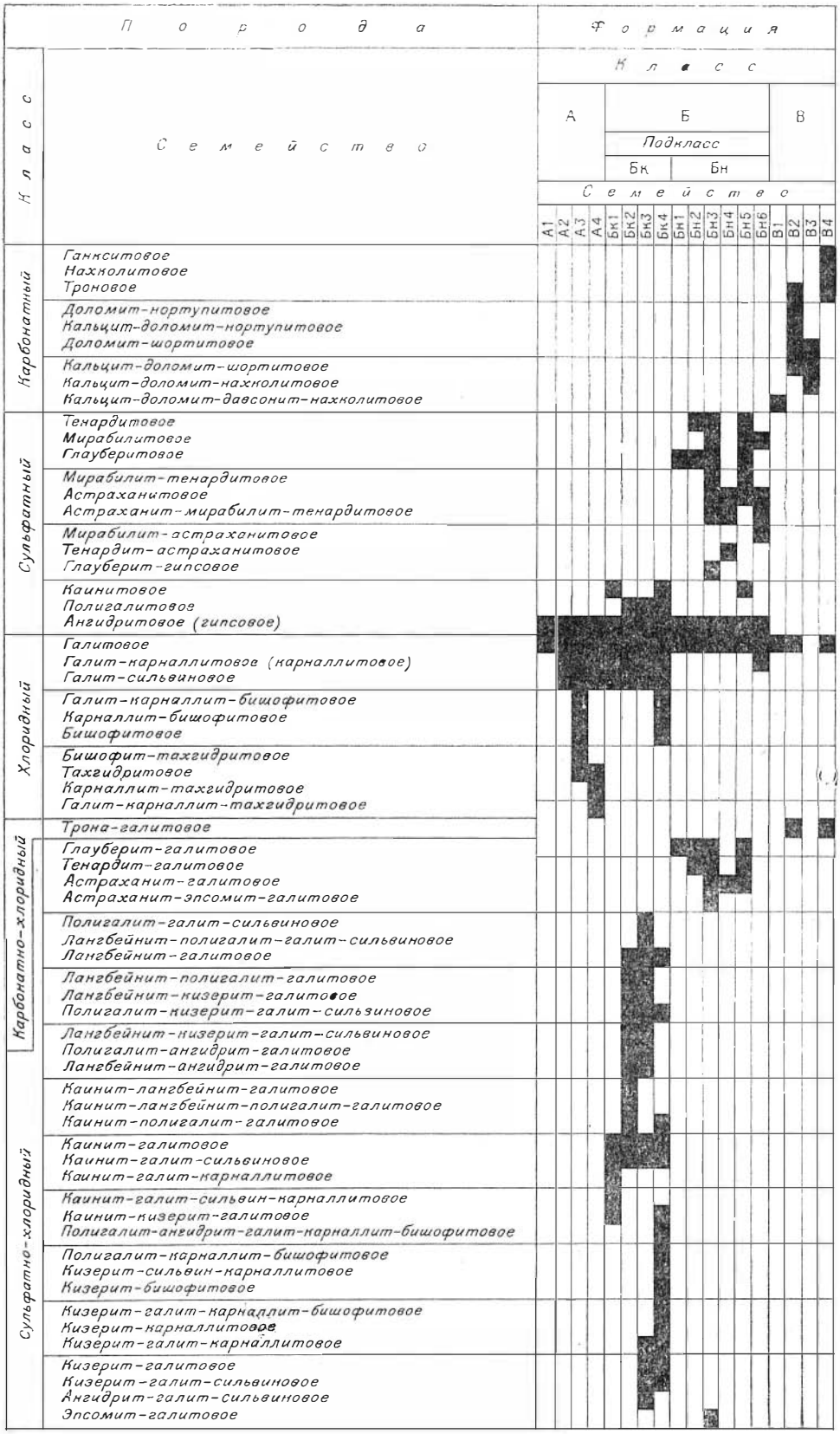
Соленосные формации хлоридного класса подразделяются на четыре семейства (А1, А2, А3 и А4) в соответствии с тем, какие хлоридные породы в них присутствуют. В семействе А1 эти породы относятся только к галитовому семейству. В формациях семейства А2 имеются наряду с галитовыми породы галит-сильвинового, галит-карналлитового и значительно реже галит-сильвин-карналлитового семейств. В формациях А3 заметную роль играют породы бишофитового, бишофит-тахгидритового и тахгидритового семейств, а в А4 — тахгидритового и карналлит-тахгидритового (при отсутствии бишофитсодержащих пород). Таким образом, от семейства к семейству наблюдается последовательное усложнение породного состава формаций, который показывает, какой стадии осолонения достигали солеродные бассейны при образовании формаций того или иного семейства.

В соответствии с породным составом семействам формаций хлоридного класса даются следующие наименования: семейству А1 — галитовое, А2 — галит-сильвин-карналлитовое, А3 — галит-сильвин-карналлит-бишофит-тахгидритовое, А4 — галит-сильвин-карналлит-тахгидритовое.

Соленосные формации калийно-сульфатного подкласса также подразделяются на четыре семейства: Бк1, Бк2, Бк3 и Бк4. Они отличаются друг от друга в основном по составу сульфатно-хлоридных пород, и лишь семейство формаций Бк4 можно выделить также и по хлоридам. Так, если в формациях Бк1, Бк2 и Бк3 хлоридные породы представлены галитовым, галит-сильвиновым и галит-карналлитовым семействами, то в формациях Бк4 широко развиты бишофитовые и бишофитсодержащие породы. Сульфатно-хлоридные породы формаций Бк1 — это в основном породы каинит-галитового, каинит-галит-сильвинового и каинит-галит-сильвин-карналлитового семейств. Кроме того, здесь присутствуют каинитовые породы сульфатного класса и нехарактерны полигалитовые породы. В формациях семейства Бк2 наряду с каинитсодержащими присутствуют лангбейнит- и каинит-лангбейнитсодержащие породы. Семейство Бк3 отличается от Бк2 главным образом кизеритсодержащими породами — в основном кизерит-галитового, кизерит-галит-сильвинового и кизерит-галит-карналлитового семейств и незначительной ролью, а возможно, и отсутствием каинит-лангбейнитсодержащих пород. Для семейства Бк4 наиболее характерны различные бишофитсодержащие породы сульфатно-хлоридного класса. В соответствии с особенностями породного состава семейств формаций калийно-сульфатного подкласса им даются такие

Рис. 1. Классификация соленосных формаций по слагающим их породам.

Классы соленосных формаций: А — хлоридный, Б — хлоридно-сульфатный, В — хлоридно-карбонатный (содовый). Подклассы соленосных формаций: Бк — калийно-сульфатный, Бн — натриево-сульфатный. Семейства соленосных формаций: А1 — галитовое, А2 — галит-сильвин-карналлитовое, А3 — галит-сильвин-карналлит-бишофит-тахгидритовое, А4 — галит-сильвин-карналлит-тахгидритовое, Бк1 — каинит-галит-сильвин-карналлитовое, Бк2 — каинит-лангбейнит-полигалит-галит-сильвин-карналлитовое, Бк3 — каинит-лангбейнит-полигалит-кизерит-галит-сильвин-карналлитовое, Бк4 — каинит-лангбейнит-полигалит-кизерит-галит-сильвин-карналлит-бишофитовое, Бн1 — галит-глауберитовое, Бн2 — галит-глауберит-тенардитовое, Бн3 — галит-глауберит-тенардит (мирабилит)-астраханитовое, Бн4 — галит-мирабилит (тенардит)-астраханитовое, Бн5 — галит-мирабилит (тенардит)-астраханит-каинитовое, Бн6 — галит-мирабилит (тенардит)-астраханит-карналлитовое, В1 — давсонит-нахколит-галитовое, В2 — нортупит-шортит-трона-галитовое, В3 — шортит-нахколитовое, В4 — ганксит-нахколит-трона-галитовое.


Порода
Формация
Класс
Семейство
Класс
А
Б
В
Подкласс
Бк
Бн
Семейство
А1
А2
А3
А4
Бк1
Бк2
Бк3
Бк4
Бн1
Бн2
Бн3
Бн4
Бн5
Бн6
В1
В2
В3
В4
Карбонатный
Ганкситовое
Нахколитовое
Троновое
Доломит-нортупитовое
Кальцит-доломит-нортупитовое
Доломит-шортитовое
Кальцит-доломит-шортитовое
Кальцит-доломит-нахколитовое
Кальцит-доломит-давсонит-нахколитовое
Сульфатный
Тенардитовое
Мирабилитовое
Глауберитовое
Мирабилит-тенардитовое
Астраханитовое
Астраханит-мирабилит-тенардитовое
Мирабилит-астраханитовое
Тенардит-астраханитовое
Глауберит-гипсовое
Каинитовое
Полигалитовое
Ангидритовое (гипсовое)
Хлоридный
Галитовое
Галит-карналлитовое (карналлитовое)
Галит-сильвиновое
Галит-карналлит-бишофитовое
Карналлит-бишофитовое
Бишофитовое
Бишофит-тахгидритовое
Тахгидритовое
Карналлит-тахгидритовое
Галит-карналлит-тахгидритовое
Карбонатно-хлоридный
Трона-галитовое
Глауберит-галитовое
Тенардит-галитовое
Астраханит-галитовое
Астраханит-эпсомит-галитовое
Сульфатно-хлоридный
Полигалит-галит-сильвиновое
Лангбейнит-полигалит-галит-сильвиновое
Лангбейнит-галитовое
Лангбейнит-полигалит-галитовое
Лангбейнит-кизерит-галитовое
Полигалит-кизерит-галит-сильвиновое
Лангбейнит-кизерит-галит-сильвиновое
Полигалит-ангидрит-галитовое
Лангбейнит-ангидрит-галитовое
Каинит-лангбейнит-галитовое
Каинит-лангбейнит-полигалит-галитовое
Каинит-полигалит-галитовое
Каинит-галитовое
Каинит-галит-сильвиновое
Каинит-галит-карналлитовое
Каинит-галит-сильвин-карналлитовое
Каинит-кизерит-галитовое
Полигалит-ангидрит-галит-карналлит-бишофитовое
Полигалит-карналлит-бишофитовое
Кизерит-сильвин-карналлитовое
Кизерит-бишофитовое
Кизерит-галит-карналлит-бишофитовое
Кизерит-карналлитовое
Кизерит-галит-карналлитовое
Кизерит-галитовое
Кизерит-галит-сильвиновое
Ангидрит-галит-сильвиновое
Эпсомит-галитовое

названия: семейству Бк1 — каинит-галит-сильвин-карналлитовое, Бк2 — каинит-лангбейнит-полигалит-галит-сильвин-карналлитовое, Бк3 — каинит-лангбейнит-полигалит-кизерит-галит-сильвин-карналлитовое, Бк4 — каинит-лангбейнит-полигалит-кизерит-галит-сильвин - карналлит-бишофитовое.

Натриево-сульфатный подкласс объединяет шесть семейств: Бн1, Бн2, Бн3, Бн4, Бн5 и Бн6. Во всех формациях этого подкласса имеются породы гипсового и галитового семейств. Выделяется подкласс на основании широкого развития в соленосных формациях своеобразных по составу пород сульфатного и сульфатно-хлоридного классов, основными или характерными породообразующими компонентами которых выступают такие натриево-сульфатные минералы, как глауберит, тенардит, астраханит и мирабилит. Наиболее простыми по составу являются формации семейства Бн1, характеризующиеся присутствием пород глауберитового и глауберит-галитового семейств. Весьма близкие к ним формации Бн2 отличаются присутствием, как правило, небольших количеств пород тенардитового и тенардит-галитового семейств. Значительно более сложный состав имеют формации остальных четырех семейств. Так, формации семейства Бн3 выделяются по присутствию в них астраханитсодержащих пород (астраханитовое, астраханит-мирабилит-тенардитовое, астраханит-галитовое и астраханит-эпсомит-галитовое семейства). В меньшей степени, но тоже достаточно широко распространены здесь тенардитсодержащие породы (тенардитовое и тенардит-галитовое семейства). Породы глауберитового, глауберит-гипсового, глауберит-галитового семейств в одних формациях семейства Бн3 занимают главенствующую роль (миоценовая формация Кетьмень-Тюбинской впадины), а в других (Кушканатау, Аккала) встречаются спорадически. Не повсеместно распространены и породы мирабилитового и мирабилит-тенардитового семейств.

Формации семейства Бн4 по составу соляных пород весьма близки к Бн3. Единственным существенным отличием этих двух семейств является отсутствие в формациях Бн4 глауберитсодержащих пород (глауберитовое, глауберит-галитовое семейства и т. д.), характерных для большинства формаций Бн3. Выделение семейства Бн4 проводится нами условно, поскольку отнесенные к нему конкретные формации изучены несколько меньше, нежели формации семейства Бн3, и нельзя исключить, что в них в дальнейшем могут быть выявлены глауберитсодержащие породы, по крайней мере определенные предпосылки к этому имеются.

Формации семейств Бн5 и Бн6 по составу слагающих их легкорастворимых пород в целом весьма близки к формациям семейства Бн3. Здесь также развиты разнообразные тенардит-мирабилит- и астраханитсодержащие породы (см. рис. 1). Существенной и характерной особенностью формаций этих двух семейств является присутствие в них калийсодержащих пород. Для семейства Бн5 таковыми являются породы каинитового семейства, а для Бн6 галит-карналлитового (карналлитового).

Таким образом, натриево-сульфатный подкласс объединяет весьма своеобразные по составу соленосные формации. Подразделение подкласса на шесть семейств отражает последовательное усложнение состава соленосных формаций, связанное с достижением солеродными бассейнами все более высоких степеней осолонения. Учитывая специфические особенности состава семейств формаций, им присваиваются следующие названия: Бн1 — галит-глауберитовое, Бн2 — галит-глауберит-тенардитовое, Бн3 — галит-глауберит-тенардит (мирабилит)-астраханитовое, Бн4 — га-галит-мирабилит (тенардит)-астраханитовое, Бн5 — галит-мирабилит (тенардит)-астраханит-каинитовое, Бн6 — галит-мирабилит (тенардит)-астраханит-карналлитовое.

Формации хлоридно-карбонатного (содового) класса подразделяются на четыре семейства: В1, В2, В3, В4. Они различаются в основном по составу карбонатного класса. Хлоридные породы представлены только

талитовыми, правда, остается не совсем ясным, присутствуют ли они в формациях семейства В3. Карбонатно-хлоридные породы трона-галитового семейства имеются лишь в формациях В2 и В4, где присутствуют и троновые породы карбонатного класса. Для семейства формаций В1 из карбонатных пород характерны только давсонит-нахколитсодержащие (кальцит-доломит-давсонит-нахколитового и кальцит-давсонит-нахколитового семейств), для В2 — троновые, нортупит- и шортитсодержащие, для В3 — шортит- и нахколитсодержащие, для В4 — троновые, нахколитовые и ганкситовые. Наименования семейств формаций содового класса следующие: В1 — давсонит-нахколит-галитовое, В2 — нортупит-шортит-трона-галитовое, В3 — шортит-нахколитовое, В4 — ганкситнахколит-трона-галитовое.

Названия большинства семейств формаций очень длинные и, по-видимому, могут быть сокращены или заменены другими — собственными.

4

Классификация соленосных формаций с подразделением их на группы и подгруппы приведена на рис. 2.

Группы выделены на основании того, среди каких осадочных толщ — серо- и (или) красноцветных вне зависимости от их состава — залегают соленосные формации. Различаются пять групп формаций. В первую группу (I) включены формации, которые залегают среди сероцветных осадочных серий. Вторая группа (II) объединяет формации, расположенные между красноцветными толщами вверху и сероцветными внизу. К третьей группе (III) отнесены формации, подстилающиеся красноцветными и перекрывающиеся сероцветными толщами. Четвертая группа (IV) охватывает соленосные формации, залегающие среди красноцветных осадочных серий. Наконец, пятая группа (V) состоит из таких формаций, которые могут располагаться в одной своей части между красноцветными толщами, а в другой — между сероцветными, либо только частично могут перекрываться или подстилаться сероцветными отложениями, а в основном залегать среди красноцветных толщ.

Подгруппы различаются по составу осадочных толщ, окружающих соленосные формации. В первой группе выделены четыре подгруппы: I — 1 (окружающие карбонатные), I — 2 (окружающие терригенно-карбонатные или терригенные), I—3 (подстилающая карбонатная, а перекрывающая терригенная или терригенно-карбонатная), I—4 (подстилающая терригенно-карбонатная, а перекрывающая карбонатная). Во второй группе обособляются три подгруппы. Все они перекрываются красноцветными терригенными сериями, а отличаются между собой в зависимости от того, какой состав имеют подстилающие сероцветные толщи: либо карбонатный (подгруппа II — 1), либо терригенно-карбонатный (подгруппа II — 2), либо терригенный (подгруппа II — 3). Третья группа подразделяется на три подгруппы в соответствии со следующим составом окружающих толщ: III — 1 (подстилающая красноцветная терригенная, перекрывающая сероцветная карбонатная), III — 2 (подстилающая красноцветная терригенная, перекрывающая сероцветная терригенно-карбонатная), III — 3 (подстилающая глинисто-мергельная гипсоносная, перекрывающая сероцветная терригенно-карбонатная).

В четвертой группе также можно выделить три подгруппы: IV — 1 (окружающие пестроцветные глинисто-мергельные гипсоносные), IV — 2 (окружающие красноцветные терригенные), IV — 3 (подстилающая красноцветная терригенная, а перекрывающая пестроцветная глинисто-мергельная гипсоносная).

В пятой группе намечаются две подгруппы. К подгруппе V—1 отнесены такие соленосные формации, которые преимущественно окружены красноцветными терригенными толщами, но с одной стороны частично

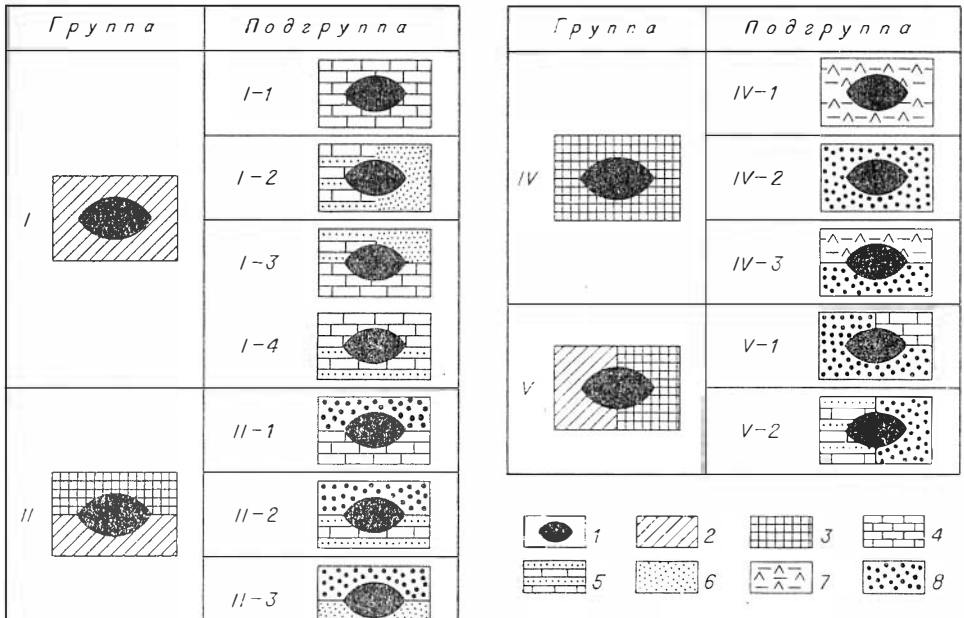


Рис. 2. Классификация соленосных формаций по положению среди окружающих осадочных толщ.

1—8 — осадочные толщи: *1* — соленосные, *2* — сероцветные, *3* — красноцветные, *4* — карбонатные, *5* — терригенно-карбонатные, *6* — сероцветные терригенные, *7* — пестроцветные глинисто-мергельные гипсоносные, *8* — красноцветные терригенные; группы соленосных формаций: I — залегающие среди сероцветных осадочных толщ, II — расположенные между сероцветными толщами внизу и красноцветными толщами вверху, III — расположенные между красноцветными толщами внизу и сероцветными толщами вверху, IV — залегающие среди красноцветных осадочных толщ, V — расположенные одной своей частью между красноцветными толщами, а другой — между сероцветными; подгруппы соленосных формаций: I—1 — окружающие толщи карбонатные, I—2 — окружающие толщи терригенно-карбонатные или терригенные, I—3 — подстилающие толщи карбонатные, перекрывающие терригенные или терригенно-карбонатные, I—4 — подстилающая толща терригенно-карбонатная, а перекрывающая — карбонатная, II—1 — подстилающая толща сероцветная карбонатная, а перекрывающая — красноцветная терригенная, II—2 — подстилающая толща сероцветная терригенно-карбонатная, перекрывающая — красноцветная терригенная, II—3 — подстилающая толща сероцветная терригенная, а перекрывающая — красноцветная терригенная, III—1 — подстилающая толща красноцветная терригенная, перекрывающая — сероцветная карбонатная, III—2 — подстилающая толща красноцветная терригенная, перекрывающая — сероцветная терригенно-карбонатная, III—3 — подстилающая толща пестроцветная глинисто-мергельная гипсоносная, перекрывающая — сероцветная терригенно-карбонатная, IV—1 — окружающие толщи пестроцветные глинисто-мергельные гипсоносные, IV—2 — окружающие толщи красноцветные терригенные, IV—3 — подстилающая толща красноцветная терригенная, перекрывающая — пестроцветная глинисто-мергельная гипсоносная, V—1 — окружающие толщи преимущественно красноцветные терригенные, но с одной стороны частично перекрыты карбонатной толщей, V—2 — окружающие толщи частично красноцветные терригенные, частично сероцветные терригенно-карбонатные.

перекрыты карбонатной толщей. Подгруппа V — 2 объединяет соленосные формации, залегающие на одних участках среди красноцветных терригенных толщ, а на других — среди сероцветных терригенно-карбонатных.

При выделении групп и подгрупп соленосных формаций был использован принцип классификации В. Крумбейна [Krumbein, 1951]. Вместе с тем сама классификация значительно расширена и уточнена, поскольку имеющиеся фактические материалы не позволяют свести все наблюдаемые соотношения соленосных формаций с окружающими осадочными толщами к четырем типам, выделенным В. Крумбейном. Следует отметить, что типы соотношений, намеченные В. Крумбейном, увязываются со следующими подгруппами предлагаемой нами классификации: его первый тип соответствует подгруппе I — 1, второй — II — 1, третий III — 1, четвертый — всем подтипам группы IV.

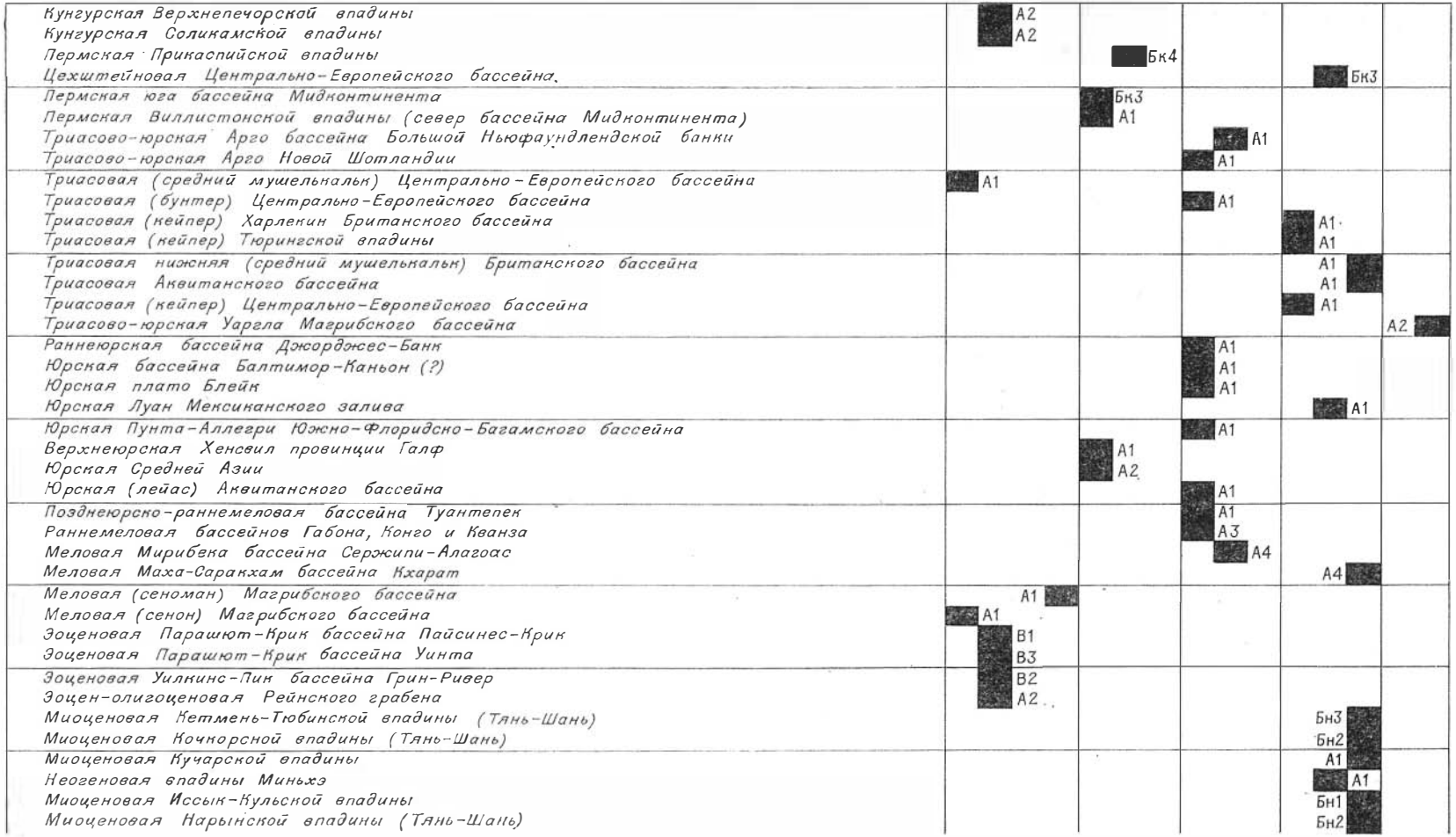
Как уже отмечалось, при классификации нами были учтены материалы по 106 соленосным формациям. На рис. 3 показано, к каким группам, подгруппам, классам, подклассам и семействам относится каждая из этих формаций.

Из этих формаций 62 принадлежат семейству А1, 12 — семейству А2, 6 — семейству Бн1, по 3 — семействам Бк3, Бн2, Бн3, Бн4, по 2 — семействам А4, Бк1 и Бк2, по 1 — семействам А3, Бк4, Бн5, Бн6, В1, В2, В3 и В4. Наиболее распространены, таким образом, в фанерозое формации галитового семейства (А1), которые составляют почти 60% всего количества учтенных формаций. Второе место занимают формации галит-сильвин-карналлитового семейства (А2); на них приходится около 10%. Соленосные формации остальных семейств развиты ограниченно и встречаются весьма редко. Эти данные свидетельствуют о том, что на протяжении фанерозоя особенно благоприятные условия возникали для образования галитовых соленосных формаций (семейство А1). Весьма часто создавались условия для возникновения галит-сильвин-карналлитовых соленосных формаций (семейство А2). Что же касается других по составу соленосных формаций: А3 и А4 (т. е. с бишофит- и тахгидритсодержащими породами), Бк1 (с каинитсодержащими породами), Бк2 (с каинит-лангбейнитсодержащими породами), Бк3 (с лангбейнит- и кизеритсодержащими породами), почти всех семейств натриево-сульфатного подкласса и содового класса, то они образовывались исключительно редко, когда возникали весьма специфичные физико-химические условия для их накопления в определенных палеогеографических и палеотектонических обстановках.

На рис. 3 видно, что выделенные семейства соленосных формаций не распределяются равномерно между подгруппами и группами формаций. Некоторые из них встречаются почти во всех подгруппах, а отдельные семейства относятся только к какой-либо одной группе и даже подгруппе. Характерно, что формации галитового семейства (А1) присутствуют в большинстве подгрупп, т. е. занимают самое различное положение среди окружающих осадочных толщ. Связано это, по-видимому, было с тем, что условия для образования галитовых соленосных формаций возникали во многих седиментационных бассейнах как после, так и до карбонатного и терригенно-карбонатного, а также терригенного серо- и красноцветного осадконакопления.

Формации галит-сильвин-карналлитового семейства (А2) распределены между подгруппами уже принципиально иначе и встречаются в шести подгруппах: I — 1, I — 2, II — 1, II — 2, IV — 2 и V — 2. Чаще всего они отмечаются в формациях подгруппы I — 2, т. е. залегающих среди сероцветных терригенно-карбонатных толщ. В редких случаях фиксируются в подгруппе формаций, которые окружены карбонатными отложениями (I — 1) или красноцветными терригенными толщами (IV — 2), либо перекрываются красноцветными терригенными сериями, а подстилаются карбонатными (II — 1) или терригенно-карбонатными (II — 2) толщами. Полностью отсутствуют формации галит-сильвин-карналлитового семейства (А2) в группе III, т. е. среди формаций, подстилающихся красноцветными и перекрывающихся сероцветными толщами, а также в подгруппах I — 4, II — 3, IV — 3 и V — 1. Все это может свидетельствовать о том, что благоприятные условия для образования формаций с сильвин- и карналлитсодержащими породами возникали далеко не во всех эвапоритовых бассейнах, а преимущественно в таких, где соленакопление связано с морским терригенно-карбонатным осадкообразованием. Если же в эвапоритовых бассейнах соленакоплению предшествовала красноцветная терригенная седиментация, а затем наступало карбонатное или терригенно-карбонатное осадконакопление, то формации

Соленосная фракция	Группа I				Группа II			Группа III			Группа IV			Группа V	
	Подгруппа I-1	I-2	I-3	I-4	II-1	II-2	II-3	III-1	III-2	III-3	IV-1	IV-2	IV-3	V-1	V-2
Кембрийская бассейна Маккензи						■	A1								
Кембрийская Сибирской платформы						A2	■								
Ордовикская Бей-Фиорд Канадского Арктического архипелага	■	A1													
Позднесилурийская Салина Мичигано-Предаппалачского бассейна	■	A1													
Девонская кыгылтуусская Северо-Сибирского бассейна												■	A1		
Девонская фокинская Северо-Сибирского бассейна			■	A1											
Девонская мантуровская Северо-Сибирского бассейна												■	A1		
Морсовская Московской синеклизы			A1	■											
Девонская Мусе-Ривер Гудзонского бассейна	■	A1													
Девонская Хаббард Западно-Канадского бассейна	■	A1													
Девонская Статлер Западно-Канадского бассейна	■	A1													
Девонская Давидсон Западно-Канадского бассейна	■	A1													
Девонские Лотсберг и Голд-Лейк Западно-Канадского бассейна								■	A1						
Девонская Прерия Эвапорайт Западно-Канадского бассейна	■	A2													
Девонская Бори бассейна Эдавейл			■	A1											
Среднедевонская Лукас Мичиганского бассейна	■	A1													
Среднедевонская Тувинского прогиба												■	A1		
Верхнедевонская Чу-Сарысуйского бассейна								■	A1						
Верхнефранская Припятской впадины			■	A1											
Верхнефранская Днепровско-Донецкой впадины	■	A1													
Верхнефаменская Припятской впадины		■	A2												
Верхнефаменская Днепровско-Донецкой впадины					■	A1									
Каменноугольная Игл-Велли бассейна Игл												■	A2		
Каменноугольная Парадокс		■	A2												
Каменноугольная Гаутреу бассейна Маритайм						■	Бн1								
Каменноугольная Виндзор бассейна Маритайм												■	A2		
Каменноугольная Олинда Амазонского бассейна		■	A2												
Каменноугольная Чарлз Виллистонского бассейна		■	A1												
Каменноугольная Отто-Фиорд Свердрупского бассейна									■	A1					
Ассельско-сакмарская Днепровско-Донецкой впадины												■	Бк3		
Пермская Супай												■	A2		
Пермская Мизийской впадины												■	A1		
Пермская красного лежня Центрально-Европейского бассейна												■	A1		
Пермская Чу-Сарысуйского бассейна														■	Бн1
Пермская Восточных Альп														■	A1
Пермская Спишско-Гемерского Рудогорья												■	A1?		


Кунгурская Верхнепечорской впадины
Кунгурская Соликамской впадины
Пермская Прикаспийской впадины
Цехштейновая Центрально-Европейского бассейна.
Пермская юга бассейна Мидконтинента
Пермская Виллистонской впадины (север бассейна Мидконтинента)
Триасово-юрская Арго бассейна Большой Ньюфаундлендской банки
Триасово-юрская Арго Новой Шотландии
Триасовая (средний мушелькалк) Центрально-Европейского бассейна
Триасовая (бунтер) Центрально-Европейского бассейна
Триасовая (кейпер) Харлекин Британского бассейна
Триасовая (кейпер) Тюрингской впадины
Триасовая нижняя (средний мушелькалк) Британского бассейна
Триасовая Аквитанского бассейна
Триасовая (кейпер) Центрально-Европейского бассейна
Триасово-юрская Уаргла Магрибского бассейна
Раннеюрская бассейна Джорджес-Банк
Юрская бассейна Балтимор-Каньон (?)
Юрская плато Блейк
Юрская Луан Мексиканского залива
Юрская Пунта-Аллегри Южно-Флоридско-Багамского бассейна
Верхнеюрская Хенсвил провинции Галф
Юрская Средней Азии
Юрская (лейас) Аквитанского бассейна
Позднеюрско-раннемеловая бассейна Туантепек
Раннемеловая бассейнов Габона, Конго и Кванза
Меловая Мирибека бассейна Сержипи-Алагоас
Меловая Маха-Сараксам бассейна Кхарат
Меловая (сеноман) Магрибского бассейна
Меловая (сенон) Магрибского бассейна
Эоценовая Парашют-Крик бассейна Пайсинес-Крик
Эоценовая Парашют-Крик бассейна Уинта
Эоценовая Уилкинс-Пик бассейна Грин-Ривер
Эоцен-олигоценовая Рейнского грабена
Миоценовая Кетмень-Тюбинской впадины (Тянь-Шань)
Миоценовая Кочкорской впадины (Тянь-Шань)
Миоценовая Кучарской впадины
Неогеновая впадины Миньхэ
Миоценовая Иссык-Кульской впадины
Миоценовая Нарынской впадины (Тянь-Шань)
А2
А2
Бк4
Бк3
Бк3
А1
А1
А1
А1
А1
А1
А1
А1
А1
А1
А1
А1
А2
А1
А1
А1
А1
А2
А1
А3
А4
А4
А1
А1
В1
В3
В2
А2
Бн3
Бн2
А1
А1
Бн1
Бн2

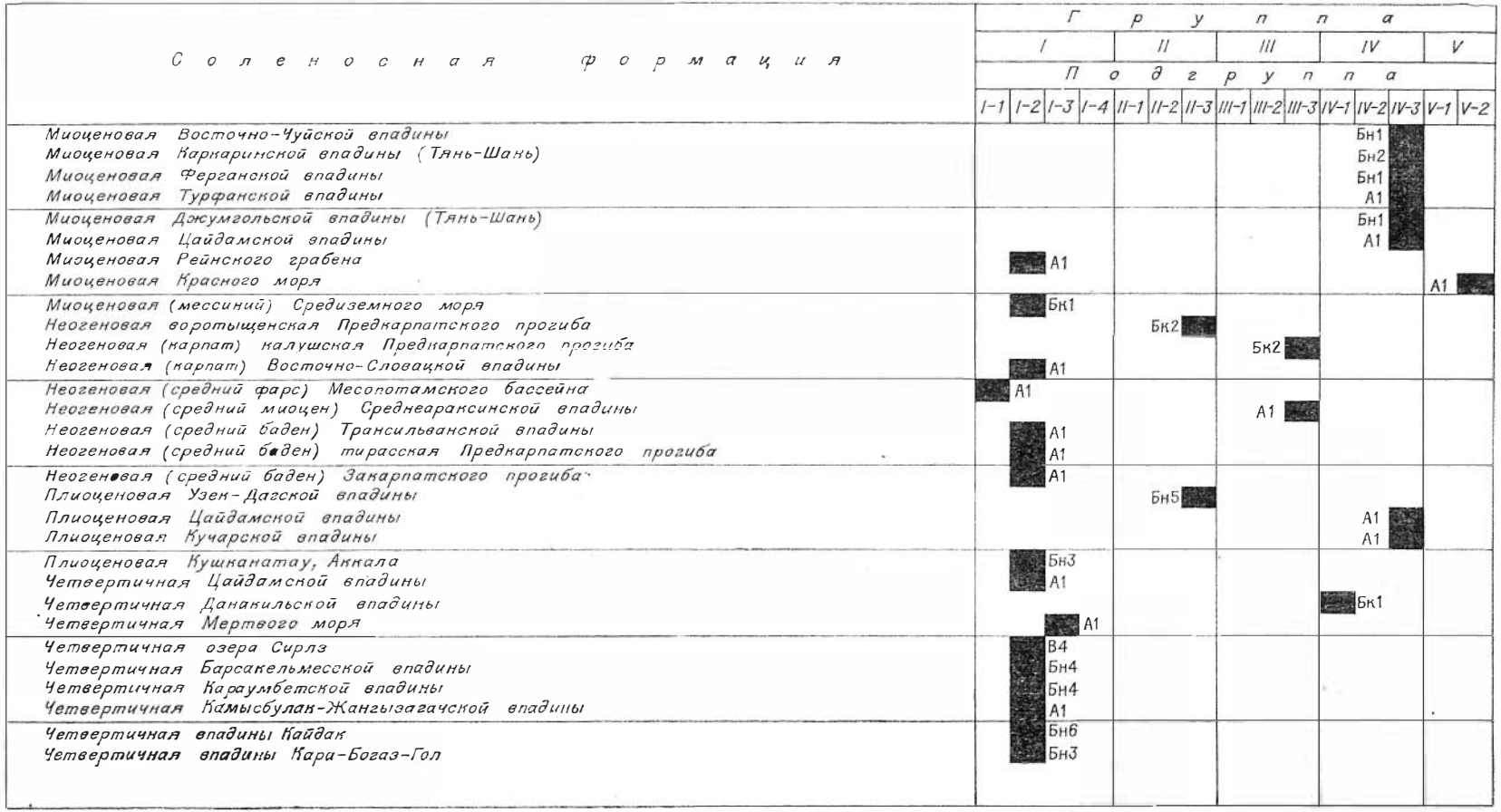


Рис. 3. Список учтенных при классификации конкретных соленосных формаций и их принадлежность к семействам, подгруппам и группам.
Усл. обозн. см. на рис. 1, 2.

с сильвин- и карналлитсодержащими породами (семейство А2),как правило, не образовывались. Зато в подобных бассейнах при исключительно благоприятных палеогеографических и палеотектонических условиях могли возникать формации семейств А3 и А4, характеризующиеся присутствием бишофит- и тахгидритсодержащих пород. Такого состава соленосные формации установлены в настоящее время лишь в подгруппах III — 1, III — 2 и IV — 3.

Семейства формаций Бк2, Бк3 и Бк4 не встречаются в группе I. Они преимущественно относятся к группам соленосных формаций, которые либо перекрываются красноцветными толщами (группа II), либо залегают среди них (группа IV). Видимо, накопление формаций указанных семейств, отличающихся наличием каинит-лангбейнитсодержащих (Бк2), лангбейнит- и кизеритсодержащих (Бк3) или кизерит- и бишофитсодержащих пород (Бк4), происходило в эвапоритовых бассейнах, расположенных внутри континентов, которые имели ограниченную связь с открытым морем.

Формации натриево-сульфатного класса (Бн) обычно залегают либо среди красноцветных толщ (подгруппа IV — 3), либо среди сероцветных терригенных или терригенно-карбонатных континентальных серий (подгруппа I — 2), что связано с их континентальным происхождением. Все соленосные формации хлоридно-карбонатного (содового) класса (В) приурочены к подгруппе 1— 2 и окружены глинистыми битуминозно-карбонатными толщами.

Таким образом, между особенностями пространственного положения соленосных формаций (группами и подгруппами) и их составом (классами, подклассами и семействами) наблюдаются глубокие взаимосвязи. Они позволяют прогнозировать по положению соленосных формаций их возможный состав, что имеет немаловажное практическое значение.

6

Классификация соленосных формаций необходима также для выяснения закономерностей возрастного и палеотектонического размещения различных по составу и по положению среди окружающих осадочных серий соленосных формаций, а также для установления эволюции соленакопления в геологической истории.

При анализе возрастной и тектонической приуроченности групп и подгрупп соленосных формаций (рис. 4) представляется возможным выяснить, как изменялось во времени палеотектоническое положение соленосных формаций, а следовательно, и размещение древних солеродных бассейнов в зависимости от эволюции тектонических процессов. Этот анализ показывает, что подобные изменения в истории фанерозоя действительно происходили. Выражаются они главным образом в том, что со временем области соленакопления начинают занимать новые и все более разнообразные тектонические элементы.

Так, в первой половине палеозоя, на протяжении кембрийского, ордовикского и силурийского периодов, все регионы соленакопления располагались в пределах синеклиз и перикратонных прогибов древних платформ. В наибольшем количестве здесь образовывались формации, залегающие среди карбонатных толщ (подгруппа I — 1), реже — формации подгрупп II — 2, II — 3 и III — 1, которые либо перекрываются, либо подстилаются красноцветными терригенными сериями.

Начиная с девонского периода появились новые в тектоническом отношении области соленакопления. На древних платформах ими стали впадины типа грабенов и авлакогенов, в регионах каледонской складчатости — посторогенные, а на ряде континентов — внутриконтинентальные впадины. В связи с этим появились и новые подгруппы соленосных формаций, залегающие между красноцветными терригенными сериями (IV —2). Вообще можно отметить,что в девоне фиксируется большое количе-

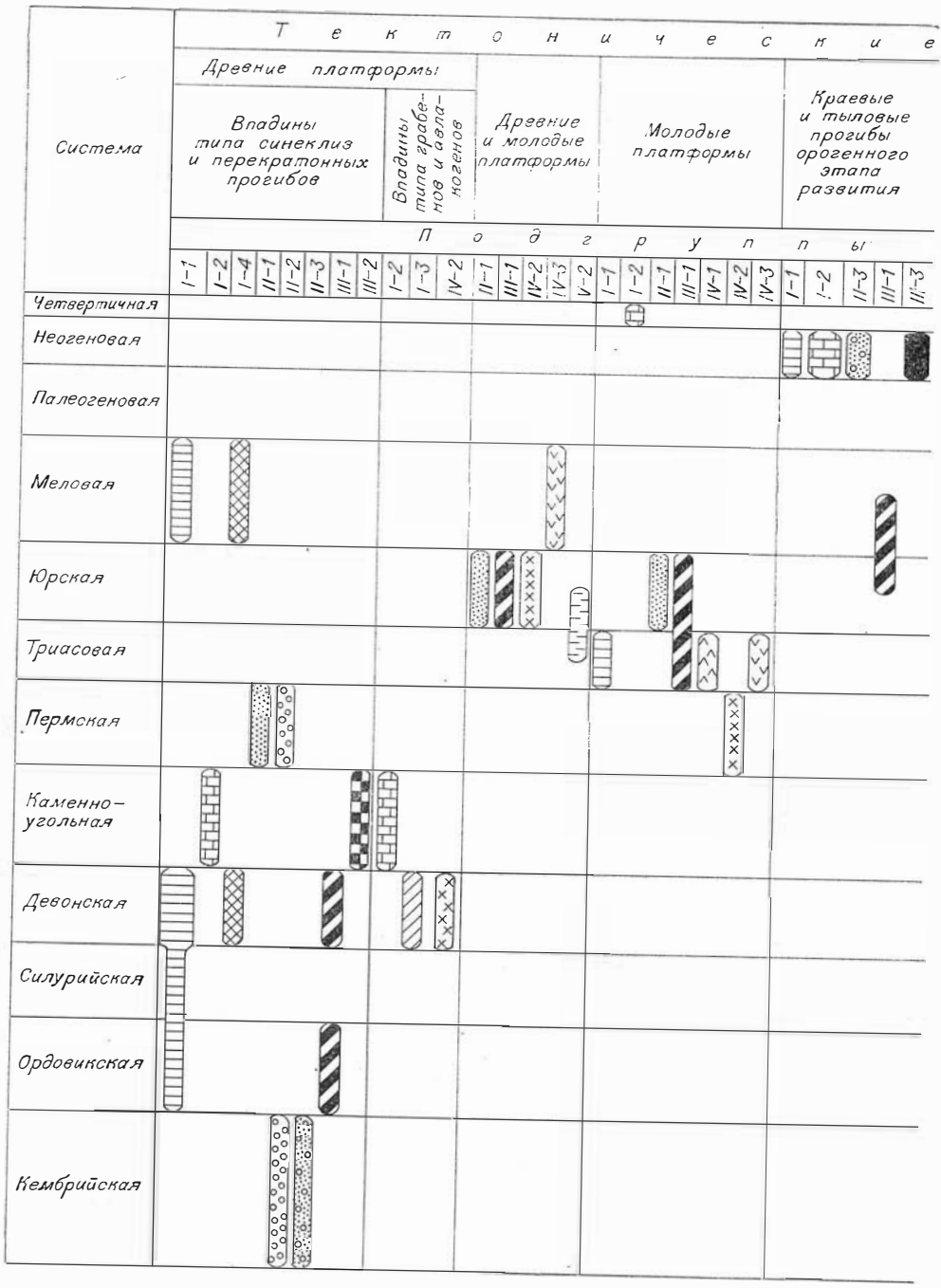
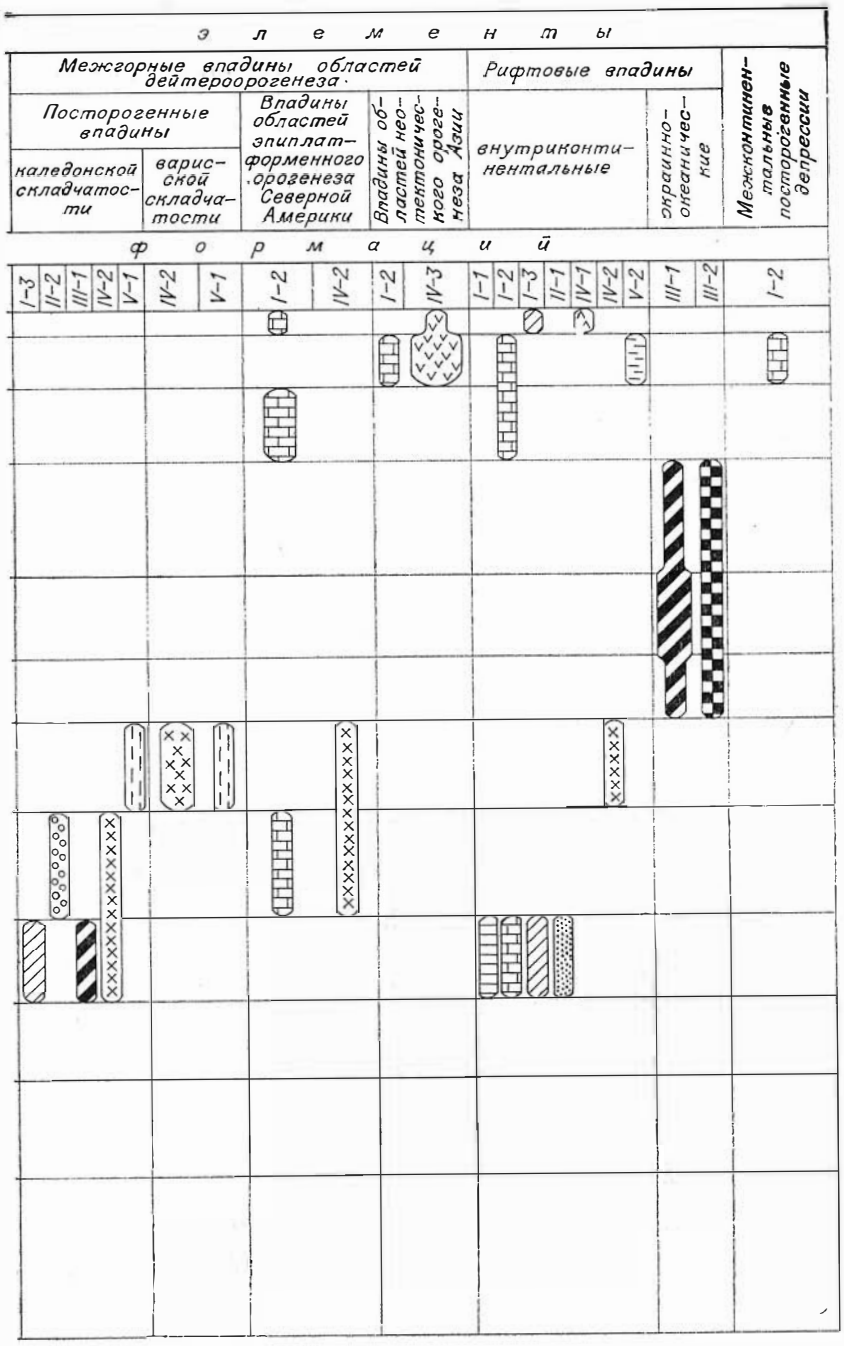


Рис. 4. Возрастная и тектоническая приуроченность

ство новых подгрупп соленосных формаций: I — 2, I — 3, I — 4, II — 1, IV— 2, которые отсутствовали в раннем палеозое.

В каменноугольном периоде произошло дальнейшее изменение особенностей палеотектонического размещения соленосных формаций. Основные районы соленакопления сместились с территорий древних платформ в межгорные впадины областей дейтероорогенеза, расположенные в зонах каледонской складчатости и эпиплатформенного орогенеза Северной Америки. В соответствии с этим преобладающее распространение получили формации подгрупп IV — 2, II — 2 и III — 2, которые либо



групп и подгрупп соленосных формаций.

залегают среди красноцветных терригенных толщ, либо подстилаются или перекрываются ими. Исчезли многие формации группы I, в том числе залегающие среди карбонатных толщ (подгруппа I — 1); из этой группы относительно широко развиты не встречавшиеся в первой половине палеозоя формации подгруппы I — 2, окруженные сероцветными терригенными или терригенно-карбонатными толщами.

Пермский период был в какой-то мере переломным для палеотектонической приуроченности солеродных бассейнов. С этого времени ареной соленакопления стали молодые платформы и посторогенные впадины

варисской складчатости, принципиально изменилось пространственное положение соленосных формаций, что выразилось в появлении новых подгрупп формаций. В перми исчезли формации группы I, связанные с сероцветными карбонатными, терригенно-карбонатными и терригенными осадочными сериями. Вместо них стали преобладать соленосные формации подгруппы IV — 2, расположенные среди терригенных красноцветных толщ, а также подгрупп II — 1 и II — 2, которые перекрываются красноцветными толщами. Впервые появились формации подгруппы V —1, большие части которых залегают среди красноцветных терригенных отложений. Все эти изменения несомненно связаны с герцинской эпохой складчатости, которая существенным образом отразилась на палеозойской истории соленакопления.

Новые особенности палеотектонического размещения соленосных формаций фиксируются с мезозоя. В триасовом, юрском и меловом периодах главными тектоническими элементами, где происходило соленакопление, были молодые платформы. В это же время, впервые в истории фанерозоя, соленосные формации начали накапливаться в пределах окраинно-океанических рифтовых впадин, образовавшихся при расколе Гондваны и последующем раздвигании континентальных плит в зонах Атлантического океана и Тетиса. Особенно значительно в мезозое распространились формации групп III и IV, которые подстилаются красноцветными толщами либо залегают среди них.

В неогене после альпийской эпохи складчатости наиболее благоприятными тектоническими элементами для соленакопления стали краевые и тыловые прогибы орогенного этапа развития, межгорные впадины эпиплатформенного орогенеза Северной Америки и неотектонического орогенеза Азии, а также внутриконтинентальные рифтовые впадины. Новой в тектоническом отношении областью соленакопления явилась межконтинентальная посторогенная депрессия Средиземного моря. Для неогенового времени характерно появление значительного количества формаций первой группы, особенно залегающих среди сероцветных карбонатных, терригенно-карбонатных и терригенных толщ (подгруппы I — 1, I — 2 и I — 3), и подгруппы IV — 3, которые подстилаются терригенными красноцветными, а перекрываются пестроцветными глинисто-мергельными гипсоносными сериями.

Таким образом, в истории фанерозоя отчетливо фиксируются направленные изменения особенностей палеотектонического размещения областей соленакопления, которые последовательно сместились из регионов древних платформ раннего палеозоя сначала в зоны посторогенных впадин каледонской и варисской складчатости и внутриконтинентальных рифтовых впадин в позднем палеозое, затем на территории молодых платформ и окраинно-океанических рифтовых впадин в мезозое и, наконец, в области краевых и тыловых орогенных прогибов, межконтинентальных посторогенных депрессий и впадин неотектонического орогеноза в неогене.

Эти направленные изменения, связанные с эволюцией тектонических процессов, сопровождались соответствующими изменениями особенностей пространственного положения соленосных формаций, характеризующимися главным образом тем, что на протяжении от кембрия до неогена постепенно сокращалось количество формаций группы I и увеличивалось число формаций групп III и IV.

Выясняется также, что в истории фанерозоя в зависимости от эволюции тектонических процессов происходила и эволюция состава соленосных формаций, выражающаяся в исчезновении со временем одних и появлении других не только семейств, но и подклассов и классов формаций (рис. 5).

В предшествующих работах [Жарков, 1971, 1974, 1976, 1978; Яншин и др., 1977] уже обращалось внимание на то, что в истории палеозоя изменялся состав калийных солей. На протяжении от кембрия до первой

половины пермского периода (включая артинский век) эпизодически отлагались лишь хлоридные и хлоридно-магниевые калийные соли (сильвиновые и карналлитовые). Во время от кунгурского до татарского веков пермского периода наряду с хлоридными калийными солями стали формироваться и сульфатные калийные соли. Кроме того, как было выяснено [Жарков и др., 1978], эволюция галогенеза отразилась не только на калийном осадкообразовании, но и на сульфатонакоплении. В палеозое, от кембрия до карбона включительно, во всех эвапоритовых бассейнах, связанных с морским питанием, единственными сульфатными осадками, которые в них накапливались, были сульфатно-кальциевые (гипсовые). Лишь в пермских солеродных бассейнах стали отлагаться другие сульфатные осадки, в частности, сульфатно-магниевые (кизеритовые). Эволюция затронула в целом все хлоридное соленакопление. Если в допермское время отлагались только натриевые, калиевые и калийно-магниевые хлориды, то в пермских бассейнах впервые в значительном объеме начали формироваться также хлоридно-магниевые (бишофитовые) породы. Допермская история галогенной седиментации, таким образом, характеризовалась исключительно натровым и калий-магниевым хлоридным соленакоплением и кальциевым сульфатонакоплением. В конце палеозоя, в пермском периоде, процесс эвапоритового осадконакопления качественно изменился, что привело к формированию также и хлоридно-магниевых, сульфатно-калиевых и сульфатно-магниевых отложений.

Все это отразилось в первую очередь на составе палеозойских соленосных формаций. Но и в мезокайнозойской истории эволюция галогенеза также продолжалась. В настоящее время можно уже отметить основные черты эволюции соленосных формаций на протяжении фанерозойской истории галогенеза, т. е. в течение последних 600 млн. лет. Они сводятся к следующему.

1. В первой половине палеозоя (кембрий — силур), когда солеродные бассейны располагались преимущественно на древних платформах и в них происходило исключительно хлоридное соленакопление, образовались соленосные формации только двух семейств: галитового (А1) и галит-сильвин-карналлитового (А2).

2. После каледонской эпохи складчатости (девон — карбон) в связи с появлением новых в тектоническом отношении районов соленакопления в посторогенных впадинах и внутриконтинентальных рифтовых впадинах более широко развились формации галит сильвин-карналлитового семейства (А2) и впервые начали образовываться на разных континентах Земли (в Северной Америке и Евразии) континентальные соленосные формации галит-глауберитового семейства (Бн1).

3. Качественная смена семейств соленосных формаций произошла в герцинскую эпоху складчатости, когда регионы соленакопления начали охватывать территории молодых платформ и посторогенных впадин варисцид. В это время впервые создавались благоприятные палеогеографические и палеотектонические условия для образования соленосных формаций калийно-сульфатного подкласса (Бк)— Бк3 и Бк4.

4. Мезокайнозойский этап эволюции соленосных формаций, связанный с перемещением основных районов соленакопления в пределы молодых платформ и окраинно-океанических рифтовых впадин, начался повсеместным распространением в триасе и юре формаций семейств хлоридного класса (А): галитового (А1) и галит-сильвин-карналлитового (А2), т. е. тех же семейств, которые были характерны для раннепалеозойского времени. Однако последующая мезокайнозойская история галогенеза развивалась принципиально иначе, чем палеозойская. Если в конце палеозоя появились формации семейств Бк3 и Бк4, то в мезозое и кайнозое соленосные формации такого состава нигде не образовывались. Вместо них в меловом периоде впервые стали накапливаться новые семейства хлоридного класса (А), такие как галит-сильвин-карналлит-бишофит-

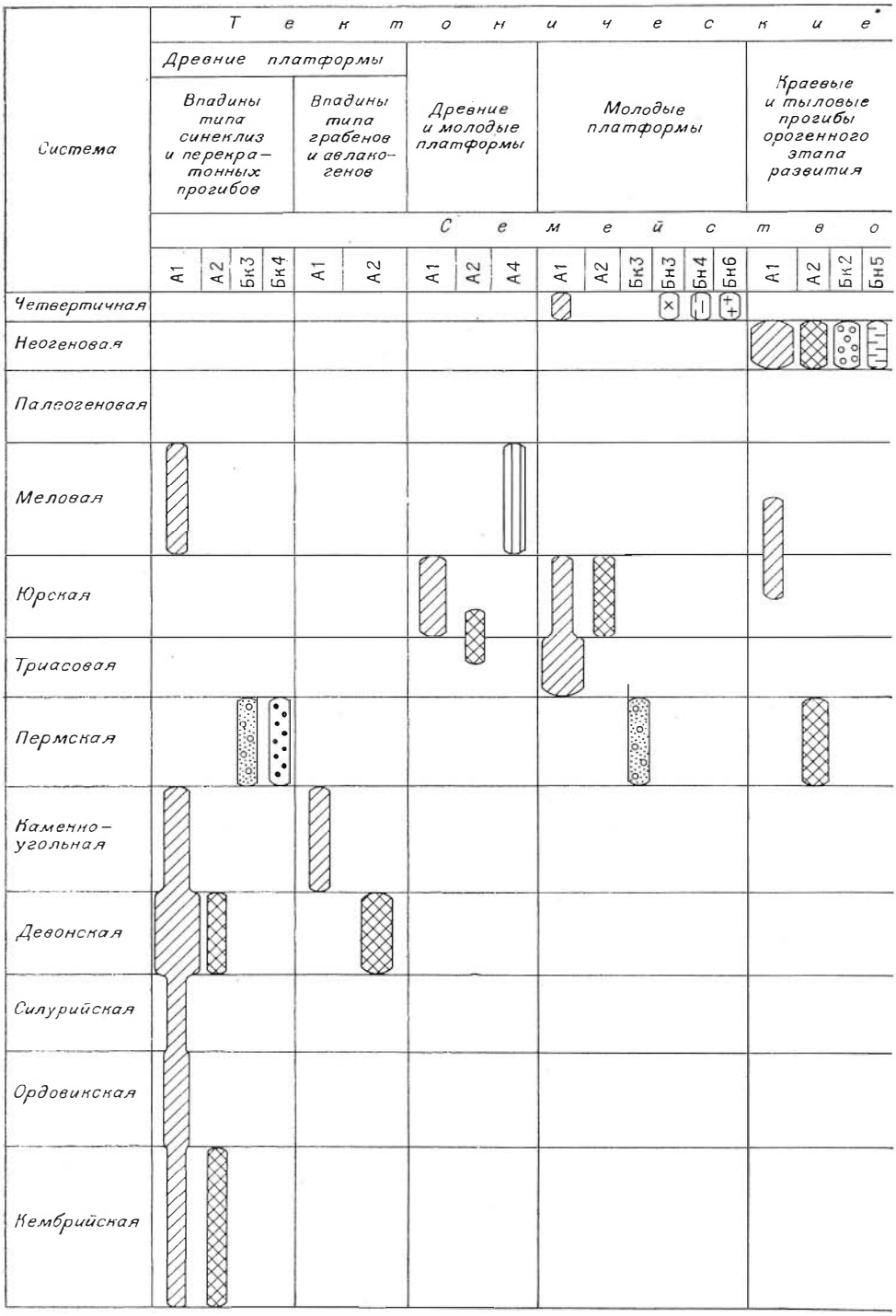
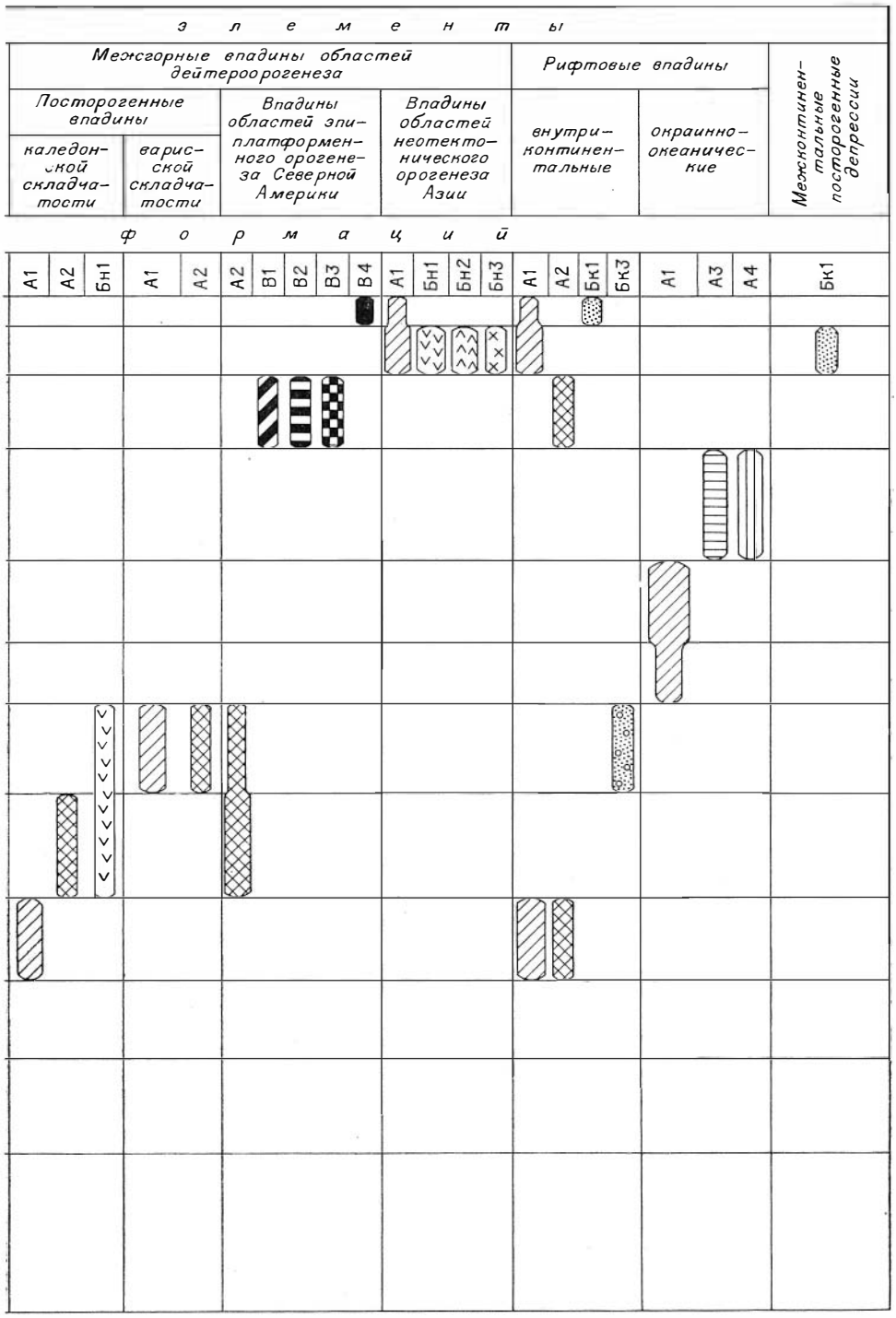


Рис. 5. Возрастная и тектоническая принадлежность семейств,

тахгидритовое (А3) и галит-сильвин-карналлит-тахгидритовое (А4). В палеогене на смену формаций семейств А3 и А4 пришли формации нового хлоридно-карбонатного (содового) класса (В), а в неогене, после альпийской эпохи складчатости (опять-таки впервые), стали образовываться в краевых и тыловых орогенных прогибах и во впадинах областей нео-



подклассов и классов соленосных формаций.

тектонического орогенеза формации некоторых семейств калийно-сульфатного (Бк1 и Бк2) и натриево-сульфатного (Бн2, Бн3 и Бн5) подклассов.

Таким образом, история соленакопления в фанерозое подразделяется на две эпохи: палеозойскую и мезокайнозойскую, в каждую из которых фик-

сируются своеобразные черты эволюции галогенеза. На протяжении обеих эпох происходило периодическое образование соленосных формаций галитового (А1) и галит-сильвин-карналлитового (А2) семейств. Своеобразие эволюции соленакопления палеозойской эпохи выразилось в образовании характерных только для нее соленосных формаций семейств Бк3 и Бк4, которые, по-видимому, возникали лишь в пермском периоде после герцинской складчатости. Особенность эволюции соленакопления мезокайнозойской эпохи проявилась в меловом периоде образованием хлоридных формацийА3 и А4 (т. е. включающих бишофит- и тахгидритсодержащие породы хлоридного класса), в палеогеновом периоде — формаций хлоридно-карбонатного (содового) класса, а в неогене — значительного количества новых семейств натриево-сульфатного подкласса. Знаменательно, что наиболее значительные изменения состава соленосных формаций, выразившиеся в появлении новых семейств, были приурочены либо к эпохам складчатости — каледонской, герцинской и альпийской,— либо к начальным этапам раздвигания континентальных плит на месте рифтовых окраинно-океанических впадин.

М. П. Фивег

СУЩЕСТВУЮТ ЛИ АЛЬТЕРНАТИВНЫЕ ТЕОРИИ ГАЛОГЕНЕЗА?

С 60-х годов у нас в Союзе некоторые ученые стали выступать против основных положений теории галогенеза. Начало этому было положено статьями В. Б. Порфирьева и Н. А. Кудрявцева, которые являются крупными специалистами в области нефтяной геологии и сторонниками глубинного (мантиального) происхождения нефти. Учитывая частые пространственные совпадения нефтяных месторождений с соленосными сериями, они сочли возможным утверждать, что пространственные совпадения отражают генетическую связь. Другими словами, рассолы (как вода, так и соли), на базе которых были созданы соляные породы, имеют глубинное, точнее мантиальное, происхождение.

В 60-х и 70-х годах на страницах журналов и тематических сборников было опубликовано около 25 статей и 2 монографии [Созанский, 1973; Калинко, 1973; и др.]. Попытки Н. А. Кудрявцева и М. К. Калинко перенести дискуссию за рубеж [Kudryavtsev, 1971; Kalinko, 1972] не имели успеха. В бюллетене ассоциации геологов-нефтяников США статья Н. А. Кудрявцева сопровождалась девятью критическими статьями, в которых 12 геологов США, Англии и Никарагуа выразили свое несогласие с эндогенным происхождением нефти и солей.

Следует отметить, что на двух последних международных симпозиумах, посвященных проблемам соляной геологии, в Лондоне и Хьюстоне штата Техас (США) все вопросы генезиса соляных пород обсуждались с позиций «классической теории галогенеза». Таким образом, спор об эндогенном источнике соленакопления оказался чисто русским явлением, правда, по своим масштабам меньшим дискуссии о глубинном происхождении нефти, начатой в 1928 г.

Отвергая теоретические построения сторонников «классической теории галогенеза», наши оппоненты не создали единой альтернативной теории, а предложили весьма разнообразные соображения, основанные, по существу, на догадках. Таким образом, было выдвинуто много различных предположений, и не мудрено, что в своем курсе полезных ископаемых В. И. Смирнов (1976, с. 510) пришел к выводу: «Пожалуй, нет других разновидностей минерального сырья, по которым было бы такое изобилие гипотез об их генезисе».

Основные расхождения у оппонентов с «классической теорией» сводятся к оценке роли океанической воды и солнечного испарения, а следовательно, и влияния климата на галогенез. Ими отрицается участие океанической воды в водно-солевом балансе солеродных водоемов и обязательное расположение этих водоемов в аридных климатических условиях. Они не признают за солнечным испарением ведущей роли в галогенезе. Больше того, некоторые из наших оппонентов уверены в том, что возникновение и развитие солеродных водоемов прошлого необъяснимы с позиций эвапоритовой теории и что это направление себя изжило и тормозит развитие прогрессивных идей теории галогенеза, возникающих на основе современных геологических представлений. Чтобы объективнее разобраться в создавшейся обстановке, необходимо вкратце повторить основные положения «прогрессивных» идей.

В. Б. Порфирьев (1961, с. 37) писал: «Прогресс наших знаний о геологическом строении нефтяных районов, обусловленный широким развитием разведочных работ и геофизических исследований, выдвинул новую проблему, нуждающуюся в разъяснении. Это проблема источников соли как минерала, образующего колоссальные концентрации на ограниченных территориях вдоль Урало-Эмбенского района и Предкарпатского прогиба. Прежние схематические представления о том, что это результаты выпаривания морской воды в отшнурованных морских бассейнах, лагунах и озерах, не выдерживают критики в свете современных знаний о геологическом строении и объемах солевых масс в этих районах. В то же время не подлежит сомнению осадочный пластовый характер ее залеганий в пермских или миоценовых отложениях». Эти соображения дополняются следующими его высказываниями: «Никакие выпаривающиеся бассейны не в состоянии дать такой массы солей. И единственное объяснение — это длительный привнос соли в аккумулирующие бассейны в форме богатых рассолов, поступавших по глубинным разломам, проникавшим на большие глубины и временами проводившими не только соляную ювенильную воду, но и нефть. По-видимому, необычайно водообильные складки месторождения Западной Туркмении (Челекен, Небит-Даг, Боя-Даг) могут рассматриваться в качестве типичного примера такой ситуации». Следует признать, что В. Б. Порфирьев для иллюстрации своих представлений выбрал неудачный пример. Разломы там не глубинные, рассолы не связаны с вулканизмом и воды не ювенильные, расчетами же подтверждена возможность поступления между Тиманом и Уралом количества морской воды, необходимой для отложения солей во всем регионе кунгурского соленакопления в восточной части Русской платформы.

Несколько позже В. Б. Порфирьев перешел на другую позицию: начал «развивать представления о выносе из больших глубин по разломам готовых соляных масс, внедрявшихся под колоссальным давлением не только в бассейны, но и непосредственно в осадочный чехол, образуя при этом диапировые структуры» [Созанский, 1973, с. 173]. Никаких дополнительных разъяснений, где и когда образовывались соляные массы, создающие протрузии, насколько автору известно, В. Б. Порфирьев не сообщал.

С. П. Гавура (1961, с. 103), следуя представлениям В. Б. Порфирьева, писал, «что по глубинным разломам в свое время изливались и ювенильные воды. Последние, скорее всего, и были тем источником, который снабжал солями нижне- и среднемиоценовый бассейны в Предкарпатском прогибе». Н. А. Кудрявцев в ряде своих работ подчеркивал, что связь между нефтью и солями не только пространственная, но и генетическая. «Поскольку эндогенное происхождение нефти уже давно доказано, то естественно, что и ископаемые соли надо связывать с глубокими недрами» [Кудрявцев, 1974, с. 61]. Соляные рассолы из недр поступают в земную кору по глубинным разломам. Н. А. Кудрявцев отрицал связь галогенеза с климатом. Он был уверен, что соляные породы образуются на глубине

в толще земной коры за счет поднимавшихся «горячих пересыщенных» хлоридных рассолов, которые из трещин проникали по плоскостям наслоения и выделяли соли в связи с понижением температуры. Слоистость соли «может быть объяснена периодическим поступлением рассолов с глубины, или незначительным изменением в их составе» [Кудрявцев, 1966, с. 27]. Позже Н. А. Кудрявцев допускал и широкое проявление метасоматоза по глинисто-карбонатным и карбонатным породам. Карбонаты замещаются ангидритом, а последний — галитом. Таким путем образуются пласты соляных пород, а иногда и соляные купола. «Проблема происхождения галогенных пород немаловажна и для смежных отраслей геологии (учения о гидротермальных рудах, подземных водах, о климатах прошлого и др.) и следует серьезно относиться к предлагаемым ее решениям» [Кудрявцев, 1974, с. 66].

Нетрудно видеть, что на основании представлений Н. А. Кудрявцева о генезисе соляных пород не могут быть объяснены условия их залегания и парагенезисы, особенности типичной для них многопорядковой цикличности, текстур и структур, а также приняты его объяснения химической стороны формирования рассолов и метасоматоза. В настоящее время воззрения Н. А. Кудрявцева могут представлять только исторический интерес.

К. Е. Фоменко (1971, с. 153) подчеркивает, что процессы соленакопления осуществлялись там, где вещество мантии достигло высокой степени геологической активности, где бурные реакции дегазации вещества мантии приводили к отделению легких соляных фракций. Автор приводит эту цитату как одно из общих и малоконкретных формулировок, которыми богаты теоретические рассуждения сторонников эндогенного происхождения солей.

В течение двух последних десятилетий в печати появилось большое количество статей и монография В. И. Созанского, активного пропагандиста идеи эндогенного происхождения соляных рассолов. Он исходит из предположения, что рассолы возникали в верхней мантии в тех объемах астеносферы, где выплавляется базальтовая магма. Горячие, насыщенные хлоридами рассолы поступали на поверхность, так же как и базальты, по глубинным разломам. Рассолы накапливались во впадинах рельефа. При их охлаждении выделялся галит. В. И. Созанский в отличие от Н. А. Кудрявцева образование соляных пород перенес на поверхность.

Н. М. Джиноридзе и В. И. Раевский (1974, с. 53) писали: «Из всех существующих гипотез наиболее полно современным представлениям отвечает эксгаляционно-осадочная» (так называют авторы гипотезу В. И. Созанского). Н. М. Джиноридзе и В. И. Раевский оказались одними из немногих сторонников В. И. Созанского.

Известно, что поведению летучих компонентов при дифференциации магмы уделено большое внимание. Недавно в печати появилась работа Л. Н. Когарко и И. Д. Рябчикова (1978), в которой рассмотрено поведение воды, фтора, хлора и углекислоты при дифференциации магмы. Обобщение экспериментальных данных привело авторов к достаточно обоснованным выводам. Из них в первую очередь для нас представляет интерес констатация невысокого содержания воды в базальтовых магмах». Присутствие свободных водных флюидов в подкоровых зонах должно быть явлением достаточно редким. Летучие компоненты выносились на поверхность Земли будучи растворенными в магматических расплавах и их отделение происходило в самых верхних зонах земной коры» [Когарко, Рябчиков, 1978, с. 1293]. При продвижении магмы через обводненные породы земной коры вода (рассолы) интенсивно поглощается и выделяется при остывании базальтовой магмы или продуктов ее коровой дифференциации. Здесь следует обратить внимание еще на одно весьма существенное обстоятельство, отмеченное в цитируемой работе: коэффициент распределения хлора между водным флюидом и расплавом равен 31 : 1, в связи

с чем водно-паровая фаза, где она может возникнуть, экстрагирует из магмы хлор с эквивалентным количеством щелочных и в меньшей мере щелочноземельных элементов. Возникшие хлоридные рассолы в земной коре легко образуют комплексные соединения с рассеянными металлами магмы или пород, по которым они перемещаются. Выявляется огромная роль хлористого натрия в мобилизации металлов и создании рудных месторождений. Таким образом, утверждение В. И. Созанского о том, что соляной рассол обособляется при выплавлении базальтовой магмы в значительных количествах, не имеет никакого основания.

Попытаемся последовать совету В. И. Созанского и, не считаясь с химией, ограничимся только геологическими данными и на их основании проверим наличие генетической связи соленакопления с базальтовым вулканизмом. Известно, что наиболее мощно базальтовый вулканизм проявлен в пределах океанов. Второй слой океанической коры сложен преимущественно толеитовыми базальтами. По последним подсчетам [Ронов и др., 1977], объем базальтового слоя океанов составляет $5 \cdot 10^8$ км^3, что в 20 раз превосходит объем синхронных вулканических пород на материках. Если бы В. И. Созанский был прав, то именно в океаны поступало бы огромное количество насыщенных соляных рассолов, остатки которых несомненно были бы обнаружены во впадинах их дна. Но, как известно, такие рассолы отсутствуют.

В пределах континентов проявление базальтового вулканизма связано с рифтовыми зонами и площадями трапповых полей (платобазальтов).

Хорошо известно, что в пределах рифтовых зон широко развит щелочной базальтовый вулканизм более глубоких зон верхней мантии. Несмотря на широкое развитие базальтового вулканизма, соленакопление в рифтовых зонах осуществлялось только в относительно незначительном количестве грабенов этих зон. Так, в полосе Восточно-Африканской рифтовой зоны (протяжением не менее 4000 км) соленакопление происходило только в грабенах Красного и Мертвого морей, а в полосе Сарматско-Туранской рифтовой зоны — только в Припятской и Днепровско-Донецкой впадинах. Может быть, на несколько большей площади оно осуществлялось в рифтовой зоне, возникшей в начале отделения Африки от Южной Америки [Кропоткин, Валяев, 1970]. Во всех этих впадинах рифтовых зон соленосные серии возникали в начале образования грабенов в границах аридного климата и при благоприятных палеогеографических условиях снабжения впадин океанической водой. Таким образом, в рифтовых зонах соленакопление генетически не связано с вулканизмом и не является его следствием, а представляет собой самостоятельное явление, часто не совпадающее по времени с вулканизмом. Но там, где четко установлена синхронность соленакопления с вулканизмом, например в Припятской впадине [Корзун, 1975], доказано отсутствие вещественной связи этих двух процессов.

Г. Ф. Макаренко (1978) выделяет в неогене семь импульсов траппового магматизма. Интересно для наших целей сравнить время и место образования соленосных серий и трапповых полей. Некоторые из них совпадают по времени. Например, в раннем кембрии в Восточной Сибири на огромных площадях были образованы мощные толщи соляных пород, а излияния траппов с образованием обширных полей в это время происходили в бассейнах Виктории и Джорджино в Австралии.

На границе перми и траса трапповые поля известны в Нижнетунгусской впадине, Эймешане в Южном Китае, Таудени в Западной Африке и Аппалачах в Северной Америке. Соленакопление же в это время происходило на обширной площади в Западной Европе и Северной Африке. Такие же несовпадения наблюдаются для всего мезозоя и кайнозоя.

Эти данные достаточно убедительно говорят об отсутствии генетической связи между базальтовым вулканизмом и соленакоплением.

Следует остановиться еще на одном выступлении сторонников наличия соляных магм. Автор имеет в виду Л. М. Бирину (1974), которая решила опровергнуть утверждение М. П. Фивега (1968, 1970) о том, что в результате метасоматоза и иными путями, кроме седиментации в типичных условиях солеродных водоемов, не могла быть создана многопорядковая периодичность соленосных серий, и в частности прослои с зональным галитом. «Где доказательства, что эта слоистость имеет седиментационную природу, а не является продуктом зональной дифференциации вещества, внедрившегося в жидком состоянии в потоке соляного расплава при его остывании и кристаллизации?» [Бирина, 1974, с. 90]. Таким образом, Л. М. Бирина заявила о себе как о стороннике существования галитовой магмы. Образование соляных магм подобно карбонатным невозможно в связи с особенностями поведения хлора в процессе дифференциации магмы [Когарко, Рябчиков, 1978].

В 1964 г. во Львове на первом симпозиуме по условиям образования и особенностям нефтеносности солянокупольных структур выступили И. Г. Баранов и А. М. Синичка, которые предложили иной вариант генезиса солей. И. Г. Баранов (1966) попытался объяснить, «в каких условиях могли формироваться мощные соленосные толщи и можно ли по современным условиям соленакопления восстановить обстановку формирования галогенных формаций в минувшие геологические эпохи?...» На свой вопрос он ответил отрицательно. «Очевидно, принцип актуализма здесь совершенно неприменим» [Баранов, 1966, с. 193]. Выход из этого положения И. Г. Баранов находит в проникновении в солеродные бассейны газообразных продуктов вулканизма. Он пишет: «По подсчетам, количество газообразных продуктов, выделяемых вулканами, настолько велико, что оно соизмеримо со всеми твердыми вулканическими образованиями, которые выносятся на земную поверхность». К сожалению, И. Г. Баранов не приводит самих расчетов и не указывает, откуда они им заимствованы. Правильность утверждения его вызывает сомнения. «... Естественно, что в результате колоссальных выбросов газа за счет дегазации глубинных зон или верхней мантии Земли сильно повышалась концентрация солей в солеродных водоемах... 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 изменения базальтов и диабазов» [Баранов, 1966, с. 195].

Из приведенных цитат видно, что автор примитивно представляет себе проявление вулканизма. Как известно, вулканизм в пределах платформ проявляется не во впадинах в процессе их погружения, а, наоборот, связан со структурами, возникающими в обстановке положительных движений. Таким образом, соленакопление и вулканизм пространственно не совместимы. Впадины рифтовых зон не являются исключением, так как они связаны с грабенами на сводах антиклинальных структур. В этих условиях соленакопление и вулканизм могут осуществляться одновременно.

А. М. Синичка (1966, с. 293) утверждал: «При глубинном происхождении соли — будь то в виде готового соединения или выделения необходимого количества хлора, который сразу же вступал в реакцию с натрием и, создавая пересыщенные растворы, выпадал в осадок, поэтому легко и логично объясняются: 1) источник хлора; 2) приуроченность соленосных толщ к вулканически активным периодам и районам, расположенным вблизи крупных скоплений магматических пород и т. д. » А. М. Синичка (1969) связывает садку галита в позднедевонском глубоководном бассейне Днепровско-Донецкой впадины с интенсивной фумарольной деятельностью, вносившей большое количество хлора. Н. А. Кудрявцев (1966, с. 322) выразил удовлетворение тем, «что многие товарищи поддержали точку зрения о глубинном происхождении соли».

Несколько позже с подобной концепцией выступил М. К. Калинко (1973). Он утверждал, что «обоснованным представляется положение о том, что соли накапливаются в водных бассейнах за счет хлора, выносимого при эксгаляциях, и натрия, выщелачиваемого из пород при процессах гипергенеза». Он полагал, что «процессы соленакопления за счет хлора, поступающего при вулканических эксгаляциях, могут развиваться при менее «жестких» условиях, чем за счет соли, находящейся в морской воде. Если правильна предлагаемая гипотеза, то мы вправе ожидать соленакопления как в периоды интенсивной вулканической деятельности, так и непосредственно после них».

Из приведенных цитат видно, что солевой состав солеродных водоемов формируется не только за счет хлора, непосредственно поступавшего в водоем, а и в значительно большей степени за счет продуктов выветривания вулканогенных пород, подвергшихся воздействию хлора. Автор перечисляет почти все районы крупного соленакопления, отмечая, что вблизи районов соленакопления проявлялась вулканическая деятельность.

Так, соленакопление в Предуральском прогибе происходило «в то время, как к западу и востоку на огромном пространстве развивалась бурная вулканическая деятельность... В начале перми разрушались вулканогенные породы, накопившиеся в каменноугольное время на Урале» [Калинко, 1973, с. 47]. Нижнепермская соленосная серия в северо-западной части площади распространения красного лежня создана за счет выветривания вулканогенных пород этого времени, которые оставались источником солей и в цехштейне при формировании соленосных серий на площади порядка миллиона квадратных километров.

М. К. Калинко соленосные серии рассматривал в основном как континентальные, созданные главным образом за счет продуктов выветривания вулканогенных пород. Этот вывод находится в явном противоречии с морским парагенезисом пород всех перечисленных им соленосных серий.

Сторонники хлорной гипотезы забывают о том, что в парагенезисе соляных пород всех соленосных серий, кроме каменной соли, участвуют генетически с нею связанные ангидритовые и карбонатные породы, которые остаются вне внимания наших оппонентов [Жарков, 1978].

Из сторонников вулканогенного происхождения солей для полноты картины следует еще упомянуть о Е. Е. Вороном (1966, с. 89), который пришел к выводу, что «для образования галогенных формаций недостаточно материала, доставленного морскими водами... Основным источником составных элементов, входящих в состав галогенных формаций, вероятнее всего, служили летучие магмы, а также газы и флюиды, образующиеся при метаморфизации осадочных пород, вмещающих глубинные магматические тела типа батолитов».

Из приведенных данных видно, что для гипотез, связывающих соленакопление с проявлениями вулканизма в любом его виде, не дано как геологических, так и химических обоснований. Следует еще раз подчеркнуть, что отложения солей во всех платформенных впадинах, за исключением грабенов рифтовых зон, происходило без участия вулканизма. В рифтовых же зонах продукты синхронного вулканизма заметного влияния на химию галогенеза не оказывали. В ряде мест континентального соленакопления в районах развития вулканогенных пород в составе солей участвуют и продукты их выветривания.

А. М. Синичка, И. Г. Баранов и М. К. Калинко в своих представлениях о генезисе каменной соли приписывают хлору фумарол значительную роль в образовании галита. Для оценки правильности этого положения следует иметь в виду, что в составе газов, связанных с вулканизмом, газообразный хлор играет незначительную роль. В фумаролах почти весь хлор входит в состав соляной кислоты, а в гидротермальных водах — преимущественно в состав хлористого натрия (95 %). И в этом случае рас-

солы, достигающие поверхности земли, не бывают насыщенными, а содержат лишь 3—5 г/л солей.

Из большого фактического материала, приведенного И. А. Меняловым (1971), вытекает четко выраженная зависимость состава фумарол вулкана Безымянного от температуры. При температуре газов 400—420°С наблюдается $HCl > CO_2 > SO_4$. В интервале 450—250°С преобладают HCl и HF, при 250—100°С—CO_2 и SO_4, при 100—90°С галоиды отсутствуют.

Приведенные данные делают генетические построения И. Г. Баранова, А. М. Синички и М. К. Калинко малодостоверными.

В последнее время некоторые авторы предприняли попытки связать солевой состав солеродных водоемов с разгрузкой хлоркальциевых рассолов из зоны застойного режима.

Основное возражение против участия океанической воды в галогенезе — утверждение о малой достоверности палеогеографических построений для эпох соленакопления. Конечно, для разных регионов соленакопления полнота и достоверность геологических данных неодинакова, но по основным районам, на материале которых создавалась теория галогенеза, имеются достоверные данные по геологии, достаточно полно изучены стратиграфия, литология, минералогия и геохимия соленосных серий. Автор имеет в виду район распространения раннекембрийских соленосных серий Восточной Сибири, позднедевонских Припятской впадины, пермских востока Русской платформы, цехштейна Западной Европы, мессинской Средиземного моря и др. Во всех солеродных водоемах этих районов океаническая вода являлась основной составляющей водно-солевого баланса.

Следует иметь в виду, что для подтверждения наших представлений об участии океанической воды в соленакоплении, мы располагаем четкими данными по парагенезисам пород соленосных серий, созданным с участием морской воды или в водоемах, лишенных связи с океаном (континентального соленакопления). В водно-солевом балансе солеродных водоемов, кроме преобладающей океанической (морской) воды, в той или иной мере метаморфизованной, участвуют растворы более глубоких частей литосферы и воды поверхностного стока (гипергенные). Количественное участие каждой из составляющих баланса в течение срока седиментации периодически менялось. В связи с этим в разрезе пород создавалась отчетливо выраженная многопорядковая цикличность, своеобразная для каждой соленосной серии. Следует отметить, что никто из наших оппонентов не доходил в своих разработках до уровня объяснения образования этой типичной особенности соленосных серий. Намечаемые нашими оппонентами условия снабжения рассолами солеродных водоемов исключают возможность образования многопорядковой ритмичности соленосных серий.

Отказ от солнечного испарения как основного фактора сгущения рассолов поставил наших оппонентов перед трудной и, по-видимому, неразрешимой задачей объяснения закономерностей, лежащих в основе формирования минерального состава всего разнообразия соляных пород. Процессы высаливания были возведены в ранг основного, почти универсального фактора формирования твердых фаз. Хорошо известно, что высаливание в солеродных водоемах при образовании твердых фаз соляных осадков и пород играет значительную роль. Причины этого явления хорошо известны. В каждом водоеме аридной зоны в связи с испарением происходит расслоение рассолов по удельному весу. В многослойной рапе на границе между рассолами разной концентрации и состава при смешении в результате диффузии или механических причин происходит высаливание. Единственной причиной этого явления наши оппоненты называют разгрузку высококонцентрированных хлоркальциевых рассолов, которые поступали в солеродные водоемы из глубоких зон застойного режима или возникали в процессе дифференциации магмы. Если даже оставить в стороне

вопросы их распространения, особенностей разгрузки и смешения с рассолами солеродных водоемов, то нельзя обойти молчанием тот факт, что из морской воды рассолы могут высаливать только карбонаты и сульфаты, а для выпадения галита или калийных солей необходимы рассолы, близкие к насыщению этими солями, т. е. рассолы, которые без солнечного испарения не могут быть образованы. Этим разрушается представление об универсальности породообразующего значения хлоркальциевых рассолов. Хлоркальциевые рассолы разного генезиса, без сомнения, участвуют в галогенезе. Они играют существенную роль в метаморфизации морской воды и др., но их значение далеко не универсально. Понижением температуры рассолов обусловлено выпадение солей, растворимость которых уменьшается с понижением температуры, например, сильвина, карналлита. Но данный процесс имеет значение для рассолов с высокой концентрацией солей. Одним из существенных выводов из этого положения является утверждение, что водоемы, садящие калийные соли, должны быть мелководными. Следовательно, в любом геологическом цикле галогенной седиментации при садке калийных солей водоем проходит стадию мелководного. Также на ход сгущения рассола не могут оказать решающего значения реакции, идущие в осадке при диагенезе, тем более при катагенезе [Шварцев, 1977] (перекристаллизация монтмориллонита в хлорит).

Следует подчеркнуть, что без отрыва от реальной действительности в арсенале современной физической химии отсутствуют какие-либо процессы, замещающие солнечное испарение как основную причину сгущения рассолов. Поэтому отпадает и утверждение о возможности соленакопления вне зависимости от условий климата.

Соленакопление может осуществляться только в пределах территорий с аридным климатом.

Отрицая участие океанической воды в соленакоплении, сторонники эндогенного происхождения солей обращают внимание на одинаковый порядок цифр количества солей в недрах континентов и в современной океанической воде, чего, по их мнению, не могло быть в случае постоянства концентрации и состава солей океанической воды. Как известно, в воде современного океана растворено NaCl в количестве $3{,}9 \cdot 10^{16}$ т [Виноградов, 1967]. Содержание же ископаемых солей в недрах континентов, по подсчетам Н. Я. Кунина [1977, табл. 20, с. 308], достигает $2 \cdot 10^{16}$. Эта цифра должна быть увеличена еще за счет солей захороненных рассолов, образованных при галогенезе.

Используя данные по подсчету запасов для отдельных районов соленакопления [Калинко, 1973; Кунин, 1977; Жарков, 1978], можно с полной определенностью установить, что забор солей из резервов океана происходит весьма неравномерно. По Н. Я. Кунину (1977), промежутки времени соленакопления для палеозоя составляли 30—40 млн. лет, для мезозоя — 15—20 млн. лет и сократились до 10 млн. лет в миоцене, а промежутки между этапами соленакопления в палеозое составляли в мезозое 130—150 млн. лет, а в кайнозое— 40—30 млн. лет. Наибольшее изъятие солей из резерва океана отмечалось в раннем кембрии и перми. По подсчетам М. А. Жаркова [1978, табл. 7, с. 180], эти цифры соответственно $3{,}15 \cdot 10^{15}$ т и $2{,}9 \cdot 10^{15}$ т, или 6,4 и 5,8% от современного количества растворенных солей в океанической воде. И даже наиболее крупные массы солей, как показывают расчеты, могут быть компенсированы за счет ионного стока с континентов. Современный ионный сток растворимых солей — $2{,}3 \cdot 10^9$ т/год [Алекин, 1966, табл. 3]. Эту цифру следует уточнить, учитывая, что в составе ионного стока на долю хлоридов приходится только $0{,}96 \cdot 10^9$ т/год [Страхов, 1976, табл. 7]. Конечно, использовать нам эти цифры можно только для весьма ориентировочного расчета, так как состав солей ионного стока и их количество, без сомнения, менялись на протяжении фанерозоя в связи с изменением площадей гумидных зон континен-

тов и их рельефа, особенно в экваториальной части материков прошлого. Но все же современные цифры создают уверенность в том, что утрата солей Океана может быть с избытком компенсирована ионным стоком континентов. Подчеркнем, что ионный состав современного стока без анализа его изменений не может быть использован для расчета водно-солевого баланса фанерозойского океана.

Таким образом, сейчас с полной определенностью можно констатировать, что колебания концентрации солей в фанерозойском океане, бесспорно, имели место. На это обстоятельство указывали многие из наших исследователей. В частности, А. П. Виноградов (1967) писал: «Все в океане эволюционировало: характер дна, берегов, количество воды, солевой состав, взаимосвязь с континентом, атмосферой и живым веществом... Эволюции подвергался и солевой состав... Изменение состава солевой массы аргументируется главным образом косвенными данными... И сколько еще задач впереди, без решения которых невозможно построить стройную картину превращения вещества в океане».

Сложнее, чем с колебанием концентрации, обстоит дело с выявлением характера изменения солевого состава океанической воды. Активное участие солей континента и изменение состава газов атмосферы не могли не воздействовать на солевой состав Океана.

В 1974 г. на симпозиуме в Новосибирске А. Л. Яншин в своем вступительном слове подчеркнул: «За последние 600 млн. лет состав вод Мирового океана, по-видимому, подвергался существенным изменениям как в отношении общей величины солености, так и в отношении состава растворимых солей» [Яншин, 1977, с. 12].

В статье А. Л. Яншина и др. (1977, с. 92) подтверждается наличие «эволюции солености вод Мирового океана». Ю. П. Казанский (1977), используя обширный фактический материал, в частности и по составу газово-жидких включений в кремнистых породах, выделяет пять типов океанической воды, взаимно сменяющих во времени друг друга, начиная со среднего протерозоя. В кембрии и ордовике состав вод был кальциево-магниево-натриевый бикарбонат-хлоридный, с перми и кончая кайнозоем — магниево-натриевый сульфатно-хлоридный. Этот вариант нуждается в дальнейшей проработке.

Из приведенных материалов видно, что сторонники «классической теории галогенеза» признают наличие периодических изменений как концентрации солей, так и их состава. Для уточнения данных представлений ведутся работы и собирается новый фактический материал.

Стремление заменить океаническую воду рассолами другого происхождения не привело к положительным результатам. Все предложенные варианты возможного возникновения хлоридных рассолов как в мантии при выплавлении базальтовой магмы, так и в завершающуюся фазу дифференциации магм в земной коре за счет гидротермальной деятельности, или фумарол при вулканизме, не объясняют закономерностей строения соленосных толщ. Авторы не приняли во внимание приуроченность вулканизма к положительным структурам, а не к впадинам платформ, т. е. пространственного несовпадения процессов соленакопления и вулканизма, за исключением грабенов рифтовых зон.

Попытки найти физико-химические процессы, заменяющие солнечное испарение, также не получили положительного разрешения. Солнечное испарение остается ведущим фактором в формировании твердых фаз.

Критиками «классической теории галогенеза» не создана единая концепция, а предложен ряд научно необоснованных вариантов. Поэтому в настоящее время никаких альтернативных теорий галогенеза не существует.

«Классическая теория галогенеза» на современном уровне нуждается в совершенствовании ряда своих положений.

Ю. В. Баталин, Е. Ф. Станкевич

ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ И ИХ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ

С галогенными (эвапоритовыми) и вмещающими их отложениями генетически и пространственно связан обширный комплекс полезных ископаемых — от битуминозных пород, нефти, газа и самородной серы до разнообразных минеральных солей и даже ряда типично рудных компонентов (ртути, меди, марганца, свинца, цинка, урана и т. д.). Детальные исследования, проведенные в последние десятилетия [Бойко, 1973; Валяшко, 1961; Жарков, 1971; Кореневский, 1973; Станкевич, Баталин, 1974, 1978], показывают, что этот на первый взгляд случайный набор полезных ископаемых обусловлен единством одного из наиболее сложных процессов аридного литогенеза — галогенезом.

С современных позиций галогенез представляется нам как длительный и стадийно развивающийся процесс мобилизации в водах и рассолах, накопления в донных отложениях в аридных условиях и последующего перехода в ископаемое состояние хемогенного (водорастворимого), терригенного, реже биогенного, вулканогенного и иного материала.

Для галогенеза характерны прежде всего аккумуляция значительных количеств легкорастворимых солей в жидкой и твердой фазах, унаследованность соле- и осадкообразования от ранних до более поздних стадий, а также отчетливо выраженная хемогенно-осадочная дифференция вещества в пространстве и во времени (по площади и разрезу).

В ходе галогенеза, главным образом в зависимости от природы и химического состава вод, обеспечивающих водно-солевое питание бассейнов галогенной седиментации, а также условий и характера физико-химических процессов солеобразования, одновременно или последовательно возникают определенные типы минеральных ассоциаций и соответствующие им парагенетически взаимосвязанные литолого-фациальные комплексы (сообщества, наборы) соляных, соленосных и вмещающих их хемогенных (известняки, доломиты), терригенно-хемогенных, терригенных, реже биогенных (рифовые известняки, битуминозные разности) и вулканогенно-осадочных пород, слагающих галогенные формации.

Несмотря на большое количество (более 80) видов этих пород и встречаемость в самых различных сочетаниях (сообществах), распространение их подчиняется определенным закономерностям. Естественно, что главную генетическую и минерагеническую сущность галогенных формаций отражают специфические хемогенные и особенно соляные породы, составляющие их литолого-фациальную основу. Впервые это было установлено для так называемых «сульфатных» и «бессульфатных» калийных и калиеносных формаций. В строении «сульфатных» формаций доминируют наряду с каменной солью и сильвинитами карналлитовая, карналлит-галитовая, реже бишофитовая породы, а также породы, включающие сульфаты магния (каинит, кизерит), часто совместно с сульфатами кальция и калия (полигалит). Подсолевые и межсолевые комплексы таких формаций представлены, как правило, ангидритами, гипсами, доломитами (редко магнезитами), известняками и известково-терригенными и терригенными породами. К подобному типу относятся формации Данакильской депрессии (антропоген) в Эфиопии, впадины Хемиссет (триас) в Марокко, Центрально-Европейского бассейна (верхняя пермь), Днепровско-Донецкой и Прикаспийской впадин (нижняя пермь) и др. Минеральный и солевой состав соляных и соленосных пород таких формаций в той или иной мере соответствует составу морских (!?) вод, характерными компонентами которых являются хлориды и сульфаты магния. Эти воды относятся или к сульфатно-хлоридному типу [Никольская, 1961], или сульфатно-магниевому под-

типу сульфатного типа по М. Г. Валяшко, или хлоридно-магниевому типу по В. А. Сулину.

В нормальных термодинамических условиях первично-седиментационными и породообразующими минералами таких вод при их испарении являются наряду с галитом и сильвином хлориды (карналлит, бишофит) и сульфаты магния (каинит, эпсомит, кизерит). При пониженных температурах из них может кристаллизоваться мирабилит, а при повышенных — левеит и лангбейнит. Поэтому более логично этот тип соляных эвапоритов, а следовательно, и галогенных формаций именовать как сульфатно-хлоридно-магниевый, или (несколько упрощая) сульфатно-хлоридный.

Не менее широко среди ископаемых эвапоритов представлены и «бессульфатные», или хлоридные калийные и калиеносные формации. Главная особенность их — отсутствие сульфатно-калийных и других сульфатных солей, за исключением гипса и ангидрита. Последние совместно с доломитами, известняками и различными видами терригенных, преимущественно глинистых пород слагают подсолевые и межсолевые комплексы «бессульфатных» формаций (палеогеновая Рейнского грабена, нижнепермская Верхнекамской и девонская Припятской впадин и др.). Некоторые из них, например в Рейнском грабене, настолько обогащены терригенными породами и терригенным материалом, что относятся к терригенно-соленосному типу [Иванов, Воронова, 1972]. Характерными соляными породами этих формаций являются породы, содержащие в своем составе хлориды магния, поскольку каменная соль, сильвинит и другие эвапориты с большим количеством галита и сильвина широко распространены и в формациях выше выделенного сульфатно-хлоридного типа. Гидрохимическая природа хлоридных калийных эвапоритов во многом проблематична. Многие исследователи происхождение их связывают с кристаллизацией солей из так называемых метаморфизованных (обессульфаченных) морских рассолов, другие — из хлоркальциевых, т. е. типично хлоридных рассолов континентального генезиса. С химической и физико-химической стороны процесса обессульфачивания морских вод (прямая метаморфизация) вполне возможны. Однако для реализации их в природных условиях в бассейны галогенной седиментации дополнительно к морским водам должно поступать большое количество или водорастворимых карбонатов кальция, или кальция в поглощенном комплексе терригенно-глинистого вещества, сносимого с континента.

Расчеты показывают, что для протекания обменных реакций обессульфачивания морских вод при современных содержаниях обменного кальция в ионном и твердом стоке (даже с учетом эолового приноса глинистого материала) на один кубометр их должно поступать несколько десятков, а возможно, и сотни кубометров вод континента. При этом на 1 т терригенного взвешенного вещества будет приноситься не менее 1—2 т водорастворимых солей, и общий объем поступления их становится сопоставим с количеством исходных морских солей. Следовательно, и при метаморфизации морских вод континентальные источники водно-солевого питания подготовительных и солеродных бассейнов имеют решающее значение. Это подтверждается не только условиями формирования хлоридных рассолов современных соляных озер, например Мертвого моря и др., но и литолого-фациальным обликом типично хлоридных ископаемых эвапоритов, выявленных в мезозойских образованиях Западной Африки (Конго), востока Латинской Америки (Бразилия), а недавно и в Юго-Восточной Азии, Таиланде [Валяшко, 1975; Скоков, 1978]. В сложении галогенных формаций этих регионов исключительно важная роль принадлежит тахгидритовым породам, содержащим в своем составе наряду с хлористым магнием хлористый кальций и слагающим залежи до десятков метров мощности совместно с карналлитовыми (иногда бишофитовыми) породами, а также сильвинитами и каменной солью. В под- и межсолевых комплексах этих формаций преобладают песчаные и глинистые породы, мергели, известняки,

реже доломиты при слабом развитии или отсутствии гипсов и ангидритов. Так, во впадине Сержип (Бразилия) мощность подстилающих терригенных образований континентального происхождения достигает нескольких тысяч метров, а гипсы и ангидриты находятся только в горизонтах, перекрывающих соляные залежи. Таким образом, типоопределяющими в хлоридных галогенных формациях являются соляные породы, в минеральных ассоциациях которых имеются совместно хлориды кальция и магния. Такие соли осаждаются исключительно из хлоркальциевых рассолов, причем тахгидрит из них кристаллизуется при температурах выше 22°С и весьма стабильных физико-химических условиях. Подобные обстановки, благоприятные для накопления мощных пластов и залежей тахгидрита, возникают, по-видимому, крайне редко. Более вероятно, что процессы кристаллизации солей из хлоридных рассолов ограничиваются выпадением в основном галита, сильвина, карналлита, реже бишофита, т. е. образованием преимущественно хлоридно-магниевого (бессульфатного) набора соляных минералов и соответствующих им пород. Однако и в ряде таких формаций «...тахгидрит встречается в парагенезисе с карналлитом, образуя с ним тесную кристаллически зернистую смесь» [Иванов, Воронова, 1972, с. 36], что следует рассматривать как закономерное явление.

Значительную роль континентальные источники водно-солевого питания солеродных бассейнов оказывают и на повышение сульфатности их вод и рассолов, в том числе и морского происхождения. В настоящее время это признается большинством исследователей. Для литолого-фациального профиля галогенных формаций, в которых сульфатно-калийные минералы (каинит, лангбейнит, шёнит, полигалит и др.) и породы доминируют над хлористыми (карналлит, сильвин), характерна высокая насыщенность терригенным материалом как соляных эвапоритов, так и вмещающих их отложений. Ярким примером этого могут служить галогенные формации Предкарпатского прогиба (неоген), где даже калийные горизонты содержат до 25—30% терригенного вещества. Это сближает их с типично континентальными соляными отложениями межгорных впадин Тянь-Шаня и других регионов. Повышенная сульфатность разреза отмечается и в недавно открытых (Н. И. Борисов, А. Б. Галактионов и др.) галогенных образованиях впадины Кайдак (Восточный Прикаспий), являющихся, по-видимому, более древними (среднечетвертичными) аналогами соляных отложений Кара-Богаз-Гола. Однако в них наряду с пластами астраханита и мирабилита развиты крупные залежи галита и карналлита (?) с кизеритом.

Для галогенных формаций сульфатного типа (неогеновые формации межгорных впадин Тянь-Шаня, Чзун-Су, Кушканатау, пермская Чу-Сарысуйской впадины и др.) характерны соляные породы, сложенные кроме галита глауберитом, астраханитом, тенардитом, мирабилитом и реже другими сульфатно-натриевыми и сульфатно-магниевыми минералами. В некоторых из них обнаружены глазерит, сильвин, каинит, кизерит и эпсомит. Среди вмещающих комплексов обычны гипс, реже ангидрит, известняково-доломитовые и иногда магнезитовые породы, в той или иной степени насыщенные терригенным материалом.

По солевому составу эти минеральные ассоциации более всего соответствуют гидрохимическому облику континентальных вод сульфатного (по Ю. П. Никольской) или сульфатно-натриевого (по М. Г. Валяшко и В. А. Сулину) типа вод. При изотермическом испарении таких вод и рассолов физико-химические равновесия сдвигаются в сторону образования сульфатно-магниевых солей, а при политермическом — в сторону сульфатно-натриевых. В последнем случае садка сульфатных солей предшествует выпадению галита, что создает видимость так называемых «обратных или перевернутых» разрезов галогенных отложений.

Весьма специфичным типом галогенных формаций являются содовые содоносные и содосодержащие эвапориты, возможность сохранения кото-

рых в ископаемом состоянии еще совсем недавно ставилась под сомнение многими исследователями. Уникальные залежи с запасами солей в десятки и сотни миллиардов тонн выявлены в эоценовой озерно-континентальной формации Грин-Ривер, развитой в крупных межгорных впадинах Скалистых гор в США. Породообразующие и, как правило, первично-седиментационные минералы в этой формации представлены в основном троной, нахколитом и гейлюсситом, а также галитом. Пластообразные залежи слагают только трона и галит раздельно или совместно, а остальные содовые минералы — шортит, пирсонит, нортупит, давсонит и др. — рассеяны преимущественно в терригенно-известковых, доломитово-известняковых, обычно сильно битуминозных породах. В подошве и кровле формации Грин-Ривер залегают мощные толщи терригенных и терригенно-туфогенных, иногда осадочно-вулканогенных пород.

Минеральные ассоциации соляных эвапоритов формации Грин-Ривер полностью отражают солевой состав содовых (карбонатных по М. Г. Валяшко) вод и рассолов, типоопределяющими компонентами которых являются карбонаты и бикарбонаты натрия (реже калия).

В зависимости от физико-химических условий кристаллизации солей и содержания в содовых рассолах сульфатов натрия и калия из них могут осаждаться собственно содовые и сульфатно-содовые минеральные ассоциации и соответствующие им соляные породы и отложения. Первые характерны для формации Грин-Ривер и соляных отложений современных озер Восточной Африки (Магади, Натрон и др.), а вторые — для озер Калифорнии и Невады (Сирлс, Оуэнс, Сода-Лейк) и Западной Сибири (система Танатар). Среди сульфатных минералов первичными обычно бывают мирабилит, тенардит, буркеит и глазерит, а вторичными — тихит и ганксит, причем мирабилит и тенардит осаждаются в основном совместно с натроном в процессе политермической кристаллизации солей. На фазовые равновесия содовых растворов большое влияние оказывает также парциальное давление углекислоты, особенно при захоронении их совместно с донными отложениями. Поэтому в некоторых случаях при изменении давления (наличие биогенной, вулканогенной и иной углекислоты) возможно образование нахколита, шортита, пирсонита, давсонита, термонатрита и других минералов до начала устойчивой садки основной массы легкорастворимых солей и прежде всего галита и троны. Содовые воды и содовые эвапориты являются исключительно континентальными образованиями и следы их фиксируются начиная с нижнего палеозоя. Наиболее широко распространены проявления давсонита, которые известны во многих районах мира, включая и СССР. Большая часть их генетически связана с озерно-континентальными и вулканогенно-осадочными отложениями, сформировавшимися в условиях аридного литогенеза [Станкевич, Баталин, 1976].

Таким образом, рассмотренные выше типы полноразвитых галогенных формаций показывают, что все основные виды соляных и соленосных пород, слагающие парагенетические комплексы (сообщества, наборы), независимо от частоты и характера встречаемости (повторяемости) в разрезе в полной мере отражают состав и типы минеральных ассоциаций (парагенезисов) соляных эвапоритов [Баталин, Станкевич, 1975], а следовательно, унаследуют и гидрохимические типы вод и рассолов бассейнов эвапоритовой седиментации. Это значит, что выделенные типы галогенных формаций соответствуют и типам галогенеза, давно установленным М. Г. Валяшко (1961, 1962) и Н. М. Страховым (1962). Такая закономерная унаследованность (тип воды → тип минеральных ассоциаций → тип парагенезисов соляных пород → тип галогенеза) наиболее полно выражает гидрохимическую, физико-химическую и литолого-фациальную сущность галогенеза как хемогенно-осадочного процесса, протекающего в аридных условиях и за счет испарения природных вод, независимо от их генетической природы.

Именно в литолого-минералогических типах (ассоциациях, парагенезисах) соляных, соленосных и вмещающих пород в распределении их по латерали и разрезу галогенных формаций фиксируются (интегрируются) все особенности водно-солевого питания бассейнов эвапоритовой седиментации, характер и последовательность поступления в них терригенного и иного (например, вулканогенного) вещества, и в конечном итоге отражаются гидрогеохимические, ландшафтно-климатические и структурно-геологические условия накопления галогенных отложений. С этих позиций галогенная формация понимается нами как парагенетическая ассоциация (сообщество) соляных, соленосных и вмещающих их пород, образование которой в пространстве и во времени контролировалось не только общностью ландшафтно-климатической и геоструктурной обстановки, но и единством гидрогеохимических условий.

Вместе с этим выделенные содовый, сульфатный, сульфатно-хлоридный и хлоридный типы галогенных формаций не только обладают характерными (типоопределяющими) наборами (парагенезисами) соляных минералов и соответствующих им соляных и соленосных пород, но и несут вполне конкретную минерагеническую нагрузку, т. е. специализацию в отношении основных видов полезных ископаемых и прежде всего минеральных солей и других компонентов, унаследуемых непосредственно от того или иного типа галогенеза. Действительно, в указанных типах формаций наибольшую практическую ценность (рудную специализацию) имеют именно типоопределяющие соляные минералы и их породы: в содовом — карбонаты и бикарбонаты натрия (трона, нахколит, натрон, давсонит и др.), в сульфатном — сульфаты натрия (мирабилит, тенардит, астраханит, глауберит и др.), в сульфатно-хлоридном — собственно калийно-магниевые сульфатные и хлоридные минералы (лангбейнит, полигалит, каинит, карналлит) и магниевый хлорид-бишофит и, наконец, в хлоридном типе исключительно хлориды — калийно-магниевый (карналлит), магниевый (бишофит) и кальциево-магниевый (тахгидрит). В формациях двух последних типов всегда развит в больших массах и хлористый калий (сильвин). Однако ни он, а тем более ни хлористый натрий (галит), который во всех типах находится в значительных, часто преобладающих количествах, не отражают ни гидрохимической (генетической), ни минерагенической специфики галогенных формаций. В значительной мере это также предопределяется гидрохимическими особенностями исходных для галогенеза вод и физико-химическими свойствами конкретных солей. Так, хлористый натрий широко представлен во всех типах вод, а садка его практически не зависит от температурных условий.

Сложнее обстоит дело с калийными солями, которые присутствуют во всех гидрохимических типах вод, но находятся в более тесных связях с основными типоопределяющими солями. В рассолах и водах содового (I) типа возможны все виды солей калия: карбонат — K_2CO_3 и бикарбонат — $KHCO_3$, сульфат — K_2SO_4 и хлорид — KCl. Наименьшей растворимостью из них обладает сульфат калия, а наибольшей — карбонат, растворимость которого вообще выше всех солей, включая хлориды магния и кальция. Поэтому для садки карбонатов калия требуются слишком жесткие условия. Большая часть калия из содовых рассолов выводится в виде сульфата или хлорида в форме сложных калийно-натриевых солей — глазерита, ганксита и др. (например, в оз. Сирлс). В сульфатных (II тип) и сульфатно-хлоридных (III тип) рассолах калий связывается с сульфат-ионом и хлором, причем в сульфатных рассолах возрастает относительная роль сульфата калия, а в сульфатно-хлоридных — хлорида калия. Сульфат калия осаждается исключительно в виде сложных двойных, а иногда и тройных солей (глазерита, лангбейнита, полигалита и др.), а хлористый калий — совместно с сульфатом или хлоридом магния (каинит, карналлит) или в виде простой соли (сильвина). Роль последнего существенно возрастает в рассолах хлоридного (IV) типа, из которых хлорид калия может

также кристаллизоваться совместно с хлористым магнием (карналлит), реже хлористым кальцием (хлорокальцит — $CaCl_2 \cdot KCl$). Именно эти особенности осаждения солей калия обусловливают неодинаковые возможности накопления и распространения его в соляных эвапоритах разных гидрохимических типов.

Существенное, если не решающее, влияние гидрохимические и физико-химические свойства вод оказывают и на другие, в том числе и труднорастворимые, компоненты и продукты галогенеза, еще более подчеркивая минерагеническую специализацию галогенных отложений и галогенных формаций. Так, содовые воды в силу специфики своего состава обладают высоким щелочным резервом и высокой щелочностью, достигающей величин pH 8,5—9,0 при минерализации всего 0,5—1 г/л. С ростом минерализации pH резко возрастает до 11—12, иногда выше. Это обусловливает высокую растворимость в них кремнезема, глинозема и ряда органических соединений, а также других, в том числе и рудных, элементов: бора, фтора, фосфора, железа, марганца, ртути, меди, лития, урана, вольфрама, ниобия, титана и т. д. Многие из этих элементов дают своеобразные органические соединения, обладающие высокой миграционной способностью в высокощелочной среде. Все это приводит, с одной стороны, к интенсивному воздействию содовых вод на аллотигенное вещество (особенно на терригенный и вулканогенный материал) с образованием аутигенных силикатных и алюмосиликатных, преимущественно натрий-калиевых минералов (альбит, апальцим, аттапульгит, цеолиты, боросиликаты, щелочные монтмориллониты и т. д.), а с другой — к осаждению рудных элементов при концентрировании вод или при изменении геохимических условий (на так называемых геохимических барьерах). Последним путем могут осаждаться не только собственно рудные компоненты, но и бор, фтор, фосфор, алюминий и их более сложные соединения. В содовых водах некоторые из них могут быть и типично эвапоритовыми образованиями — бораты, давсонит, виллиомит, криолит и др. Все это подтверждается как соляными отложениями и рассолами современных содовых озер (Сирлс, Магади, Натрон и др.), так и разнообразием полезных ископаемых формации Грин-Ривер (залежи щелочных бентонитов, цеолитов, аналь цимолитов, давсонита, горизонты, обогащенные ураном, фосфором (до 18% P_2O_5), боросиликатами и т. д.). С осадками неоген-четвертичных содовых озер генетически связаны практически все известные крупные месторождения боратов Калифорнии, Невады, Турции, Китая и Индии.

В водах других гидрохимических типов величины pH редко превышают 8,5—9,5, причем характерна общая тенденция снижения значений pH от сульфатных вод к хлоридным. С ростом минерализации величины щелочности сульфатных и сульфатно-хлоридных вод меняются незначительно, а в хлоридных водах даже снижаются. Это обусловливает существенные различия для них миграционной способности кремнезема и глинозема, которая умеренная в сульфатных и слабая в сульфатно-хлоридных и хлоридных водах [Станкевич, Баталин, 1978]. Для вод данных типов по сравнению с содовыми характерна также повышенная активность кальция и магния, что ведет к формированию в них преимущественно кальций-магнезиальных силикатов (щелочноземельный монтмориллонит, сепиолит и т. д.). Из других компонентов в сульфатных и сульфатно-хлоридных водах накапливаются в основном бром, иод, стронций, барий, бор, рубидий, литий, фтор, селен и др.

По данным С. М. Кореневского (1973), с сульфатными и сульфатно-хлоридными типами формаций связаны месторождения и проявления целестина, флюорита, барита, боратов, фосфоритов, палыгорскитовых глин, марганца, рубидия, полиметаллов, меди и др.

Специфические минерагенические черты различных типов галогенеза проявляются довольно четко по отношению к карбонатным солям кальция и магния, а также гипсу и ангидриту. При содовом типе галогенеза

идет интенсивное осаждение кальцита, доломита и реже магнезита; гипс и ангидрит не образуются, поскольку сульфаты кальция и магния «гидрохимически запрещенные». При испарении сульфатных и сульфатно-хлоридных вод наряду с кальцитом и магнезиальным кальцитом в больших количествах накапливаются гипс и ангидрит, следствием чего является высокая известковистость и гипсоносность разрезов сульфатных и сульфатно-хлоридных формаций. Осаждение доломита, а тем более магнезита возможно только в «углемагниевых» подтипах этих вод, поэтому доломиты в таких формациях чаще бывают вторичными. Вторичный доломит и низкая гипсоносность отложений более характерны для галогенеза хлоридного типа. Следовательно, специфические черты выделенных типов галогенных формаций намечаются уже на ранних этапах накопления слагающих их пород и в той или иной мере вырисовываются даже для неполно развитых формаций, в которых соляные породы представлены галитом, гипсами и ангидритами и вмещающими их отложениями.

На ранних стадиях галогенеза также накапливаются осадки, сильно обогащенные органическим материалом, которые впоследствии превращаются в битуминозные и нефтегазоносные породы. Объясняется это, во-первых, повышенной биопродуктивностью осолоняющихся бассейнов, уменьшением в них количества трофических уровней и развитием устойчивой восстановительной обстановки в нижних горизонтах вод и в донных отложениях, что ведет к благоприятным предпосылкам для захоронения органики и ее преобразования в углеводороды битумного ряда [Станкевич, 1979].

В заключение следует подчеркнуть, что выделение указанных типов галогенных формаций проведено на основе одного из важнейших и наиболее объективных признаков, а именно: на основе вещественного состава соляных, соленосных и вмещающих их пород и их минеральных ассоциаций, тесно увязанных с типами галогенеза и гидрохимическими типами вод, исходных для образования соляных эвапоритов.

Именно последовательное развитие представлений о гидрохимических типах природных вод и типах галогенеза позволило Н. М. Страхову еще в начале 60-х годов предсказать, что «...дальнейший разворот работ по континентальным отложениям... познакомит нас и **с галогенными формациями содового и хлоридного типов** (подчеркнуто нами) и, таким образом, весьма многообразная галогенная седиментация современности найдет достаточный эквивалент в разнообразии вещественного состава древних континентальных галогенных формаций» [Страхов, 1962, с. 283].

Это положение, подтвержденное открытием крупных формаций обоих типов, имеет принципиальное значение в двух отношениях: во-первых, в нем четко показана возможность и обоснованность выделения содовых и хлоридных формаций, имеющих континентальное происхождение, а во-вторых, подчеркивается разнообразие (многотипность) древних галогенных отложений, а следовательно, и вероятность развития в прошлом (по крайней мере, в фанерозое) всех основных гидрохимических типов природных вод. Это, в свою очередь, означает, что проведенная типизация галогенных формаций, базирующаяся на строгой последовательности и единой методологической основе, дает более объективный ключ (подход) к познанию конкретных условий накопления галогенных отложений в истории Земли и позволяет отказаться от весьма односторонней и упрощенной трактовки происхождения их в основном за счет морских вод. Вместе с этим выделенные типы галогенных формаций уже в своих основных чертах (и даже наименованиях) несут вполне конкретную минерагеническую нагрузку, что имеет большое практическое значение при детальной прогнозной и поисковой оценке их как непосредственно на различные виды минеральных солей, так и на другие полезные ископаемые, парагенетически связанные с эвапоритовыми образованиями.

В. И. Копнин

ДИНАМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Осадочная толща представляет собой сложную совокупность признаков (пласты, слои, горные породы, минералогический и химический состав, текстуры, структуры, палеонтологические остатки и др.) или сложную взаимосвязанную систему. Ведущее звено в этой сложной системе — ее внутреннее строение и вещественный состав. Поэтому естественно стремление классифицировать осадочные, в том числе галогенные или соленосные, формации по внутреннему строению и литологическому составу, так как подобные классификации представляют необходимую ступень познания условий динамики седиментации и соотношения седиментационных и тектонических процессов.

Одной из первых классификаций соленосных толщ, отражающих внутреннее строение, является классификация М. П. Фивега (1960, с. 173), который выделил следующие типы: а) мощные соляные толщи, в составе которых соляные глины, ангидрит и другие породы играют незначительную роль (верхнекамский тип); б) соленосные толщи, состоящие преимущественно из мощных (10—30 м) пластов соли, чередующихся с такими же мощными слоями доломитов, ангидритов и др. (старобинский тип); в) соленосные толщи, состоящие из часто чередующихся сравнительно маломощных слоев каменной соли, глинистой каменной соли, соляной глины, ангидритов (стебникский тип).

По существу, аналогичную классификацию предлагает А. А. Иванов (1977), который подразделяет соленосные формации по внутреннему строению и составу слагающих пород на 2 типа: 1) простого или однородного состава и 2) сложного или неоднородного состава. Обе классификации страдают одним общим недостатком — выделяемые классы охватывают неоднородные объемы формаций. Так, мощные соляные толщи (верхнекамский тип) и формации простого строения представляют собой только верхнюю часть галогенной или соленосной формации, а толщи сложного строения или старобинского типа — всю формацию в целом.

Подразделение соленосных толщ на поли-, моно- или малоцикличные, которое предлагается М. М. Грачевским [Корреляция..., 1969] и В. Г. Кузнецовым (1972), практически мало чем отличается от разобранных выше классификаций. А. А. Иванов (1977), критически анализируя данную классификацию, отмечал, что моноцикличные формации выделяются условно, ибо все соленосные толщи содержат прослои, слои и пласты глин, галопелитов, мергелей, ангидритов или гипсов, что обусловливает «полицикличность» их строения. Моноцикличных формаций, по его мнению, в природе не существует.

Из всех рассмотренных классификаций классификация соленосных формаций по цикличности их строения наиболее отвечает задачам изучения динамики седиментационных процессов в галогенных бассейнах. Однако она не охватывает всего многообразия и сложности строения галогенных формаций, в ней отводится большая роль цикличности соленакопления и вследствие этого принижена роль тектонического фактора. Нам представляется, что динамическая классификация галогенных формаций должна исходить из типов соотношения конседиментационных тектонических движений и осадконакопления.

Формирование осадочных формаций протекает под действием трех факторов: физико-географических условий, исходного вещества и тектоники [Хворова, 1963]. Первый фактор обусловливает размещение формаций на поверхности Земли и тип литогенеза, а второй и третий — механизм или динамику осадконакопления.

Исходное вещество галогенных формаций слагается преимущественно из породообразующих компонентов морской воды и компонентов поверхностного стока. Скорость выпадения их в осадок является функцией от степени солености воды (хемогенный фактор), от условий жизнедеятельности организмов (биогенный фактор), от количества поступающего в бассейн обломочного или вулканогенного материала (терригенный и вулканогенный факторы). В связи с тем, что условия поставки в бассейн исходного вещества в эпохи галогенеза малоизменчивы или, можно сказать, стабильны, то скорости накопления горных пород в каждом конкретном бассейне — величины постоянные или малоизменчивые. Последним можно пренебречь. Отсюда при прочих равных условиях фактор времени, т. е. длительность накопления осадков, отражается в мощности пород. Галогенные формации слагаются из хемогенных (известняков, доломитов, ангидритов, гипсов, карбонатных глин и др.), терригенных (аргиллитов, алевролитов, песчаников), биохимических (рифогенных известняков, битуминозных карбонатов и др.) и вулканогенных (диабазов, туфов) пород. Литологический состав галогенных формаций весьма разнообразен. В результате анализа данных по скоростям осадконакопления [Жарков, 1977, 1974; Иванов, 1953; Иванов, Воронова, 1972; Страхов, 1962; Рухин, 1962; Яншин, 1961, 1977; Рихтер-Бернбург, 1969; Фивег, 1954; и др.] все горные породы галогенных формаций по скорости их образования можно подразделить на 6 классов (табл. 1) [Копнин, 1974]. Необходимо отметить, что приводимые скорости осадконакопления в определенной степени условны, но относительный порядок расположения горных пород в классификации может быть с успехом использован для анализа динамики формирования галогенных формаций.

Осадочный процесс контролируется законом компенсирующей седиментации, согласно которому устойчивое накопление осадков в седиментационном бассейне происходит в том случае, если тектоническое погружение дна бассейна обусловливает постоянное более низкое положение поверхности осадка относительно уровня компенсации, т. е. постоянно образуется пространство возможного накопления осадка [Белоусов, 1962]. Под уровнем компенсации понимается некая условная поверхность, от которой начинается тектоническое погружение. По В. В. Белоусову (1962), это или базис действия волн, или уровень равновесия осадков на дне седиментационного водоема.

Ведущая роль тектоники в образовании галогенных формаций, признанная всеми геологами-солевиками, состоит в том, что в объеме гало-

Таблица 1

Классификация горных пород галогенных формаций по скоростям осадконакопления

Классы	Индекс	Порода	Условные скорости осадконакопления, мм/год
1. Весьма медленно накапливающиеся	$П_1$	Известняки пегнитогенные, тонкозернистые илы и глины	<0,01
2. Медленно накапливающиеся	$П_2$	Известняки пегнитогенно-органогенные, доломиты, мергели, карбонатные глины, аргиллиты	0,01—0,1
3. Относительно медленно накапливающиеся	$П_3$	Известняки органогенно-обломочные, доломиты, ангидрито-доломиты, доломито-ангидриты, аргиллиты алевритистые, алевролиты тонкозернистые	0,1—1,0
4. Относительно быстро накапливающиеся	$П_4$	Гипсы и ангидриты, алевролиты, песчаники	1,0—10,0
5. Быстро накапливающиеся	$П_5$	Соляные породы, грубообломочные породы (грубозернистые песчаники, гравелиты, конгломераты, брекчии)	10,0—100,0
6. Весьма быстро накапливающиеся	$П_6$	Эффузивные вулканические породы	> 100,0

генных формаций большую роль составляют породы с высокими скоростями накопления (см. табл. 1; 4 и 5 классы). Для их образования необходимо пространство возможного накопления осадков. А. Л. Яншин (1961) писал, что «мощность соляных толщ никогда не соответствует величине конседиментационного прогибания, а всегда значительно превышает ее». Формирование мощных соляных толщ, по его мнению, происходит в глубоких некомпенсированных осадконакоплением прогибах.

Компенсация осадконакоплением тектонического погружения может иметь место как на заключительном этапе формирования осадочной формации, так и в процессе ее формирования. Поэтому осадочная формация или ее часть, во время формирования которой наступает полная компенсация осадконакоплением тектонического погружения, может быть выделена в компенсационный ритм. Мощность его соответствует величине конседиментационных тектонических движений. Моноцикличные соленосные формации состоят из одного, а полицикличные — из большого количества компенсационных ритмов.

В связи с тем, что горные породы по интенсивности своего образования весьма различны, внутри компенсационного ритма имеют место явления компенсированного, некомпенсированного и избыточного осадконакопления. Как правило, компенсационный ритм слагается в нижней части породами, образующимися в условиях некомпенсирующей седиментации, а в верхней — избыточного осадконакопления.

В качестве примера данного явления рассмотрим соотношение мощностей внутри ритмоциклов полицикличных соленосных толщ. На Старобинском месторождении соляная толща состоит из 15 циклов осадконакопления [Щербина, 1961]. Анализ мощностей несоляных и соляных пород в малых циклах показал, что между ними существует определенная закономерность. Мощности нижней и верхней частей цикла находятся в прямой зависимости, и между ними существует тесная корреляционная связь. Коэффициент корреляции, вычисленный по данным В. Н. Щербины (1961), равен 0,648, по данным А. А. Иванова [Геология..., 1961] — 0,51. Проверка реальности связи положительная.

Изучение зависимости между мощностями пород в циклах ряда соленосных толщ кембрия, девона, перми подтверждает сделанный вывод о том, что мощность соляных пород находится в прямой зависимости от мощности подстилающих несоляных пород.

Таким образом, циклы соленосных толщ представляют собой компенсационные ритмы. Во время формирования нижней части цикла образуется некомпенсированный прогиб, глубина которого функционально зависит от длительности образования несоляных пород. Заполнение прогиба соляными осадками протекает со скоростью, значительно превосходящей интенсивность тектонического погружения. Отсюда тесная прямая связь между мощностями соляных и несоляных пород внутри компенсационных ритмов.

В литературе неоднократно высказывалось мнение о высокой интенсивности формирования соленосных, эффузивных и грубообломочных толщ. Так, А. Л. Яншин и Р. Г. Гарецкий (1960) отмечали, что соленосные и вулканогенные толщи образуются весьма быстро и механизм их формирования принципиально сходен. В этом отношении показателен пример формирования вулканогенной толщи в Йеллоустонском национальном парке США. Здесь в разрезе имеется 17 горизонтов лесса, погребенного под пирокластическими породами. В некоторых горизонтах наблюдаются вертикально стоящие стволы деревьев, указывающие на очень быстрое накопление пепла. Вулканогенные породы перемежаются с песчано-глинистыми отложениями. Соотношение мощности последних с мощностью пепла такое же, что и для полицикличных соленосных толщ. Приведенный пример показывает, что зависимость мощностей внутри циклов ритмично-построенных толщ является не частным случаем, присущим только некото-

рым соленосным толщам, а общей закономерностью осадочных формаций.

По характеру реализации закона компенсирующей седиментации можно выделить четыре динамических типа галогенных формаций или их составных частей: 1) равномерно-компенсационный, 2) ритмично-компенсационный, 3) объемно-компенсационный и 4) наложенно-компенсационный. Ниже приводится характеристика каждого из них.

Равномерно-компенсационный динамический тип галогенных формаций проявляется в том случае, когда формационные тела слагаются породами, интенсивность образования которых соответствует или близка интенсивности тектонических движений. Интенсивность осадконакопления и тектонического погружения небольшая, по-видимому, менее 1 мм/год; осадки начальных ступеней осолонения — доломиты, доломитовые известняки, глинисто-карбонатные осадки, гипсы и ангидриты. Осадконакопление происходит в мелководных бассейнах и представляет практически синхронную компенсацию прогибания, возможно периодическое осушение по типу «сабкхи». Примером данного типа являются лагунные галогенные формации по Н. М. Страхову (1962) и А. А. Иванову (1972) — верхоленская кембрийская терригенно-гипсоносная, девонские гипсовые и ангидритовые отложения Минусинской и Чулымо-Енисейской межгорных впадин Алтае-Саянской области и др.

Ритмично-компенсационный динамический тип распространен в галогенных формациях ритмично-цикличного строения (полициклические соленосные толщи или толщи старобинского типа). Количество ритмоциклов измеряется одним-двумя десятками, а мощность — от 5—10 до 100 м и более. Ритмоциклы слагаются чаще всего породами смежных стадий развития галогенеза: карбонаты — ангидриты, ангидриты — каменная соль, а также мергели — каменная соль и карбонаты (доломиты, известняки) — каменная соль. Как правило, соотношение пород внутри ритмоцикла для пород карбонаты — ангидриты 1 : 4 или 1 : 5, ангидриты — соли или мергели — соли 1 : 1 — 1 : 2 и реже выше.

Осадочные циклы галогенных формаций соответствуют компенсационному ритму осадконакопления. Следовательно, компенсация прогибания осадконакопления происходит ритмично. Механизм формирования ритмоциклов и условия осадконакопления галогенных формаций данного динамического типа подробно разбираются М. Г. Валяшко и У Би-Хао (1964), А. Ф. Горбовым [Месторождения..., 1973], М. А. Жарковым (1974), А. А. Ивановым [Геология..., 1961; Иванов, Воронова, 1972], С. М. Кореневским [Кореневский, Воронова, 1966; Галогенные..., 1968], В. Г. Кузнецовым (1972), Ю. И. Лупиновичем и др. (1969), И. Н. Тихвинским [Строение..., 1977], Н. М. Страховым (1962), М. П. Фивегом (1960), А. Л. Яншиным (1961, 1964) и др.

Для примера приведем условия осадконакопления среднемиоценовой гипсоносно-соленосной толщи Закавказья, исследованные В. Г. Кузнецовым (1972). Гипсоносно-соленосная толща имеет четко ритмичное строение (насчитывается до 70—80 ритмов); мощность толщи достигает 950—1350 м. Во впадинах (Приереванской и Прираксинской) наиболее распространено следующее строение ритма. Нижняя часть его слагается пластом глины мощностью до 15—20 м при средних значениях 3—5 м, в верхней части которого глины становятся тонкослоистыми, битуминозными (иногда достигают стадии горючих сланцев). Верхний элемент ритма представлен каменной солью мощностью от нескольких до 40—50 м. На Паракар-Енгиджинском поднятии, разделяющем названные выше впадины, разрезы ритма становятся сульфатно-терригенными. Ритмичность выражена слабее, но достаточно заметна; в основании ритмов залегают известковистые глины, иногда тонкослоистые мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров; выше развиты гипсоносные глины и глинистые гипсы, содержащие прослои чистого гипса мощностью от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров, завершается разрез слабо сцементирован-

ными гипсоносными глинами, мощность которых достигает нескольких метров.

По мнению В. Г. Кузнецова (1972), условия формирования ритмов происходили следующим образом. Выравненная поверхность верхнеолигоценовых отложений периодически заливалась морем, и в прогибах на поднятиях отлагались серые и зеленые глинистые осадки. Так как в прогибах погружение было более интенсивным, то бассейн на таких участках углублялся (глубины могли достигать 50—60 м), и в верхней части глин образовывались осадки с глубоководной текстурой — тонко- и микрослоистые битуминозные глины. В районе поднятия происходило обмеление и частичное осушение. В итоге бассейн расчленялся на ряд полуизолированных котловин, в которых во вторую регрессивную фазу цикла начиналась садка каменной соли. «Так как скорость образования галита огромна и конседиментационное прогибание за это время ничтожно, можно сказать, что соляное тело выполняет впадину, нивелирует рельеф, а мощность его отражает глубину бассейна к началу садки соли [Кузнецов, 1972, с. 24]. На поднятиях, выведенных на уровень моря, отлагались маломощные гипсоносные глины. В конце цикла поверхность осадка в общем выравнивалась и затем наступал новый цикл осадконакопления.

Таким образом, приведенный пример показывает, что формирование миоценовых галогенных отложений в Приереванской и Приараксинской впадинах происходило по ритмично-компенсационному, а на Паракар-Енгиджинском горстовом поднятии — по равномерно-компенсационному типам.

Объемно-компенсационный динамический тип формирования галогенных формаций характеризуется тем, что компенсация тектонического прогибания осадконакоплением происходит крупными объемами, охватывающими или всю формацию, или ее значительную часть. Механизм объемно-компенсационного типа сходен с формированием ритмоцикла в полицикличных соленосных толщах. К объемно-компенсационному типу относятся соленосные формации моноцикличного, или верхнекамского типа.

Характерная особенность строения нижней части объемно-компенсационного типа — тенденция уменьшения слоистости осадков вверх по разрезу: появление полосчатых, листоватых, микрослоистых разностей карбонатно-глинистых пород, смена массивных желвакообразных ангидритов на ритмично-тонкополосчатые доломито-ангидриты или ангидритодоломиты. В тесной связи с уменьшением зернистости и слоистости осадков находится интенсивность осадконакопления. Более медленное образование осадков относительно конседиментационных движений приводит к формированию некомпенсированного прогиба.

Верхняя часть формаций, образующихся по данному типу, слагается соляными породами с подчиненными осадками классов $П_3$ и $П_4$ (см. табл. 1). Эти отложения выполняют некомпенсированный прогиб, т. е. наблюдается избыточное осадконакопление.

Наглядный пример объемно-компенсационного типа — иренская часть (или верхнекамская формация) кунгурской галогенной формации Пермского Прикамья, которая состоит из двух толщ: нижней — глинисто-доломито-ангидритовой мощностью от 250 до 460 м при средней 325—350 м и верхней — соляной, седиментационная мощность которой составляет 400—450 м [Копнин, 1973]. Обособление Соликамского солеродного бассейна произошло в раннеиренское время, когда интенсивность тектонического погружения Соликамской впадины увеличилась до 2 мм/год и по южному, западному и северному бортам началось формирование ангидритового вала. Одновременно во внутренних частях бассейна осадконакопление стало отставать от интесивности прогибания, что привело к образованию некомпенсированного осадконакоплением прогиба глубиной 300—350 м (табл. 2). Следовательно, бассейн к концу раннеиренского времени

Таблица 2

Расчет величины некомпенсированного прогиба во время формирования подсоляной глинисто-доломит-ангидритовой толщи Верхнекамского месторождения [Копнин, 1970]

Разновидность пород	Суммарная мощность, м	Скорость осадконакопления, мм/год	Время, тыс. лет	Соответствующее прогибание, м	Разность между прогибанием и отложением осадка, м
Тонкоритмичнослоистые карбонатно-ангидритовые	101,8	1,0	101,8	193,0	—91,2
Доломитовые	93,7	0,5	187,4	356,0	—268,6
Ангидритовые	45,5	2,0	22,7	43	+2,5
Каменная соль	2,0	60,0	0,033	0,07	+2,0
Песчаник	6,5	2,0	3,25	6,2	+0,3
Итого			315,183		—355,0
Иренская формация	660,0		350		

представлял котловину, ограниченную скрытым под водой ангидритовым валом и Уральской сушей [Копнин, 1973; Копнин, Зуева, 1977].

В позднеиренское время в Восточно-Европейском эвапоритовом море повысилась общая минерализация рапы и одновременно понизился гипсометрический уровень водной поверхности. В итоге вершины ангидритового вала достигли поверхности воды, и Соликамский бассейн превратился в самостоятельный изолированный водоем с односторонним подтоком морских метаморфизованных вод. Дефицит водного баланса в условиях аридного климата обусловил прогрессирующее осолонение рапы, уменьшение ее объема и соответственно понижение уровня рапы на сотни метров. В тот момент, когда бассейн из глубоководного становился мелководным и концентрация рапы достигала насыщения по легкорастворимым солям, начинались соленакопление и заполнение некомпенсированного осадконакоплением прогиба.

Другим примером объемно-компенсационного типа являются галогенные отложения Балтийской синеклизы, которые залегают на эрозионной поверхности силурийско-нижнепермских отложений. Галогенная формация состоит из двух частей: нижняя сложена карбонатными породами новоакмянской свиты и нижними ангидритами прегольской свиты, верхняя — каменной солью и верхними ангидритами прегольской свиты. Отношение мощностей 1,2 : 1,5. Обе свиты сопоставляются с серией Верра цехштейновой формации [Строение..., 1977]. Во время седиментации нижней части формации образовывались рифогенные и ангидритовые валообразные формы, располагавшиеся параллельно друг другу. На участке ангидритового вала, высота которого достигала местами 50 м, наблюдалось компенсированное осадконакопление, а во внутренних районах — некомпенсированное. В позднепрегольское время каменная соль выполнила некомпенсированный прогиб. В связи с небольшими величинами некомпенсированного прогиба бассейн на обеих стадиях был мелководным, и поэтому текстурно-структурный облик пород практически остается неизменным.

По такой же схеме формируются соленосные толщи Верра, Стассфурт, Лейне, Аллер цехштейновой галогенной формации Центрально-Европейского бассейна, верхнеюрская галогенная формация Среднеазиатского бассейна и др.

Отношение мощностей нижней и верхней частей объемно-компенсационного типа галогенных формаций изменяется в широких пределах: от 1 : 1 до 1 : 50. Большой диапазон отношений объясняется классом гор-

ных пород, слагающих нижнюю часть формаций. Например, в стассфуртской толще главный доломит (вонючий сланец) может быть отнесен к классу $П_1$ или $П_2$). Время его формирования приблизительно 10 м: 0,01 мм/год = 1 млн. лет. За это время размер некомпенсированного прогиба при скорости тектонических движений 0,1; 0,5; 1; 2 и 5 мм/год составит соответственно 100, 500, 1000, 2000 и 5000 м. Мощность соляных пород достигнет 500—600 м и более. Следовательно, интенсивность тектонических движений в центральной части бассейна была приблизительно около 0,5—1 мм/год.

Изменение скоростей конседиментационных тектонических движений и осадконакопления — основная причина различного соотношения мощностей несоляной и соляной частей объемно-компенсационного типа галогенных формаций.

Наложенно-компенсационный тип галогенных формаций характеризуется тем, что галогенные отложения выполняют некомпенсированные прогибы, образованные в начале эпохи соленакопления. Так как тектоника прямо не влияет на процесс седиментации, то внутри формации соотношение мощностей соляных и несоляных пород изменяется незакономерно как по площади, так и по разрезу. Формации данного типа слагаются породами всех ступеней галогенеза, но чаще всего породами классов $П_3$, $П_4$ и $П_5$ (см. табл. 1).

Наглядный пример данного динамического типа — формирование кунгурской галогенной формации в Бельской впадине Предуральского прогиба. Кунгурская галогенная седиментация осуществлялась в котловине, располагающейся между сакмаро-артинскими рифогенными известняковыми массивами высотой до 1000—1300 м на западе и Уральской сушей на востоке. Мощность галогенных отложений изменяется от 300—400 до 1200—1500 м. Галогенная седиментация началась образованием ангидритового горизонта мощностью несколько десятков метров. Выше располагается соленосный горизонт, сложенный каменной солью мощностью до 500—600 м и ангидритами мощностью до 120—150 м. Соленасыщение колеблется от 48 до 98%, снижаясь на западе до 25—35%. Над рифтовыми массивами галогенные отложения представлены преимущественно гипсами и ангидритами без каменной соли [Иванов, Воронова, 1972].

Другой пример данного типа — соленосная толща Кег-Ривер, развитая в основании формации Маскег на северо-западе Среднедевонского Западно-Канадского бассейна, и пачка Телеграф в более сложных районах этого же бассейна [Жарков, 1974]. Соленосная толща Кег-Ривер мощностью не более 80 м формируется в рифовом бассейне Блэк-Крик, ограниченным Барьерным рифом на площади Зема. Пачка Телеграф также выполняет пространство между рифами Виннипегосис; мощность пачки достигает 100—110 м. Соляные линзообразные тела выклиниваются к бортам рифогенных структур [Жарков, 1974].

Перечисленные динамические типы соленакопления характерны для формаций или их частей, образующихся в тектонических структурах, тектонический стиль развития которых существенно не менялся в периоды осадконакопления, так как интенсивность, темп и область конседиментационных тектонических движений в периоды соленакопления были практически одни и те же. Такие тектонические условия галогенеза приводили к формированию простых галогенных формаций, состоящих из одной соленосной толщи. В тех же случаях, когда тектонические условия галогенеза менялись, это приводило к формированию галогенных формаций, характеризующихся сложным строением не только по разрезу, но и в пространстве. Сложные галогенные формации, таким образом, состоят из сочетания простых динамических типов или простых формаций, которые в дальнейшем целесообразно называть субформациями. Например, в Пермском Прикамье кунгурская галогенная формация в Соликамской впадине состоит из двух субформаций, из которых нижняя (филипповская) представ-

лена наложенно-компенсационным типом, а верхняя (иренская) — объемно-компенсационным. К западу, на перикратонном опускании Русской плиты филипповский горизонт характеризуется равномерно-компенсационным, а иренский — ритмично-компенсационным динамическим типом строения.

Верхняя соленосная толща фаменского возраста в Припятской впадине состоит из двух подтолщ: нижней—галитовой, сложенной преимущественно каменной солью (от 7—30 до 300 м) с тонкими ангидритовыми прослоями (метры и редко 30 м), и верхней — глинисто-галитовой, состоящей из чередования каменной соли (от 3—7 до 35—45 м) и несоляных пород (от нескольких метров до 30—40 м). Соленасыщение верхней подтолщи составляет 80—96 и нижней — 50—70% [Лупинович и др., 1969]. В составе верхней соленосной толщи можно выделить два динамических типа. Верхняя подтолща — пример ритмично-компенсационного типа. Что касается нижней, то при исследовании динамики осадконакопления нужно ее рассматривать в совокупности с подстилающими отложениями. Так, в центральной части Припятской впадины верхняя часть задонско-елецких межсолевых отложений представлена темно-серыми и черными битуминозными известковистыми аргиллитами и мергелями, реже известняками и доломитами. Для пород характерны тонкая горизонтальная макро- и микрослоистость и плитчатое строение. Породы сильно окремнелые и содержат большое количество радиолярий. В них встречаются брахиоподы, фораминиферы, остракоды, мшанки, криноидеи и др. Эта фауна, по мнению А. С. Махнач [Литология..., 1966] и В. Г. Кузнецова (1972), носит доманиковый облик и указывает на депрессионные или глубоководные фации. Таким образом, нижняя галитовая подтолща и верхняя часть межсолевой толщи представляют объемно-компенсационный тип. Следовательно, вся верхнедевонская галогенная формация Припятского прогиба может быть расчленена на четыре субформации: 1) нижняя соленосная формация — ритмично-компенсационный тип, 2) нижняя часть межсолевой толщи — равномерно-компенсационный тип, 3) верхняя часть межсолевой толщи и галитовая подтолща — объемно-компенсационный тип и 4) глинисто-галитовая подтолща — ритмично-компенсационный тип.

Заканчивая рассмотрение динамических типов галогенных формаций, необходимо подчеркнуть, что изложенные особенности механизма галогенеза отражают закономерности соленакопления во времени. Представляется целесообразным изучение пространственных взаимоотношений динамических типов в крупных солеродных бассейнах типа Восточно-Европейского, Западно-Канадского, Днепрово-Донецкого, Южно-Сибирского и др.

М. Г. Валяшко, И. К. Жеребцова

СПЕЦИФИКА УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫХ СТАДИЙ ГАЛОГЕНЕЗА

Формирование отложений заключительных стадий галогенеза отличается рядом особенностей, обусловленных тем, что в процессе глубокого сгущения морской воды сокращается объем жидкой фазы при одновременном увеличении объема выделившихся солей. К моменту начала кристаллизации калийных солей объемы сравниваются. Это приводит к тому, что главная масса маточного рассола оказывается распределенной между кристаллами выделившихся солей в донных отложениях. На поверхности в летнее время остается очень небольшой слой, смачивающий поверхность соляных отложений. Солеродный бассейн переходит в стадию «сухого» озера [Валяшко, 1962].

Дальнейшее сгущение маточных рассолов, кристаллизация калийных солей и формирование их в виде отдельных пластов возможно только в случае неравномерного прогибания дна бассейна и сбора маточных межкристальных рассолов, отвечающих калийной стадии сгущения в какое-то понижение, образующееся в результате неравномерного погружения территории солеотложения. Это является непременным определяющим условием формирования отложений заключительных фаз галогенеза.

Для отложений сколько-нибудь значительных количеств солей заключительных стадий галогенеза требуется накопление больших объемов рассолов, отвечающих калийной стадии сгущения. Это возможно только в больших солеродных бассейнах, где благодаря огромным массам испаряющейся морской воды и большим объемам выделяющихся солей на обширной территории при интенсивном прогибании дна бассейна образуются значительные объемы рассолов конечных стадий сгущения. Неравномерное интенсивное прогибание дна бассейна и скопление рассолов конечных стадий в месте прогиба не позволяет калийным солям размазаться и рассеяться среди выделившихся солей.

Направленное перемещение места наиболее интенсивного прогибания дна бассейна позволяет дренировать большие площади бассейна и собирать концентрированные рассолы в достаточно больших объемах. Таким образом, все уменьшающиеся объемы маточных рассолов собираются на участке бассейна все меньшей и меньшей площади. Интенсивное прогибание и перемещение этой зоны позволяет образоваться достаточному слою рассола для дальнейшего испарения и отложения солей конечных стадий галогенеза. Чем глубже развивается процесс галогенеза, тем все большую роль играет неравномерный прогиб территории в его развитии.

По данным М. Д. Диарова (1974), областями наиболее интенсивного прогибания и сбора рассолов конечных стадий сгущения в Прикаспийской впадине являлись: 1) центральная область впадины, включающая Челкарский и Индерский участки и 2) западная область — район Эльтона и Баскунчака.

Расположенная в западной части Прикаспийского солеродного бассейна зона максимального прогиба позволила сосредоточить огромное количество рассолов конечных стадий сгущения морской воды в Эльтоно-Баскунчакской впадине. Весьма существенным фактом является то, что примыкающая к ней (к Эльтоно-Баскунчакской впадине) с запада территория Приволжской моноклинали, где происходило отложение каменной соли, начинает испытывать более интенсивное погружение. И в этот вновь формирующийся прогиб переместились наиболее сгущенные рассолы с окружающих территорий — с западных и восточных областей моноклинали и главным образом с прилегающей к ней с востока западной части Прикаспийской синеклизы. Испарение этих глубоко сгущенных рассолов привело к кристаллизации в пределах Приволжской моноклинали солей конечных фаз галогенеза и в том числе к формированию мощных отложений бишофита. Неоднократно (трижды) испытывала эта территория особенно интенсивное погружение, во время которого образовывались минералы заключительных стадий галогенеза.

Дифференциация соляных минералов по площади развития бассейна соленакопления (преимущественное распространение сильвинитов в пределах Баскунчакской структуры, сильвинитов, карналлитов и прослоев бишофита — в пределах Эльтонского месторождения и мощных мономинеральных толщ бишофитов — в пределах Приволжской моноклинали и Светлоярской площади Прикаспийской синеклизы) позволяет выделить зоны более позднего во времени прогибания, где скапливались сгущенные рассолы и кристаллизовались минералы конечных фаз галогенеза.

Изучение поведения микроэлементов (брома, рубидия) в калийно-магниевых минералах соляных отложений и распределение их по площади бассейна соленакопления позволяют проследить и объективно охарак-

теризовать глубину стадии испарения рассолов, последовательность кристаллизации из них солей на площади и направления перемещения рассолов конечных стадий сгущения, выявив зоны максимального погружения.

Детальное изучение изменений содержаний брома и рубидия по площади развития калийной минерализации позволяет охарактеризовать начальные и конечные стадии их кристаллизации (при нормальном первично-седиментационном генезисе калийных солей), выявить, таким образом, последовательность их кристаллизации и тем самым проследить перемещение зоны максимального прогиба в какой-то определенный момент развития солеродного бассейна. Так, отсутствие в пределах Приволжской моноклинали в подстилающей бишофитовые толщи отложений— карналлитов начальных стадий кристаллизации и обнаружение в ряде площадей карналлитов с высокими величинами бром-хлорного отношения и низкими содержаниями рубидия позволяют сделать вывод, что рассолы, из которых кристаллизовались эти карналлиты, отвечают поздней стадии кристаллизации карналлитов, т. е. карналлиты начальных стадий кристаллизации выделились ранее на других площадях соленакопления. В то же время карналлиты Эльтонского месторождения отвечают начальной, средней и редко конечной стадии кристаллизации. Выделение площадей в пределах Приволжской моноклинали с повышенными содержаниями брома в карналлитах позволяет предположить о более позднем по отношению к другим площадям и по отношению к Эльтоно-Баскунчакской впадине, прогибании этой территории и о поступлении в пределы этих площадей рассолов, частично выделивших калийные соли.

Предварительное изучение особенностей соленакопления в пределах Эльтонского месторождения, выполненное нами совместно с Волгоградской КГЭ и В. С. Деревягиным и др. (1979), показало, что здесь встречаются карналлиты конечных стадий кристаллизации и пласты небольшой мощности бишофитов. Все это говорит о том, что бассейн соленакопления в пределах Эльтонской структуры достигал конечных стадий галогенеза и мог в отдельные периоды времени являться поставщиком рассолов, насыщенных по бишофиту.

Большой интерес с точки зрения выявления направленности перемещения зоны максимального прогибания в пределах бассейна соленакопления представляет распределение брома в бишофитовых толщах. Бром — единственный элемент, содержание которого [Жеребцова, 1970] растет в бишофитах, в процессе их последовательной кристаллизации, что позволяет в полной мере использовать содержание брома и величины бром-хлорного отношения в бишофитах для выяснения последовательности их кристаллизации, что дает возможность установить этапность направленного перемещения зоны максимального прогибания территории бассейна соленакопления.

Изучение распределения брома и изменения величины бром-хлорного отношения по площади бишофитовой минерализации показало, что содержание брома в исследуемых бишофитах и величина бром-хлорного отношения (см. таблицу) отвечают значениям, характерным для бишофитов, выкристаллизовавшихся из морской воды на эвтонической стадии сгущения. Характер изменения бром-хлорных отношений по разрезам бишофитовых толщ и по площади распространения бишофитовой минерализации говорит о нормальной седиментации бишофитов при прогрессирующем испарении эвтонических морских рассолов, о близких условиях кристаллизации бишофитов и стадии испарения эвтонических рассолов в пределах моноклинали.

Наиболее высокие содержания брома и величины бром-хлорных отношений характерны для бишофитов Светлоярской площади, расположенной во внутренней прибортовой юго-западной части Прикаспийской впадины.

Высокие значения бром-хлорных отношений в бишофитах Светлоярской площади (20—24) свидетельствуют о том, что кристаллизация этого

Пределы колебаний величин бром-хлорных отношений в бишофитах и карналлитах на площадях соленакопления Приволжской моноклинали и Прикаспия (данные И. К. Жеребцовой, В. А. Золотаревой)

Площадь	Максимальное содержание брома, %	Пределы колебаний $Br \cdot 10^3/Cl$ по разрезу пласта
Бишофиты		
Городищенская, моноклиналь	0,5	IV цикл, 12—15,6 IV цикл, 12—18
Суводская, »	0,59	III цикл, 15—17,9
Нариманов ская, »	0,53	IV цикл, 12—15,5
	0,63	III цикл, 14,4—18,3
Эльтон, северный участок, Прикаспий		13—17
Светлоярская, Прикаспий	0,8	20—24
Карналлиты		
Нариманов ская, моноклиналь	0,5	III цикл, 8—13,6
Городищенская, »		IV цикл, 7,3—8,3
Эльтон, северный участок, Прикаспий	0,3	5,0—8,0
Данные эксперимента и расчета		
Бишофиты эвтонической стадии сгущения морской воды		
начальная стадия кристаллизации		11,0—14*
поздняя стадия кристаллизации		18—25*
Карналлиты, кристаллизующиеся из морской воды		
начальная стадия кристаллизации		5,4—6,6 **
поздняя стадия кристаллизации		8—10 **
карналлиты эвтонической стадии		10—15 *

* По экспериментальным и расчетным данным И. К. Жеребцовой.
** По экспериментальным и расчетным данным М. Г. Валяшко, Т. В. Мандрыкиной.

бишофита шла из каких-то остаточных, обогащенных бромом растворов. Все это позволяет сделать вывод, что в пределах Светлоярской площади солеродный бассейн испытывал погружение вслед за погружением Приволжской моноклинали и Эльтоно-Баскунчакской впадины, которая в этот период являлась бассейном сбора и кристаллизации солей конечных фаз эвтонических рассолов.

Из этих данных видно, что изменение брома по площади развития бишофитовой минерализации — тонкий геохимический индикатор направленности нисходящих тектонических движений в эпоху соленакопления, в период формирования конечных фаз галогенеза.

Таким образом, только при направленном перемещении зоны максимального интенсивного прогибания в пределах больших солеродных бассейнов могли создаться условия, которые привели к периодическому накоплению больших масс рассолов конечных стадий сгущения и формированию мощных скоплений бишофита.

Р. Мейер

О ГЛУБИНЕ РАННЕЦЕХШТЕЙНОВОГО СОЛЕРОДНОГО БАССЕЙНА

ВВЕДЕНИЕ

Оценка глубины крупных солеродных бассейнов в различные стадии эвапоритовой седиментации является по-прежнему одной из важных проблем соляной геологии. Вопрос о глубине цехштейнового бассейна остается дискуссионным.

Некоторые известные исследователи [Richter-Bernburg, 1955; Kühn, 1955; Borchert, 1959] считают, что цехштейновый солеродный бассейн был относительно глубоким. Это повлияло на созданную Р. Е. Шмальцем [Schmalz, 1969] «океаническую глубоководную модель» крупных солеродных бассейнов. Приведенные Р. Мейером [Meier, 1959a], В. Шлагером и Г. Больцом [Schlager, Bolz, 1977] доказательства наличия в ангидритах серии Верра турбидитов и ангидритовых олистостром принципиально подтвердили эту модель для различных зон цехштейнового бассейна.

В противоположность указанным авторам Г. М. Фридман [Friedman, 1972] при изучении керна скважин, пробуренных в Северном море, выделил среди цехштейновых отложений осадки мелководной зоны сатурации и пришел к выводу, что их условия образования были сходными с верхнемиоценовыми соленосными отложениями Средиземного моря [Hsü, 1972, 1973]. Р. Брунстром и П. Волмслей [Brunstrom, Walmsley, 1969], Я. Тейлор и В. Колтер [Taylor, Colter, 1975] и другие считают, что определенные типы ангидритов цехштейновых отложений Северного моря накапливались в условиях сабкхи. Различие вышеперечисленных точек зрения очевидно, но не столь значительно, как может показаться на первый взгляд, если изменения глубин цехштейнового бассейна связывать не с поднятием и опусканием его дна, а с другими причинами.

Основываясь на особенностях палеотектонического развития Северогерманско-Польской впадины и на литологической характеристике отдельных горизонтов цехштейновых отложений, мы постараемся использовать модель испаряющегося изолированного солеродного водоема К. Я. Хсю [Hsü, 1972, 1973] для определения глубины раннецехштейнового бассейна.

ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЦЕХШТЕЙНОВОГО БАССЕЙНА

Цехштейновый бассейн формировался на определенном этапе истории развития Среднеевропейской впадины, располагающейся в пределах молодой платформы. Закономерности палеотектонического развития впадины отразились в особенностях осадконакопления, что было подробно изучено в Северогерманско-Польской синеклизе [Schwab e. a., 1979]. Как и в других впадинах, на молодых платформах в палеотектонической истории Северогерманско-Польской синеклизы можно выделить четыре стадии: начальную, всеобщего погружения, дифференцированных движений и стабилизации (рис. 1). При выделении стадий палеотектонического развития были учтены наряду со средними скоростями седиментации и денудации история магматизма и некоторые другие особенности развития Северогерманско-Польской синеклизы. Данные о палеотектоническом развитии, приведенные на рис. 1, получены по материалам бурения нескольких сотен скважин, поэтому они позволяют довольно точно оценить колебания дна впадины.

Из рис. 1 видно, что соленосная толща цехштейна формировалась в стадию всеобщего погружения. Ее формационно-тектонические условия образования весьма сходны с теми, которые были характерны для условий накопления многих других крупных соленосных толщ (тип трансгрессивных соленосных толщ) [Meier, 1975b]. Во время всеобщего погружения происходило углубление всех участков цехштейнового бассейна. Однако интенсивность погружений отдельных участков была различной вследствие глыбовых перемещений фундамента. В общее погружение были вовлечены и поднятия внутри бассейна. Палеотектонический режим в этой стадии развития бассейна принципиально исключает значительную инверсию движений и быстрые колебательные подвижки дна бассейна. Этот вывод подкрепляется оценкой скоростей седиментации и сноса, которые были необходимы для заполнения бассейна. Средние скорости

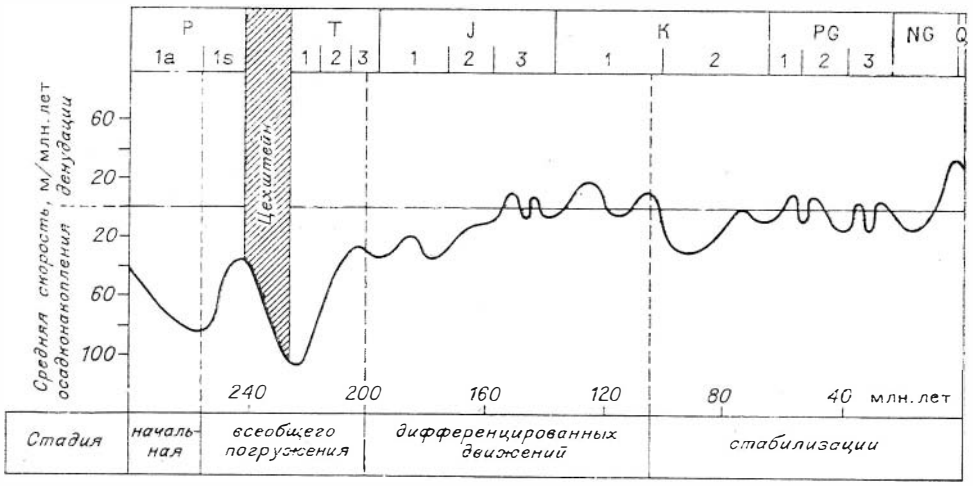


Рис. 1. Средние скорости осадконакопления, денудации и стадии развития Северогерманско-Польской впадины, по Г. Швабу и др. [Schwab e. a., 1979].

P_{1a} — нижняя пермь, отэнский отдел; P_{1s} — нижняя пермь, саксонский отдел.

осадконакопления в стадию всеобщего погружения колебались от 40 до 100 м за миллион лет. В последующие стадии скорости были меньше, и погружения чаще сменялись поднятием. Устанавливаемая нами средняя скорость опускания во время стадии всеобщего погружения, выведенная из приблизительной оценки средней скорости осадконакопления, не так велика, как принимается иногда исследователями для крупных солеродных бассейнов. Средняя скорость опускания составляет $\leqslant$0,1 мм в год. Она на два порядка меньше вычисленной Г. Борхертом [Borchert, Muir, 1964] для времени накопления отложений цехштейна 2 (серия Стасфурт). Средняя скорость опускания в центральных зонах бассейна определяется приблизительно с учетом скорости, унаследованной от саксонского времени ранней перми; вероятно, она составляла менее 1 мм в год. Из этих данных вытекает, что, несмотря на возможные отклонения в средних скоростях опускания во времени различных участков, мобильность цехштейнового бассейна в целом в стадию всеобщего погружения приближалась к мобильности геосинклиналей. Для понимания условий эвапоритовой седиментации в цехштейновом бассейне, особенно в области Северогерманско-Польской синеклизы, следует иметь в виду, что в стадию всеобщего погружения не могло происходить значительного по площади обмеления бассейна в связи с выполаживанием в результате тектонических движений. Все это позволяет считать цехштейновый бассейн глубоководным. Вместе с тем геологические особенности и строение цехштейновых отложений не указывают на их глубоководность (даже карбонатов и сульфатов кальция), а свидетельствуют о многократном чередовании глубоководных, мелководных и даже очень мелководных условий седиментации. Разрешить это противоречие можно на основе модели, предложенной К. Я. Хсю [Hsü, 1972, 1973] для мессинского Средиземноморского эвапоритового бассейна, которая объясняет накопление мощных эвапоритовых толщ в периодически пересыхающем, но морфологически глубоком бассейне.

ИНДИКАТОРЫ ГЛУБИН ЦЕХШТЕЙНОВОГО БАССЕЙНА ВО ВРЕМЯ НАКОПЛЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ СЕРИИ ВЕРРА

Серия Верра в пределах большей части Северогерманско-Польской впадины подразделяется снизу вверх на следующие стратиграфические единицы: медистый сланец, карбонат серии Верра (цехштейновый известняк), ангидрит серии Верра, который во многих зонах подразделяется

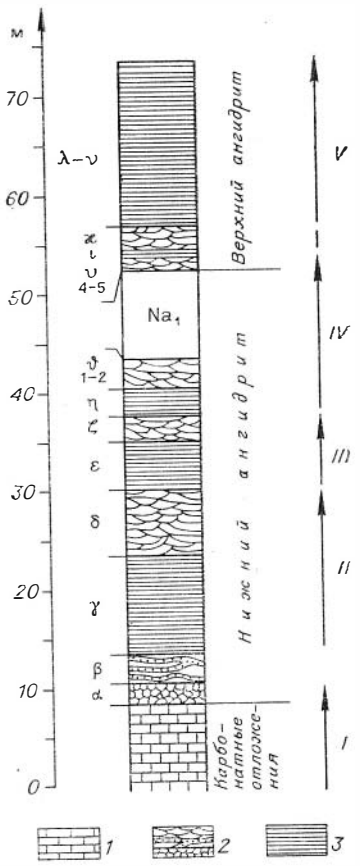


Рис. 2. Типовой разрез серии Верра в центральной части бассейна.

Греческими буквами обозначены слои нижнего и верхнего ангидрита серии Верра: *1* — карбонатные отложения, *2* — флазерные и *3* — ламинитовые ангидриты. Na_1 — каменная соль серии Верра. I—V — циклы седиментации, фиксирующие изменение глубины бассейна в соответствии с циклами поступления и испарения морских вод.

на нижний и верхний ангидрит (рис. 2). Эти стратиграфические подразделения, в свою очередь, расчленяются на более дробные единицы [Jung, 1958; Jankowski, Jung, 1964].

Цехштейновый известняк (Ca 1) вне окраинных рифогенных зон* в нижней своей части состоит из глинистых тонкозернистых известняков (Ca 1α, Ca 1β), содержащих микрофауну, которая свидетельствует об их накоплении в различных эколого-морфологических условиях [Jordan, 1968; Knüpfer, 1967]. В вышележащих слоях цехштейнового известняка (Ca 1γ и Ca 1δ) имеются достаточно определенные признаки, позволяющие судить о глубине их накопления. М. Лангер [Langer, 1977] выделил слои Ca 1γ в объеме онколитовых известняков, содержащих Rhodophyceen. Распространенные в этом известняке оолитовые образования, сложенные ангидритом, сформировались в процессе замещения красных водорослей. Водоросли могли существовать в зоне фотосинтеза, т. е. приблизительно не ниже глубины 150—200 м от уровня поверхности вод бассейна. Однако наиболее благоприятными для их обитания были мелководные участки бассейна. Присутствие прослоев песчаников и терригенного материала (в том числе линз слабо сцементированных красных глин) в слоях Ca 1β и Ca 1γ, а также широкое развитие остатков жизнедеятельности красных водорослей указывают на то, что бассейн в это время был морфологически расчленен и в его пределах существовали палеогеографически выраженные поднятия. Для слоев Ca 1δ характерно преимущественное развитие различных видов столбчатых строматолитов Cyanophyceen. Они перекрываются пластовыми строматолитами, которые вверх по разрезу сменяются ангидритами серии Верра. Слои Ca 1δ насыщены большим количеством желваков и узловатых включений ангидрита, сформировавшихся в диагенезе и деформировавших органогенную структуру карбонатных пород. Смена по разрезу глинистых тонкозернистых известняков онколит-строматолитовыми известняками и присутствие красных водорослей свидетельствуют об обмелении бассейна и даже о его полном высыхании. Это общее микрофациальное расчленение карбонатных отложений цехштейна позволяет наметить латеральные фациально-палеогеографические зоны [Peryt, 1978; Peryt, Piatkowski, 1977]. Небольшие мощности карбонатных отложений цехштейна и малая скорость седиментации в центральных районах бассейна не могут служить доказательством всеобщего выравнивания морфологически различных участков. Поскольку основной причиной обмеления бассейна, начавшегося во время накоплений карбонатных отложений цехштейна, был тектонический режим, можно считать, что уже в начале первого цикла цехштейна существовал водоем с некомпенсированным осадконакоплением и с колеблющимся уровнем вод или рассолов.

* Рифы окраинной части цехштейнового бассейна по современным классификациям [Lowenstam, 1950; Wilson, 1973] не являются настоящими рифами.

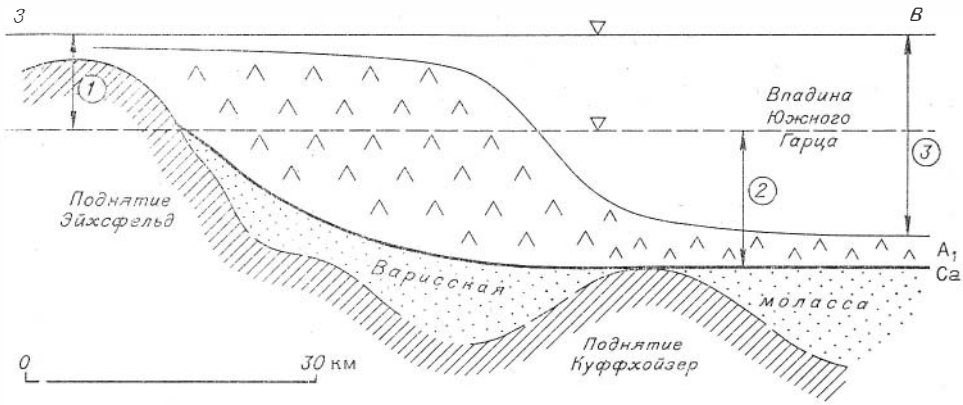


Рис. 3. Особенности распределения осадков во время накопления серии Верра в пределах поднятия Эйхсфельда и впадины Южного Гарца.

Ca_1 — карбонатные отложения серии Верра; A_1 — ангидрит (максимальная мощность в зоне ангидритового вала 330 м, а минимальная в центральной части впадины изменяется от 80 до 60 м). *1* — интервал погружения поднятия Эйхсфельда и впадины Южного Гарца во время накопления ангидрита; *2* — глубина впадины Южного Гарца в конце времени накопления карбонатных отложений; *3* — глубина впадины Южного Гарца в конце времени накопления ангидритов.

Данные для установления фактической глубины бассейна весьма ограничены. Глубина может быть определена только в пределах хорошо палеогеографически изученных зонах бассейна. Одной из таких зон является восточный склон меридионально простирающегося поднятия Эйхсфельд в Северо-Западной Тюрингии (рис. 3). На этом примере рассмотрим историю осадконакопления на протяжении времени формирования отложений серии Верра [Meier, 1977]. На склонах поднятия Эйсхфельд происходит седиментационное выклинивание горизонта цехштейнового известняка (Ca 1). На этом основании можно считать, что центральная часть поднятия Эйхсфельд была приподнята над уровнем вод седиментационного бассейна и находилась в субаэральной обстановке. Вершина поднятия могла возвышаться в пределах от 70 до 100 м, что свидетельствует о слабой ее морфологической расчлененности. Поскольку в конце времени накопления осадков серии Верра поднятие Эйхсфельд было перекрыто ангидритами (с базальными конгломератами в основании), достигающими мощности нескольких десятков метров, то можно предположить, что во время формирования ангидритов серии Верра поднятие погрузилось по крайней мере на 100—130 м. Эти цифры погружения можно увеличить на значение, соответствующее высоте водной массы рассолов, находящейся над поднятием, из которых осаждались сульфаты кальция, так что в среднем погружение может оцениваться приблизительно в 130 м.

Мощность ангидритов серии Верра резко сокращается при прослеживании от склона поднятия Эйхсфельда к расположенной восточнее впадине Южного Гарца. На склоне мощность ангидритов достигает 330 м. Здесь они образуют ангидритовый вал. В соседней впадине их мощность уменьшается до 80—60 м. Если считать, что часть бассейна, находившаяся над поднятием, была мелководной и в зоне ангидритового вала условия для осадконакопления также были мелководными, то глубина во впадине Южного Гарца в конце времени накопления осадков серии Верра могла достигать разности между этими морфологически выраженными участками бассейна и колебаться в пределах от 250 до 270 м. Если поднятие Эйхсфельд и прилегающая к нему впадина погружались с одинаковой скоростью, то в конце осаждения карбонатов серии Верра глубина бассейна была 120—140 м. Подобная же оценка глубин бассейна может быть принята и для Центральной зоны Северогерманско-Польской впадины, где

наблюдаются принципиально аналогичные изменения мощностей стратиграфических единиц серии Верра. Возникает вопрос, сохранилась ли глубина бассейна, которая была получена для конца времени накопления карбонатов нижнего цикла цехштейна, во время накопления ангидритов серии Верра?

Нижний ангидрит серии Верра, за исключением слоев A 1α (см. рис. 2), во внутренних зонах бассейна состоит из многократно чередующихся между собой тонкослоистых ламинитовых и флазерных ангидритов. Верхний ангидрит серии Верра представлен здесь преимущественно ламинитами. Генетическое истолкование этих структурных разновидностей ангидритов до сих пор вызывает разногласия. Наиболее спорным остается генезис ламинитовых ангидритов. По представлениям Г. Рихтера-Бернбурга [Richter-Bernburg, 1955, 1960], ламинитовые слойки — это годичные образования. Чередование ламинитовых, карбонатных и ангидритовых слойков можно объяснить годичными колебаниями концентрации поверхностных рассолов в бассейне, связанными с периодическим притоком морских вод и годовыми изменениями насыщенности водных масс [Braitsch, 1962a, b]. Физико-химические исследования [Jung, Knitzschke, 1960; Jung, 1968] показали, что ламинитовые ангидриты серии Верра образовывались при меньшей концентрации, а флазерные ангидриты осаждались при более высокой солености вод бассейна. Выполненный палеогеографический анализ показывает, что к зонам с наименьшими мощностями ангидритов серии Верра приурочено наиболее значительное количество ламинитовых образований. Их содержание в различных зонах бассейна (как с максимальными, так и с минимальными мощностями) колеблется от 31 до 40% в нижнем ангидрите и от 80 до 85% в верхнем. В пределах палеогеографически единой области бассейна от поднятия Эйхсфельда до впадины Южного Гарца устанавливается, что наиболее значительное по мощности осадконакопление в зоне ангидритового вала происходило одновременно с ламинитовой седиментацией в соседней впадине Южного Гарца. Основная масса сульфатных осадков в зоне ангидритового вала сформировалась к концу времени Верра, т. е. тогда же, когда завершилось накопление основной массы ламинитов. В это время осаждение сульфата кальция на склоне поднятия Эйхсфельда было настолько значительным, что происходило синседиментационное (турбидитное) переотложение ангидритовых осадков, которые распространялись в зону развития ламинитов, где они выклинивались. Это может служить дополнительным доказательством одновременности накопления некоторых типов осадков в зоне ангидритового вала и в погруженных участках бассейна во впадине Южного Гарца. Особенности распространения сульфатных осадков во время накопления верхнего ангидрита серии Верра позволяют предполагать, что осаждение ламинитов над поднятием Эйхсфельда, на его склоне и в прилегающей впадине, вероятно, происходило конседиментационно в соответствии со средним погружением для цехштейнового времени. Это предположение можно сделать и для времени образования ламинитов нижнего ангидрита серии Верра.

При накоплении флазерно-слоистых пород условия седиментации в бассейне были иные. Характерная особенность строения флазерных ангидритов — присутствие среди них включений, прожилок и линз карбонатов мощностью от долей до 10 см, сходных с карбонатными образованиями самой верхней части известняка серии Верра. Они могли накапливаться в результате жизнедеятельности водорослей, прерывавшейся сульфатной седиментацией. Эти водоросли не могли существовать в бассейне, глубина которого достигала 270 м и более. Наиболее благоприятными для их обитания были условия пересыхающего бассейна с глубиной вод до нескольких десятков метров.

Подобные условия седиментации позволяют заключить, что цехштей-

новый бассейн во время накопления осадков серии Верра пережил несколько циклов осадкообразования, во время которых происходили приток морских вод и их испарение. Эти циклы по своей длительности и особенностям осадконакопления разные. Первый цикл начался еще в конце саксонского времени (т. е. до начала цехштейна) и охватывает время накопления медистого сланца и цехштейнового известняка, а также слоев А 1α и А 1β нижних ангидритов серии Верра. Последние формировались в относительно мелководном водоеме с сильно колеблющейся поверхностью вод. Новый цикл начинается с ламинитовых слоев А1γ и вышележащих слоев А1δ. Всего с начала накопления осадков серии Верра до конца времени седиментации нижнего ангидрита выделяется четыре таких цикла (см. рис. 2). Каменная соль серии Верра, завершающая четвертый цикл, фиксирует наиболее мелководные условия седиментации, когда осадкообразование происходило при испарении насыщенных по галиту рассолов в морфологически выраженных впадинах бассейна. Особенности строения верхних ангидритов серии Верра указывают на то, что четвертый цикл отделялся от следующего пятого кратковременной фазой резко меняющихся условий осадконакопления. Пятый цикл начинается всеобщим накоплением в бассейне относительно мощных ламинитовых ангидритовых осадков. Поступление морских вод и их испарение происходили при постепенном тектонически обусловленном погружении бассейна. В середине пятого цикла цехштейна произошло значительное опреснение вод, когда ангидритовая седиментация была прервана осаждением карбонатов серии Стасфурт. Новый цикл испарения вод бассейна хорошо фиксируется по структуре верхних горизонтов карбонатных отложений серии Стасфурт. Он завершается к началу накопления ангидритов одноименной серии (так называемых базальных ангидритов). Влияние процессов испарения во время пятого цикла зафиксировано на значительной территории бассейна и выразилось глубоководным карстообразованием по его окраинам [Nemec e. a., 1978]. Так, в северо-восточных участках цехштейнового бассейна в пределах Польши и Советского Союза карстообразование установлено на глубине более 100 м [Korenevskij, Poborski, 1978].

Формирование карста по окраинам бассейна правильнее всего увязать с понижением уровня поверхностных вод бассейна в результате испарений, а не с одновременным тектоническим поднятием краевых участков водоема стасфуртского времени.

«Трансгрессивный» характер залегания базальных горизонтов цехштейна 3 (серия Лейне) на нижележащих отложениях может быть объяснен почти одновременной инверсией тектонических движений в конце времени Стасфурт. Этим не опровергается представление о сложном характере тектонических подвижек во время существования цехштейнового бассейна. Подобные движения несомненно происходили, но они накладывались на значительные колебания уровня вод бассейна при их испарении.

ВЫВОДЫ

Предложенная модель оценки глубины раннецехштейнового бассейна позволяет увязать структурные особенности карбонатных и ангидритовых пород серии Верра и нижней части серии Стасфурт с условиями их седиментации, а также объяснить образование хлоридных солей в мелководной обстановке [Валяшко, 1962]. Данная модель отклоняет обычно принимаемую гипотезу «тектоники лифта» для всего бассейна или его отдельных частей, которая основывается на односторонней мелководной либо глубоководной концепции солеродного бассейна и согласуется с многочисленным фактическим материалом о значительном понижении уровня вод бассейна при их испарении в стадию всеобщего погружения

Среднеевропейского прогиба. Установленная для впадины Южного Гарца глубина водоема в конце времени Верра (270 м) может быть принята как приблизительная, однако значительно большие или меньшие глубины маловероятны. Частые, но довольно значительные колебания поверхности вод или рассолов водоема происходили в результате испарения в арндных климатических условиях и регулярного поступления морских вод. Этот процесс осуществлялся циклично, хотя намеченные циклы нуждаются в последующем уточнении. Механизмы, которые осуществляли регулярное поступление морских вод в солеродный бассейн, остаются неизвестными. Периодическое поступление новых порций морских вод могло регулироваться (как и в Западно-Канадском бассейне) тектоническими подвижками в области развития рифогенных сооружений северо-западной окраины цехштейнового бассейна (северная часть Северного моря). Применение модели периодического понижения уровня поверхностных вод при их испарении для цехштейнового бассейна позволяет существенно иначе интерпретировать историю его геологического развития, подобно тому, как это сделал К. Я. Хсю [Hsü, 1972, 1973] для позднемиоценового бассейна Средиземного моря.

А. Е. Ходьков, С. В. Ходькова

ГОДОВЫЕ И БОЛЕЕ ДЛИТЕЛЬНЫЕ ЦИКЛИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА И ИХ ОТРАЖЕНИЕ В ПОРОДАХ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Верхнекамское месторождение калийных солей сложено циклически сменяющими друг друга слоистыми породами. Система циклов состоит из нескольких порядков, охватывающих друг друга. Первый, наиболее элементарный цикл — годовой слой. Он состоит из 3—7 прослоев, из которых одни отражают условия седиментации, а другие образовались на более поздних этапах формирования залежи. К седиментационным относятся прослои карбонарно-глинистые, скелетно-зонального галита, сургучно-красного мелкозернистого сильвина и оранжево-красного карналлита. Они составляют первично-седиментационную основу годовых слоев каменной соли, сильвинитовых и карналлитовых пород. Плащеобразно-листообразное распространение соляных прослоев на площади сотен квадратных километров при незначительной, выражающейся миллиметрами их мощности с позиций научных понятий геологии, географии, физики и химии объяснимы только как результат равномерной седиментации по всей площади солеродного бассейна. Расположение перечисленных выше галитовых, сильвиновых и карналлитовых прослоев в системе годового слоя Верхнекамского месторождения точно соответствует условиям и порядку концентрирования и сгущения рапы в годовом цикле поверхностного водоема и является прямым доказательством равномерно действующего на испарительную площадь водного зеркала солнечного испарения, как единственной энергетической причины сгущения рапы и кристаллизации солей. Специфические признаки кристаллизации под действием солнечного испарения несут и некоторые кристаллы галита, сильвина и карналлита седиментационных прослоев годового слоя. Таким образом, бассейновый, связанный со спецификой гидрологического режима (т. е. включающий и гидрохимию и геохимию водоема), и эвапоритовый

(т. е. связанный с испарением воды с поверхности под воздействием солнечной энергии) характеры соленакопления являются эмпирическим выводом из непосредственно наблюдаемых фактов.

Два прослоя годового слоя косвенно отражают связь с придонной рапой водоема. Так, прослой желтовато-розового галита является продуктом растворения (разложения) сверху сильвинового или карналлитового прослоя, показывающего, что оно происходило в период, когда состав и температура рапы определяли недонасыщенность ее хлористым калием или хлористым магнием. Поскольку наблюдаемые мощности указанных прослоев с учетом диффузионного характера разложения калийно-магниевых минералов свидетельствуют о некоторой длительности протекания процессов, факт наличия прослоя желтовато-розового галита высаливания указывает на заметную продолжительность сезона, во время которого рапа была недонасыщена хлоридами калия и магния. Вполне вероятно, что большую часть года рассолы придонной части бассейна не были насыщены этими солями, обусловливая возможность выщелачивания и растворения калийного прослоя. Таким образом, рассматриваемый прослой галита — документ, фиксирующий разбавление, рассолонение рапы солеродного водоема.

Рассолоняющее действие сверху открытого водоема на верхние слои осадка в теплый сухой сезон прекращается и сменяется концентрированием рапы, в ходе которого она достигает точки садки сначала галита, а затем и калийных солей. Очевидно, в некоторый момент на границе и в самой верхней части осадка, подвергшейся диффузионной деконцентрации, возникает инверсия плотностей, обусловливающая конвекционное опускание вниз более тяжелых растворов и встречное снизу вверх поднятие струй менее плотных растворов деконцентрированной рапы прослоя и ниже расположенной зоны менее минерализованных рассолов. В результате взаимодействия этих потоков (преимущественно в местах поднятия струй менее плотных, существенно хлорнатриевых рассолов вследствие высаливающего действия опускающихся сверху более сгущенных) происходит рост снизу вверх кристаллов серого крупнокристаллического галита. Прослой серого крупнокристаллического галита документирует тот сезон года, когда поверхностная рапа под действием солнечного тепла интенсивно концентрировалась, по степени сгущения и плотности превышала таковые рассолов придонных участков осадка.

Образование желтовато-розового мелкозернистого галита высаливания и серого крупнокристаллического галита, таким образом, тесно связано с существованием бассейна галогенной седиментации. Поскольку развитие указанных прослоев годового слоя обусловлено взаимодействием меняющейся в годовом климатическом цикле рапы бассейна с придонными слоями осадка, эти процессы должны быть отнесены к раннему диагенезу.

Образование остальных прослоев годового слоя непосредственно не связано с рапой водоема. Однако ход постседиментационных процессов на стадиях позднего диагенеза и катагенеза также в значительной мере предопределен особенностями гидрологического режима солеродного бассейна на этапе седиментации преобразующихся осадков.

Калийная часть соляной залежи Верхнекамского месторождения, как показали результаты подробной детальной документации разреза, выполненные В. А. Вахрамеевой, Г. М. Коноваловой и другими исследователями, построена тремя низших порядков многолетними циклами перемежающихся слоистых пород. В интервале от верхней пачки подстилающей каменной соли (начиная от маркирующего горизонта) до пласта БВ Г. М. Коноваловой и Е. Б. Шуйгиной выделено 19 многолетних циклов соленакопления, начало каждого из которых представлено тонкослоистыми глинами, свидетельствующими об отсутствии кристаллизации солей

(вследствие рассолопения рапы бассейна). По их подсчетам, длительность периода рассолопения варьировала от одного до 50—60 лет, чаще составляла 5—10 лет. Испарительное концентрирование рапы переводит цикл в стадию галитовой седиментации, а затем дальнейшее испарительное сгущение рапы с учетом температурных колебаний определило кристаллизацию сильвина и карналлита. Каждый из выделенных многолетних циклов упомянутые авторы подразделили па микроциклы, а весь указанный выше изученный интервал — на два цикла более высокого порядка: первый охватывает верхнюю часть подстилающей каменной соли и вышележащую пачку пластов Кр. III и Кр. II и включает семь циклов первого порядка; второй состоит из 12 циклов первого порядка, охватывая интервал Кр. I — АБ. Начала больших циклов отмечаются малой устойчивостью режима соленакопления, частыми перерывами галогенной седиментации. Верхние части больших циклов характеризуются более устойчивыми условиями высших стадий соленакопления — отложением калийных солей; им отвечают в первом — пласт Кр. II, во втором — пласт В.

Цикличность строения характерна для всей соляной толщи Верхнекамского месторождения в целом. Многолетние колебания режима водоема — концентрации и состава рапы, обозначаемые циклическим строением соляных толщ,— неотъемлемая особенность всех солеродных бассейнов. К настоящему времени, к сожалению, еще не проведено исследований, которые по фактическим данным вариаций состава солей в разрезе точно расшифровали бы режим колебания минерализации и состава рапы бассейна в годовом и многолетнем циклах. Даже прекращение садки солей и отложение лишь карбонатно-глинистых прослоев заведомо свидетельствуют только о снижении концентрации рапы ниже точки насыщения хлористым натрием. Лишь в отдельных случаях, например в пермской Бухмутской котловине, где в результате деконцентрации состав воды бассейна приближался к нормальному морскому, в них развивалась морская фауна, остатки которой приурочены к межсолевым пачкам карбонатно-глинистых отложений. Чаще же, вероятно, степень деконцентрации была меньшей.

Цикличность гидрологической (включая гидрохимическую) истории солеродного бассейна, документируемая литологической цикличностью (чередование в разрезе глин, каменной соли и калийных солей), является достаточным фактическим основанием для заключения о самых существенных чертах палеогидрогеологии (главным образом палеогидрохимии) осадочной толщи в период ее формирования. Каждая часть цикла наряду с отложением соответствующих твердых фаз сопровождалась накоплением захваченной осадком придонной рапы, дающей начало формированию постседиментационных рассольных горизонтов. Поскольку состав рассолов последних в основном унаследуется от рапы поверхностного водоема, гидрохимический профиль формирующейся осадочной системы неизбежно в какой-то мере снизу вверх отражает ту смену параметров концентрации и состава, которая осуществлялась в поверхностном бассейне во времени. Конечно, характер унаследования подземными горизонтами особенностей поверхностной рапы не простой, так как конвекционные, диффузионные и флюидогеодинамические процессы, беспрерывно протекающие на границе поверхностная рапа — осадок и между разными глубинными интервалами наслоения, постоянно нарушали первично-седиментационный гидрохимический профиль. Однако различия состава и концентрации рассолов подземных горизонтов в той или иной мере сохраняются, во всяком случае до вытеснения основных масс подземных рассолов. Быстрый темп отложения осадков Верхнекамского месторождения (устанавливаемый по количеству отложившихся годовых слоев) способствовал активизации процессов вытеснения и разгрузки неодинаковых по физико-химическим параметрам рассолов разных горизонтов и тем самым активи-

зации геохимических и минералообразующих процессов. Конкретный характер протекания указанных явлений определяется особенностями ситуации взаимодействия в системах рассол 1 — рассол 2, рассол 1, 2 — породы 1, 2. Поскольку же первичные параметры взаимодействующих систем задавались условиями седиментации, т. е. гидрологическим режимом водоема, то характер геохимических и минералообразующих постседиментационных процессов на стадиях позднего диагенеза и катагенеза в значительной степени определяется ими.

Из изложенного выше следует, что вся совокупность процессов галогенеза — седиментация, диагенез и катагенез осадков, завершающийся превращением их в литифицированные породы,— прямо или опосредованно обусловлены гидрологической обстановкой, существовавшей на этапе седиментации, и в значительной степени ею предопределены.

В заключение отметим причины и факторы кристаллизации солей в подземной обстановке. Ранее нами отмечалось, что кристаллизация вторичных (неседиментационного генезиса) солевых минералов управляется рядом факторов, главными из которых являются изменение режима давления и высаливающее действие высококонцентрированных растворов солей высшей растворимости. Если роль давления не требует пояснений, то объяснение подземной кристаллизации солей высаливающей способностью рассолов высокой степени сгущения еще не дает конечного ответа так как не поясняет, откуда берутся высаливающие рассолы.

Приведенные выше факты (согласующиеся с принципом классической теории галогенеза) свидетельствуют, что основная масса образующихся в подземных условиях (на стадиях позднего диагенеза и катагенеза) твердых кристаллических солей выкристаллизовывается под высаливающим воздействием высококонцентрированных рассолов эвапоритового происхождения (при участии фактора давления). Существуют различные пути накопления этих растворов в осадке: а) прямой захват твердыми накоплениями слоистого осадка (первично-седиментационный захват); б) конвекционное проникновение в нижерасположенную нелитифицированную толщу осадка; в) придонное и подземное растворение седиментационно выпавших солей высшей растворимости (карналлит, бишофит); г) производные реакции диагенеза и катагенеза.

В постседиментационных процессах формирования соляных отложений участвуют конвекционный, диффузионный и флюидогеодинамический механизмы массопереноса. Конвекционное опускание тяжелых рассолов в период прогрессивного сгущения рапы приводит в благоприятных условиях к накоплению в подземных горизонтах значительных масс высококонцентрированных рассолов, обогащенных солями высшей растворимости и потому обладающих высаливающей способностью. Поскольку во время отложения сильвинитов Верхнекамского месторождения система осадков, накопившихся выше маркирующего горизонта, была достаточно проницаема (так как в ней очень слабо развиты препятствующие конвекционному обмену глинистые разделы, а процессы уплотнения — литификации находились лишь в начальной фазе), в ней были достаточные условия для накопления высококонцентрированных рассолов системы $Cl—KCl—MgCl_2—H_2O$ в количествах, достаточных для высаливания вторичных, постседиментационных солевых образований.

Если формирование высаливающего фактора в осадочном бассейне начинается сверху (под действием солнечного испарения с поверхности водоема), а действие его направлено вниз (в виде своеобразного фронта), то флюидогеодинамическое перемещение из нижних горизонтов менее сгущенных рассолов вверх обеспечивает встречу и взаимодействие двух различных по физико-химическим параметрам фронтов растворов и приводит к многообразным ситуациям, влекущим за собой геохимические и минералогические преобразования на стадиях диагенеза и катагенеза.

А. Л. Протопопов, Е. В. Петров

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ КАЛИЕНОСНЫХ ПОРОД (НА ПРИМЕРЕ ВЕРХНЕКАМСКОГО И СТАРОБИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ)

Практика работы последних лет показала, что даже сравнительно небольшие колебания вещественного состава пород в пределах шахтных полей месторождений калийных солей существенно меняют технологические свойства руд.

Современный облик калиеносных пород обусловлен комплексом седиментационных, диа-катагенетических и гипергенных факторов их формирования и изменения, отражавших естественную эволюцию осадка — породы. Эти факторы контролируют изменчивость минерального состава пород, их текстурно-структурных особенностей в разрезе калиеносных толщ и по их площади, а также определяют особенности распределения второстепенных минералов и редких элементов.

По причине неодинакового методического подхода различных исследователей к изучению вещественного состава калиеносных пород детальные исследования их текстурно-структурных особенностей, характерных для стадий диагенеза, катагенеза и гипергенеза оказались недостаточно изученными. Это привело к тому, что до сих пор не выработано четких петрографических критериев для разных стадий «старения» эвапоритовых отложений. Авторами в основу выделения вторичных текстур и структур калиеносных пород положены принципы стадийности преобразования соленосных отложений, обоснованные с общегеологических позиций М. П. Фивегом (1967). В качестве критериев для выделения различных этапов изменения калиеносных пород авторами были положены: а) количественные взаимоотношения солевых минералов в объеме сезонного прослоя; б) изменчивость минерального состава, связанная с сезонными, годичными, многолетними, вековыми и т. д. колебаниями климатических и тектонических условий существования солеродных бассейнов; в) текстурно-структурный облик пород и его изменчивость в пределах одноименных стратиграфических уровней и в разрезе калиеносных отложений; г) характер взаимоотношений минералов друг с другом (замещения, псевдоморфозы, реликты); д) характер изменения окраски минералов и микровключений в них; е) аутигенное минералообразование; ж) геохимические показатели условий седиментации и преобразований, происшедших в пределах того или иного стратиграфического объема.

Постседиментационные преобразования сильвинитов изучались в сопоставлении с их седиментационным минеральным и химическим составом и текстурно-структурными особенностями.

Количественные соотношения сильвина и галита в сезонных сильвинитовых прослоях Верхнекамского и Старобинского месторождений иллюстрирует рис. 1, из которого видно, что около 80% проб красных сильвинитов попадает в область с содержанием KCl от 55 до 95%, а наиболее распространены в природе галит-сильвиновые породы с содержанием KCl от 80 до 95% (кривая *а*).

На треугольной диаграмме (рис. 2) выделяются три области распространения красных сильвинитов: от 10 до 25% (I), от 35 до 45 (II) и от 45 до 100% KCl (III), соответствующие стадиям кристаллизации сильвин-галитовой, галит-сильвиновой и галитсодержащей сильвиновой пород.

Учет природных количественных соотношений сильвина и галита, отраженных на рис. 1 и 2, позволяет наметить границы качественных изменений в составе сильвинитов, в их текстурных и структурных особен-

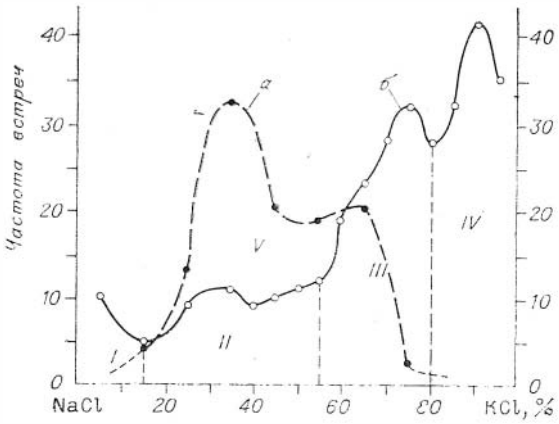


Рис. 1. Кривые распределения сильвинитовых проб по содержанию в них KCl.

а — красные сильвиниты; *б*—пестрые сильвиниты. I — V— поля: I — сильвинсодержащей каменной соли, II — сильвин-галитовых пород; III — галит-сильвиновых пород; IV — галитсодержащих сильвиновых пород; V — пестрых сильвинитов.

ностях, определить последовательность и направленность переходов между ними.

Наборы седиментационно образованных сильвинитов обладают определенными соотношениями составляющих их компонентов, таких как NaCl, KCl, $MgCl_2$, $CaCl_2$, карбонатно-глинистый материал, $CaSO_4$, Br^{1-}. Эти компоненты дают определенный тип кривых их распределения в разрезах калиеносных пачек [Протопопов и др., 1978] (рис. 3, P-I).

На рисунке представлены кривые изменения химического состава годичных сильвинитовых пачек и каменной соли в разрезе сильвинитового пласта III калийного горизонта Старобинского месторождения вблизи тектонического нарушения.

Установлено, что нормальному разрезу калиеносных пород (P-I) отвечает обратная зависимость между содержаниями KCl и Br^{1-} и $CaSO_4$, $CaCl_2$ и Н. О.

Изучение распределения красных сильвинитов по размерам слагающих их зерен сильвина и галита показало (рис. 4), что до 80% зерен сильвина из пород Старобинского и Верхнекамского месторождений занимают область 0,25—2,0 мм. При этом около 60% всех зерен сильвина по своим размерам не превышают 0,25—1,5 мм. Лишь 20% зерен имеют размеры от 2,0 до 4,0 мм.

Сходны и кривые распределения сильвинитов по размерам зерен галита (см. рис. 4), построенные для соответствующих прослоев.

Диагенетические изменения калиеносных пород имеют региональный характер, обусловленный региональным характером факторов, его вызывающих: относительно свободной фильтрацией внутрисолевых вод через пористый солевой осадок [Козлов и др., 1973; Варламов и др., 1978], влиянием температуры на отложение и растворение донных осадков и вод поверхностного стока на материнскую рапу.

Фильтрация внутрисолевых вод через пористый калийный осадок вызывает образование разно- и равнозернистых структур. Начальные

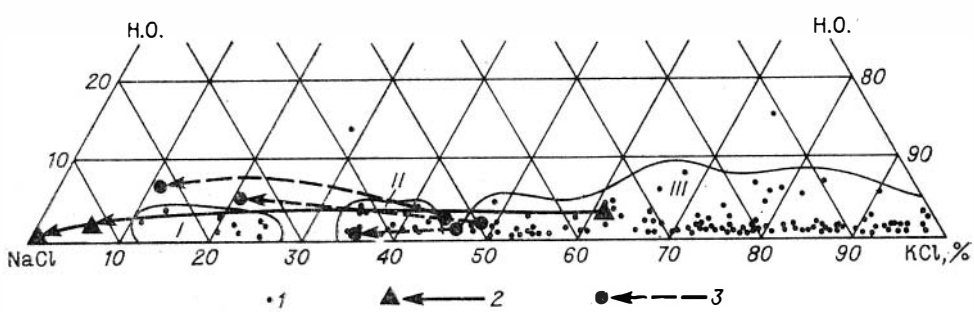


Рис. 2. Диаграмма состава красных сильвинитов.

1 — составы сезонных прослоев красных сильвинитов; *2* — изменение состава частных проб красных сильвинитов в направлении от нормального разреза к тектонической зоне (катагенез); *3* — изменение состава частных проб красных сильвинитов в направлении от нормального разреза к краевой зоне (гипергенез). Ост. усл. обозн. см. на рис. 1.

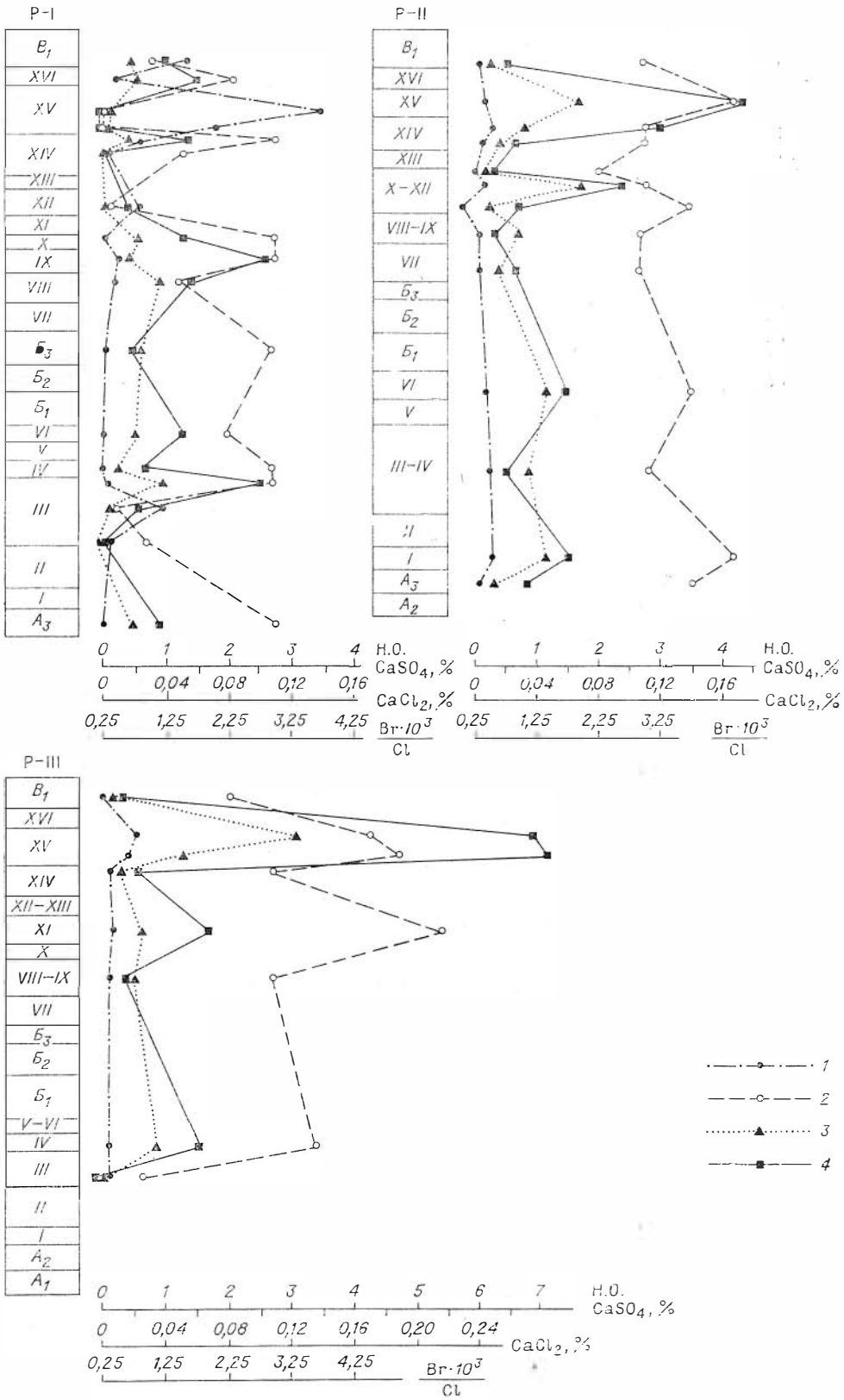


Рис. 3. Диаграмма распределения компонентов в различных типах разрезов пород III калийного горизонта.

1 — бромхлорные отношения; 2 — $CaCl_2$; 3 — $CaSO_4$; 4 — Н. О.

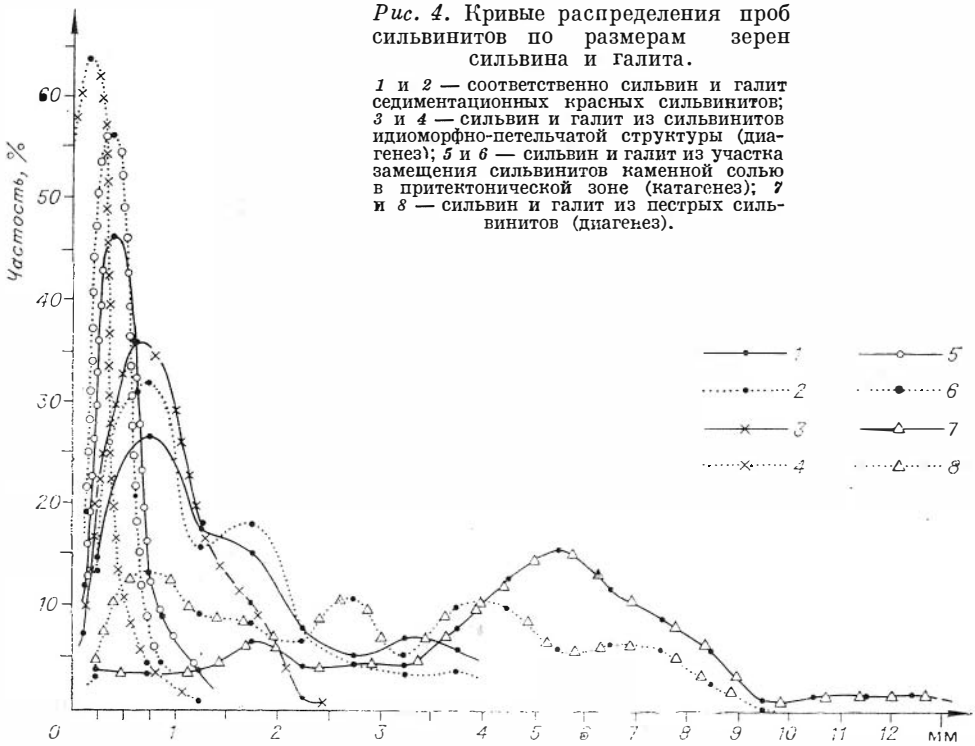


Рис. 4. Кривые распределения проб сильвинитов по размерам зерен сильвина и галита.

1 и *2* — соответственно сильвин и галит седиментационных красных сильвинитов; *3* и *4* — сильвин и галит из сильвинитов идиоморфно-петельчатой структуры (диагенез); *5* и *6* — сильвин и галит из участка замещения сильвинитов каменной солью в притектонической зоне (катагенез); *7* и *8* — сильвин и галит из пестрых сильвинитов (диагенез).

стадии преобразования осадка — породы связаны с частичным растворением сильвина и появлением разнозернистых идиоморфно-поровой и идиоморфно-петельчатой структур [Протопопов, 1971], образованных крупными ксеноморфными зернами сильвина и мелкими изометричными или идиоморфными зернами галита высаливания (рис. 5).

Более глубокая переработка сильвинитов приводит к появлению равнозернистой реликтовой структуры сильвинитов, в которой размеры зерен сильвина соизмеримы с размерами зерен галита высаливания (рис. 6). Породы характеризуются пониженными по сравнению со средними содержаниями KCl, пятнистой буровато-красной окраской за

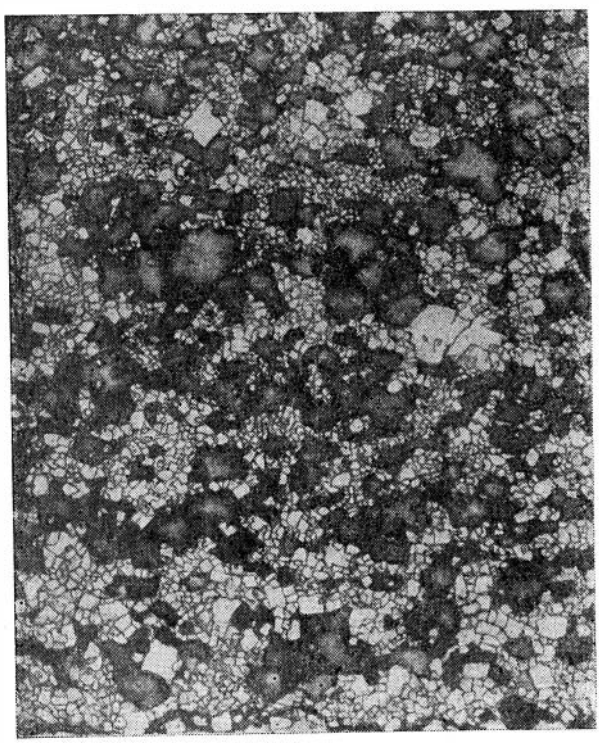


Рис. 5. Разнозернистая идиоморфно-петельчатая структура красного сильвинита. Темное — сильвин, мелкие светлые зерна — галит высаливания. Нижний сильвинитовый пласт III калийного горизонта Старобинского месторождения. Без анализатора, ув. 7 *.

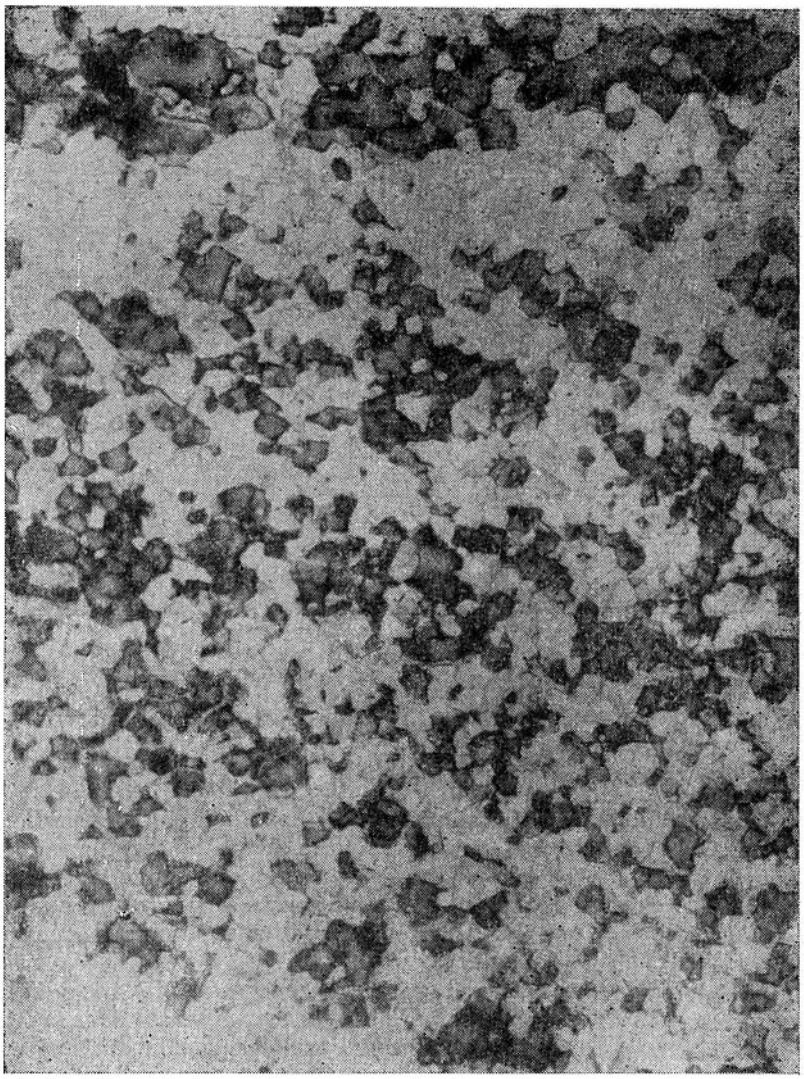


Рис. 6. Равнозернистая структура сильвин-галитовой породы. Темное — реликты сильвина, светлое — галит высаливания. Кровля верхнего пласта красных сильвинитов II калийного горизонта Старобинского месторождения. Без анализатора, ув. 7 *.

счет реликтов сильвина и гидроокисных соединений железа во вторичном галите.

Сезонные разбавления материнской рапы и колебания температуры во время седиментации калийного осадка вызывали региональное срезание верхних частей прослоев и спорадические замещения сильвина галитом (рис. 7). Это явление закономерно нарастает к верхам калиеносных пачек вплоть до образования прослоев псевдосильвинитов [Лупинович и др., 1969].

Реликтовые структуры замещения сильвина галитом сопровождаются некоторым «покраснением» близлежащих галопелитов (вынос железа), увеличением в них содержаний KCl, $MgCl_2$, $CaCl_2$, укрупнением зерен сульфатов и карбонатов (инкрустационные, венцовые структуры).

Вторичные карналлитсодержащие сильвиниты образуются благодаря проникновению седиментационных растворов в пористую галит-карналлитовую породу. При этом частичное или полное разложение карналлита

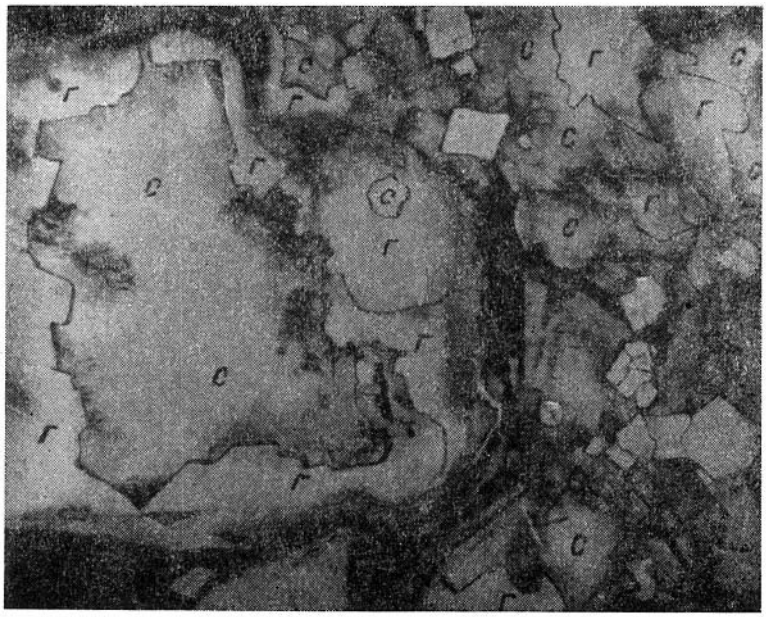


Рис. 7. Разнозернистая структура неполного замещения сильвина (с) галитом (г). Четвертый слой нижнего пласта красных сильвинитов II калийного горизонта Старобинского месторождения. Без анализатора, ув. 25*.

приводит к возникновению вторичных разнозернистой и каемчатой структур, массивной и пятнистой текстур [Атлас..., 1974]. Прослои этих пород сложены неравномерно распределенными участками галита высаливания, ксеноморфных реликтов карналлита и зерен вторичного сильвина. Галит высаливания часто содержит обильные остатки гидроокисных соединений железа.

Захоронение в межкристальном пространстве или фильтрация через пористый сильвиновый осадок хлормагниевых маточников нередко приводит к образованию разнозернистых каемчатой (начальные стадии) или реликтовой (конечные стадии) структур замещения сильвина карналлитом (рис. 8) [Лупинович, Протопопов, 1968].

Исследования так называемых «пестрых» сильвинитов, проведенные в последние годы [Иванов, Воронова, 1975; Кудряшов, 1977], подтверждают гипотезу диагенетического их происхождения за счет первичных карналлитовых пород.

Содержание в пестрых сильвинитах хлористого калия (см. рис. 1), средние размеры слагающих их минералов (см. рис. 4), компонентный и микрокомпонентный состав не соответствуют «нормальным» сильвинитам.

Для них характерны гигаптозернистая структура, молочно-белая (часто с красными каемками) окраска зерен сильвина, нередкая синяя окраска зерен галита, обильные газово-жидкие и галитовые микровключения, массивная или неотчетливо-слоистая текстуры. Линзы, пласты пестрых сильвинитов часто одновозрастны с карналлитовыми отложениями, с которыми их связывают различной морфологии переходы.

Более мелкие тела пестрых сильвинитов обычно контролируются трещинами, дизъюнктивными или пликативными тектоническими нарушениями и являются катагенетическими образованиями массивной или брекчиевидной текстур.

Литолого-геохимическим изучением катагенетически измененных калиеносных пород у зон тектонических нарушений [Козлов и др., 1973;

Рис. 8. Разнозернистая реликтовая структура почти полного замещения сильвина (с) карналлитом (к); г — галит. Второй слой глинисто-карналлитового пласта III калийного горизонта Старобинского месторождения. Без анализатора, ув. 6*.

Протопопов и др., 1978] установлен последовательный и закономерный характер изменения их текстурно-структурных особенностей, химического и минерального состава в направлении от нормального залегания к тектоническим нарушениям.

Последовательное выпадение из разреза сезонных сильвинитовых прослоев приводит к общему уменьшению мощности слоев и пластов в целом [Протопопов и др., 1978]. В направлении тектонического нарушения наблюдается относительное возрастание содержаний $CaSO_4$ и нерастворимого остатка в участках замещения сильвина галитом, $MgCl_2$ и $CaCl_2$ в целом по разрезу пачки (см. рис. 3, Р-II и Р-III). Между содержаниями этих компонентов появляется четкая прямая зависимость.

Формирование калиеносных пород у зон тектонических нарушений связано с последовательным частичным и полным замещением сильвина галитом, частичным и полным выносом и переотложением по трещинам сильвина, частичным выносом и перекристаллизацией галита. Эти изменения происходили в результате заложения и развития системы близких к вертикальным и системы горизонтальных трещин. При этом широко распространились реликтовые структуры замещения сильвина галитом (рис. 9), участки и прослои равнозернистых псевдосильвинитов, участки разнозернистых сильвинитов вторичной ориентированной структуры. Массивная или слоистая текстура прослоев сменялась пятнистой, вкрапленной, реликтовой полосчатой (рис. 10).

Нерастворимые остатки и галопелитовые прослои вблизи тектонических нарушений характеризуются выносом из них KCl, частичным растворением и перекристаллизацией NaCl, увеличением относительного содержания в них $CaCl_2$, $MgCl_2$ и карбонатов, образованием аутигенного кварца и полевого шпата, укрупнением зерен карбонатов и ангидрита.

На рис. 2 треугольниками показаны составы одного и того же прослоя на разных расстояниях от тектонического нарушения, а сплошная стрелка характеризует изменение состава пород в направлении от «нормальных» сильвинитов к псевдосильвинитам.

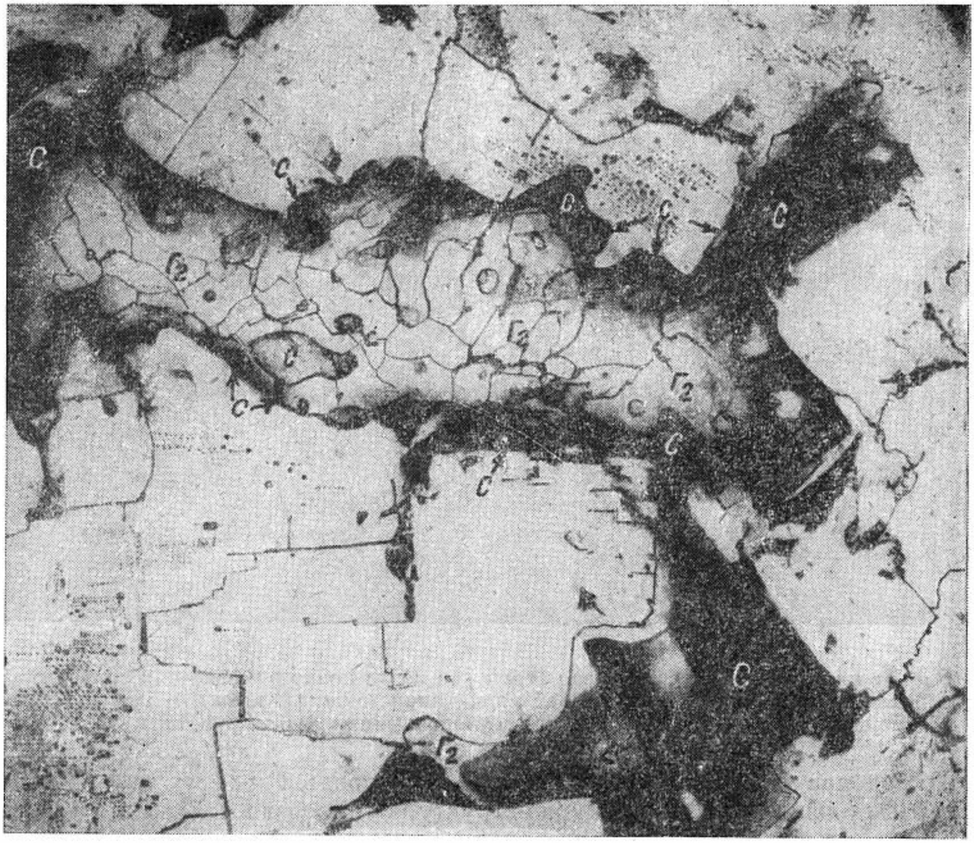


Рис. 9. Разнозернистая реликтовая структура замещения сильвина (с) галитом (г) у тектонического нарушения. Сильвинитовый пласт III калийного горизонта Старобинского месторождения. Без анализатора, ув. 6*.

Проникновение седиментационных рассолов в породы с нарушенной сплошностью вызывает образование структур сильвинсодержащих пород, заполняющих трещины. Мощность трещин колеблется от сотых долей миллиметров до нескольких десятков сантиметров. Разнообразие структур этих пород является функцией от мощности трещин. Для мелких трещин (до нескольких сантиметров) характерны ориентированная или параллельно-волокнистая, реже разнозернистая структуры [Атлас..., 1974]. Для крупных трещин типичны весьма крупно-, гиганто- или разнозернистая (рис. 11) структуры с характерной массивной текстурой пород, заполяющих трещину.

В участках месторождений, подвергшихся влиянию гипергенных агентов, сверху вниз происходит последовательное замещение сильвина галитом вплоть до полного выщелачивания сильвинитовых прослоев.

Это хорошо видно на рис. 2, где крупными круглыми точками показаны составы сильвинитового прослоя на разном удалении от зоны полного выщелачивания II калийного горизонта Старобинского месторождения. Штриховые линии со стрелками показывают направление изменения состава сильвинитов.

Как и в притектонических зонах, в направлении от нормального разреза пласта к краевой части залежи наблюдаются сменяющие друг друга по простиранию зоны спорадических замещений сильвина галитом, псевдосильвинитизации, полного выщелачивания KCl и частичного — NaCl, наконец, зоны спорадического огипсования, полного выноса $CaCl_2$ и $MgCl_2$, содержащие тонкие прослои гидроокисных соединений железа в качестве

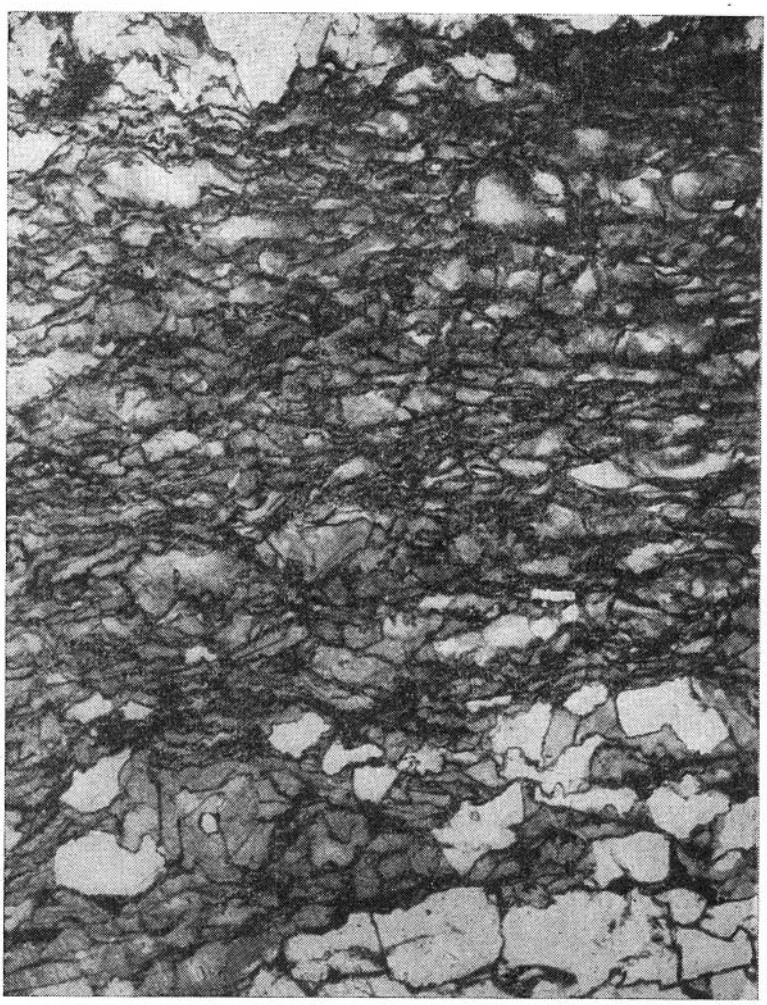


Рис. 10. Реликтовая полосчатая текстура псевдосильвинита, образованная гофрированными полосами — прослоями гидроокисных соединений железа во вторичной каменной соли у тектонического нарушения. Сильвинитовый пласт III калийного горизонта Старобинского месторождения. Без анализатора, ув. 4*.

нерастворимых остатков от выщелоченных сильвинитов. В составе карбонатов отмечается увеличение количества связанного с ними Mn [Петров, Поликарпов, 1977].

Изменения происходят и в глинистой составляющей галопелитов вблизи краевых зон: нарастает содержание гематита, наблюдаются следы монтмориллонита, а основной компонент глинистых фракций — диоктаэдрическая гидрослюда — отличается появлением в ее кристаллической решетке разбухающих слоев. Это явление исследователями характеризуется как деградация гидрослюды [Глинистые минералы,.., 1976] и связывается с выносом из ее решетки межслоевого калия и замещением его гидроксонием.

Таким образом, вблизи участков калиеносных отложений, затронутых гипергенными процессами, наблюдается весь известный (см. рис. 7—10) спектр вторичных структур и текстур, образование которых провоцировалось постепенным и последовательным выщелачиванием сильви-

Рис. 11. Разнозернистая структура сильвинита, заполняющего трещину у тектонического нарушения. Сильвинитовый пласт III калийного горизонта Старобинского месторождения. Без анализатора, ув. 5*.

нитов, каменной соли и растворимых солей из галопелитов. Это — реликтовые структуры частичных замещений сильвина галитом, равнозернистые реликтовые структуры псевдосильвинитов, каемчатые, венцовые, инкрустационные разнозернистые структуры участков огипсования и карбонатизации. Слоистые и массивные текстуры калиеносных пачек сменяются реликтовыми пятнистыми, тонкослоистыми, брекчиевидными, порфировидными, трещинными.

Номенклатурно-классификационная шкала седиментационных и постседиментационных калиеносных пород

Стадия	Порода	Структура	Текстура
Седиментогенез	Сильвинсодержащая каменная соль	Средне-, крупно- и весьма крупнозернистая	Массивная, слоистая, петельчатая
	Сильвин-галитовая	Разнозернистая (от средне- до весьма крупнозернистой), ориентированная, каркасная	
	Галит-сильвиновая		
	Галитсодержащая сильвиновая		
	Карналлит-галит-сильвиновая, сильвин-галит-карналлитовая	Разно-, весьма крупно- и гигантозернистая	Массивная, пятнистая, неотчетливо-слоистая
Диагенез	Сильвинсодержащая каменная соль, сильвин-галитовая, галит-сильвиновая	Разнозернистая, неотчетливо-ориентированная, идиоморфно-поровая, идиоморфно-петельчатая	Массивная, пятнистая, неотчетливо-слоистая
	Псевдосильвиниты	Равнозернистая реликтовая, разнозернистая	Массивная, полосчатая
	Сильвин-галит-карналлитовая, карналлит-галит-сильвиновая, карналлит-сильвин-галитовая	Реликтовая разнозернистая, идиоморфно-поровая, идиоморфно-петельчатая, каемчатая	Массивная, пятнистая, неотчетливо-слоистая
	Карналлитсодержащие сильвиниты	Реликтовая, разнозернистая, каемчатая	Массивная, неотчетливо-слоистая, пятнистая
	Пестрые сильвиниты	Гигантозернистая, блочная, шпатовая, весьма крупнозернистая	Массивная, неотчетливо-слоистая
Катагенез	Сильвинсодержащая каменная соль, сильвин-галитовая, галит-сильвиновая	Реликтовая разнозернистая, неотчетливая ориентированная	Пятнистая, массивная, неотчетливо-слоистая
	Галит-сильвиновая, сильвин-галитовая (переотложенная)	Ориентированная, разнозернистая	Массивная, пятнистая, тонкослоистая, реликтовая
	Псевдосильвиниты	Равно-, разнозернистая	
	Пестрые сильвиниты (гнездовидные, линзовидные тела)	Гигантозернистая, блочная, шпатовая, разнозернистая	Массивная, брекчиевидная
	Трещинные образования	Разнозернистая, ориентированная, параллельно-волокнистая, параллельно-шестоватая	Массивная

Окончание таблицы

Стадия	Порода	Структура	Текстура
Гипергенез	Сильвинсодержащая каменная соль, сильвин-галитовая	Реликтовая, разнозернистая, неотчетливо-ориентированная	Массивная, пятнистая, неотчетливо-слоистая
	Псевдосильвиниты	Равно-, разнозернистая	Массивная, тонкослоистая (реликтовая)
	Глинистые гематитсодержащие галитовые	Разнозернистая, каемчатая, инкрустационная, венцовая	Неотчетливая тонкослоистая, брекчиевидная, трещинная

На рис. 12 показаны типичные признаки сильвинитов, характерные для различных стадий их преобразования (текстуры, структуры, минеральные новообразования, некоторые элементы). Ширина поля соответствующего признака пропорциональна относительной его распространенности на той или иной стадии.

Вышеизложенные материалы позволяют наметить последовательный и закономерный набор постседиментационных изменений, отражающий эволюцию калиеносного осадка — породы за геологическое время.

Общими чертами всех трех стадий преобразования пород являются 1) спорадическое, частичное или полное растворение и замещение сильвина галитом; 2) вынос и переотложение KCl; 3) образование зон (прослоев, слоев, пачек) псевдосильвинитов; 4) последовательный и направленный

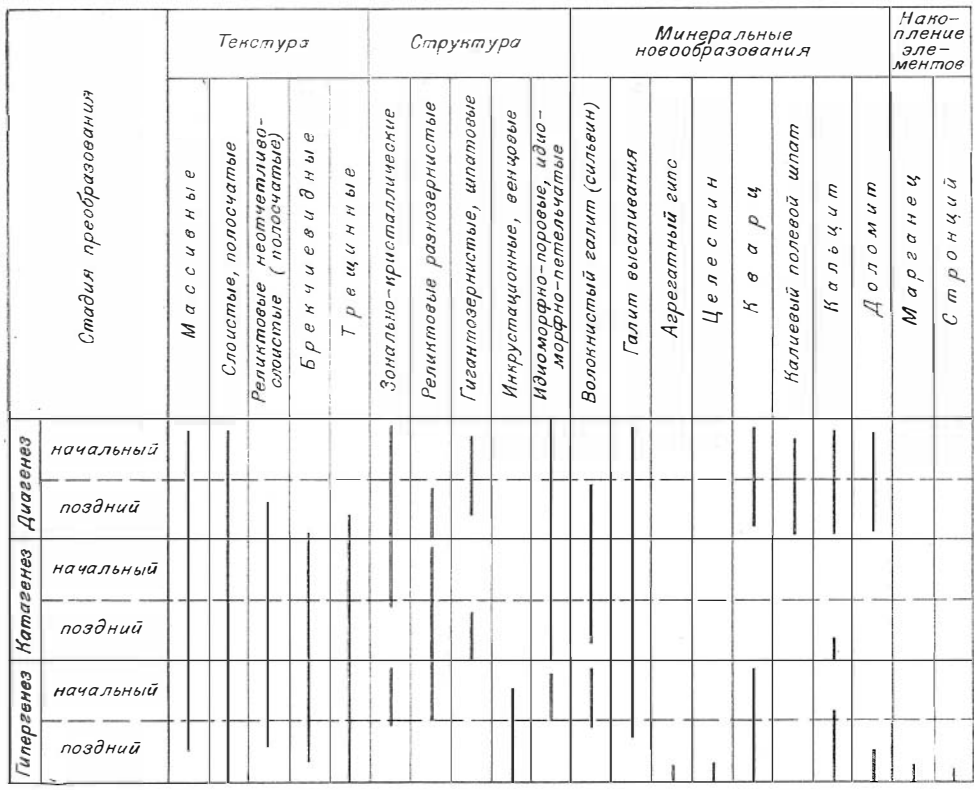


Рис. 12. Типичные признаки сильвинитов на стадиях диагенеза, катагенеза и гипергенеза.

характер изменения текстурного и структурного облика пород в их разрезе и по простиранию; 5) закономерная изменчивость компонентного состава сильвинитов (сильвинит-сильвин-галитовая порода — псевдосильвинит-каменная соль); 6) закономерная изменчивость компонентов-примесей (карбонаты, сульфаты) и галопелитов (хлориды, сульфаты, карбонаты, гидрослюда и т. д.).

Анализ приведенных выше материалов позволил составить номенклатурно-классификационную шкалу седиментационных и производных от них постседиментационных калиеносных пород (см. таблицу), на которой представлены все разновидности первичных и вторичных сильвинсодержащих пород и соответствующие им наборы типичных текстурных и структурных признаков.

Р. Г. Осичкина, Х. Н. Тилляходжаев, М. Назарова, М. Муминджанова

ЗНАЧЕНИЕ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ ПРИ ВЫЯСНЕНИИ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ СОЛЯНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ПОИСКАХ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ

Практика ввода в действие новых калийных предприятий показала, что зачастую результаты геологоразведочных данных, на основе которых они проектируются, не удовлетворяют требования промышленности; это создает затруднения при эксплуатации месторождений. Не менее важной проблемой остается разработка поисковых критериев на калийные соли [Месторождения..., 1973]. Как разведочные работы, так и промышленная оценка месторождений не могут опираться только на данные беспредельно увеличивающихся буровых работ; они должны иметь четкие, научно обоснованные количественные показатели. Все это вызывает необходимость дальнейшего уточнения и совершенствования требований к изученности месторождений калийных солей. Методическую основу такого изучения составляют общие геологические и геохимические концепции строения и размещения калиеносных залежей и конкретные знания латеральных особенностей исследуемой галогенной формации, обусловленных генезисом.

Восстанавливая былые процессы, мы неизбежно обращаемся к «овеществленному генезису», т. е. к составу, структуре и свойствам пород как физических тел, сложенных химическим веществом. При этом необходимо выбрать наиболее информативные для решения поставленной задачи признаки. Они должны быть достаточно чувствительными к изменениям геологических факторов за все время существования пород и хранить в своей «памяти» эти отпечатки так, чтобы они были доступны для «прочтения» в виде физических и химических свойств [Григорьев, 1979].

Известно, что образование соляных отложений — весьма сложный процесс, при расшифровке которого помимо физико-химических законов, управляющих образованием твердых фаз легкорастворимых солей, необходимо учитывать характер влияния поступающих в солеродный бассейн континентальных вод и терригенного материала. При этом возникает своеобразное взаимодействие, которое, с одной стороны, вызывает сдвиги в установившихся в бассейне солевых равновесиях (иногда переводящие рассол в другой гидрохимический тип), с другой — приводит к изменению состава карбонатно-глинистого материала. Результат этого — сложный и разнообразный минеральный и химический состав пород различных галогенных формаций.

Установление геохимического облика отложений и его генетическая интерпретация должны опираться в первую очередь на солевой состав пород, позволяющий на основании объективного фактического материала провести фациальный анализ и воссоздать в общих чертах гидрохимический тип материнских рассолов, определивших направление физико-химического развития бассейна.

В тесной взаимосвязи с этими процессами находится состав карбонатно-глинистых включений. В настоящее время известен ряд глинистых минералов—индикаторов, аутигенное образование которых контролируется физико-химическими условиями солеродного бассейна [Соколова, 1979].

Исключительно важное значение при выяснении геохимических особенностей соляных отложений имеют парагенетические ассоциации минералов и микроэлементов, а также формы нахождения последних. Это обусловлено тем, что распределение каждого из микроэлементов между раствором и кристаллизующимися из него твердыми фазами (численно выражаемое коэффициентом распределения) является величиной достаточно постоянной для данного элемента в каждом минерале. Вследствие этого минералы, содержащие элементы-примеси, могут рассматриваться как химические индикаторы, характеризующие состав среды, из которой они выделялись, и условия, в которых происходило их образование [Валяшко, 1961]. Поскольку некоторые минералы способны выделяться на разных стадиях процесса минералообразования, содержание в них элемента-примеси отражает как изменяющиеся термодинамические условия среды в процессе галогенеза, так и постседиментационные преобразования пород.

Из сказанного ясно, какое важное значение приобретает установление содержания и распределения микроэлементов в соляных отложениях и их взаимоотношений с макрокомпонентами пород. Однако главной задачей при этом является не констатация закономерностей распределения элементов в разрезах и по площади, а их генетическое истолкование.

Часто более показательными оказываются не содержания микроэлементов в породе, а отношения между парами элементов-аналогов (например, Br и Cl; Rb, Tl и K и т. д.), которые складываются в определенных физико-химических условиях, вследствие чего сохраняют устойчивость в различных солеродных бассейнах. Все это требует привлечения большого и достаточно надежного фактического материала по содержанию и распределению микроэлементов в минералах и породах различной фациальной принадлежности, а также экспериментального определения величин коэффициентов распределения микроэлементов в солевых системах для главных породообразующих минералов.

Взаимодействие компонентов в физико-химических системах может быть различным. Это либо химическое взаимодействие, приводящее к образованию химических соединений (бертоллид, дальтонид), либо образование твердых растворов (изоморфных смесей), либо отсутствие всякого взаимодействия и обособление компонентов в виде самостоятельных структурных составляющих — механических смесей. В этом случае соосаждение микроэлемента контролируется механическим захватом маточника растущими кристаллами либо адсорбцией на их гранях. Из всех перечисленных типов взаимодействия наиболее изученным и в тоже время генетически информативным является второй, приводящий к образованию изоморфных смесей. Известно, что на изоморфную взаимозаместимость атомов в кристаллах твердых растворов помимо термодинамических условий среды влияют, по крайней мере, четыре фактора: химическая индифферентность атомов, их размер, сходство природы межатомных связей, изоструктурность кристаллов. Располагая этими данными, можно предвидеть возможность изоморфного замещения и условия их осуществления.

Известно, что принцип термодинамического подхода к анализу распределения макро- и микроэлементов между равновесными фазами одинаков, но в случае элементов-примесей описание этого распределения существенно упрощается вследствие того, что изменение концентраций микроэлементов практически не оказывает воздействия на коэффициент активности всех компонентов, входящих в рассматриваемые фазы, включая сами микроэлементы. В результате для термодинамического анализа распределения микроэлементов между фазами физико-химической системы нет необходимости рассматривать полную диаграмму состояния с участием микропримеси в качестве полноправного компонента; для этого достаточно иметь диаграмму состояния системы из одних макрокомпонентов и коэффициенты межфазового распределения микрокомпонентов [Рябчиков, 1972]. В соответствии с этим нами проводились экспериментальные исследования межфазового распределения Rb, Cs, Tl, Cu, Mn, Fe в солевых системах, отражающих состав соляных отложений верхнеюрской формации Средней Азии.

Результаты экспериментальных исследований могут быть проконтролированы термодинамическими расчетами, в основе которых лежит постулат. Согласно ему изменения в системе происходят так, чтобы энергия Гиббса оставалась минимальной. Для расчета коэффициентов распределения используется уравнение $\ln K_i = -\Delta H_{пл}/R(1/T - 1/T^\circ) - \Delta H_{см}/R_T$, где первая часть, по существу, является уравнением Ван-Лаара, которое связывает величину коэффициента распределения с теплотой и температурой плавления примесного компонента (ΔH, T°) и температурой кристаллизации изоморфной смеси (T). Теплота смешения ($\Delta H_{см}$) для различных катионных и анионных примесей в щелочных галогенидах вычисляется в соответствии с параметрами, которые следуют из энергетической теории изоморфизма [Урусов, Кравчук, 1976]: $\Delta H_{см} = 390 x_1 \cdot x_2 (\Delta R/R)^2 \cdot a$, где x_1 и x_2 — мольные доли компонентов, а R — среднее межатомное расстояние, вычисляемое по правилу Вегарда. Согласно приведенному уравнению, в идеальных системах примесь захватывается ($K_i > 1$), если температура плавления чистого примесного компонента (T°) больше температуры кристаллизации изоморфной смеси (T) и допускается ($K_i < 1$), если $T < T^\circ$. Результаты расчета по этой модели согласуются с опытом в пределах 30—40%.

Известно [Валяшко, Петрова, 1976], что для сильвина характер распределения Br и Rb совпадает ($I < 1$), следовательно, содержание обоих элементов в первых порциях кристаллов сильвина будет наиболее низким, а по мере дальнейшей кристаллизации постепенно возрастает (см. таблицу). В случае перекристаллизации сильвина при потере маточных растворов минерал будет обедняться Br и Rb в соответствии с величиной коэффициента распределения. Для карналлита характерна обратная корреляция этих элементов, так как величина коэффициента распределения Br между кристаллами карналлита и раствором меньше единицы, а Rb — больше единицы. В связи с этим содержание Br по мере кристаллизации будет возрастать от первых кристаллов к последним, а Rb — снижаться. При переотложении этот минерал должен обедняться Br и обогащаться Rb. Образование сильвина в калийных отложениях возможно несколькими путями: при кристаллизации минералов из сгущающейся морской воды, при разложении карналлита, при кристаллизации из десцендентных рассолов, растворивших отложения сильвинита. Образование карналлита также может происходить в процессе кристаллизации солей из сгущающейся морской воды, из рассолов, ранее растворивших карналлитовые залежи. Каждому из этих случаев соответствуют вполне определенные экспериментально установленные содержания Br, Rb и соответствующие им значения отношений $Br/Cl \cdot 10^3$ и $Rb/K \cdot 10^4$ [Валяшко, Петрова, 1976].

Коэффициенты распределения микроэлементов в солевых системах

Система	Твердая фаза	T,°C	Микроэлемент, мас. %	n	I	D	λ	Автор
			Рубидий					
$KCl—H_2O$	KCl	0	$10,8—27,5 \cdot 10$	7	—	0,113	—	Г. И. Горштейн, 1958
$KCl—H_2O$		25	$2,97—6,93 \cdot 10$	9	0,462	0,470	—	М. Муминджанова
$KCl—H_2O$		50	$2,98—6,96 \cdot 10$	9	0,407	0,424	—	
$NaCl—KCl—MgCl_2—H_2O$		25	$33,2—71,5 \cdot 10$	22	—	0,10 ÷ 0,01	—	М. Г. Валяшко, Н. С. Петрова, 1973
$KCl—MgCl_2—H_2O$	$KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$	16	$3,2 \cdot 10$	3	21,4	—	—	И. Н. Маликова, 1967
$KCl—MgCl_2—H_2O$		20	$5,9 \cdot 10$	3	22,6	—	—	
$KCl—MgCl_2—H_2O$		25	$2,93—5,5 \cdot 10$	9	11,20	—	—	М. Муминджанова,
$KCl—MgCl_2—H_2O$		50	$3,2—5,9 \cdot 10$	3	11,20	—	—	И. Н. Маликова, 1967
$KCl—MgCl_2—H_2O$		75	$3,2 \cdot 10$	—	5,4	—	—	
$KCl—MgCl_2—H_2O$		76	$5,9 \cdot 10$	—	6,7	—	—	
$KCl—MgCl_2—H_2O$		50	$2,93—5,5 \cdot 10$	9	5,78	—	—	М. Муминджанова
$KCl—NaCl—MgCl_2—H_2O$		30	—	—	—	1,87	—	
$KCl—NaCl—MgCl_2—H_2O$		25	$15,5—27,2 \cdot 10$	11	—	2,44 ÷ 0,18	—	М. Г. Валяшко, Н. С. Петрова, 1976
$KCl—NaCl—MgCl_2—H_2O$		50	—	—	—	1,86	—	
$KCl—NaCl—MgCl_2—H_2O$		80	—	—	—	1,52	—	
			Цезий					
$KCl—H_2O$	KCl	25	$5,8—38,05 \cdot 10$	7	0,125	—	—	М. Муминджанова
$KCl—NaCl—H_2O$		25	$11,20 \cdot 10$	3	0,236	—	—	
		50	$12,22 \cdot 10$	2	0,265	—	—	
$KCl—MgCl_2—H_2O$	$KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$	25	$8,12 \cdot 10$	3	5,96	—	—	
		50	$8,98 \cdot 10$	3	2,84	—	—	
			Таллий					
$KCl—H_2O$	KCl	16	—	3	5,0	—	—	И. Н. Маликова, 1967
$KCl—H_2O$		60	—	3	8,0	—	—	
$KCl—H_2O$		90	—	3	11,8	—	—	
$KCl—H_2O$		25	0,94—6,97	5	18,15	—	—	М. Назарова
$KCl—H_2O$		50	2,44—7,33	6	15,56	—	—	
$NaCl—H_2O$	NaCl	25	2,50—7,63	3	0,091	—	—	
$NaCl—H_2O$		25	2,50—7,63	3	0,150	—	—	
$NaCl—H_2O$		50	2,44—7,33	3	0,067	—	—	
$NaCl—H_2O$		50	9,50—75,34	3	0,150	—	—	

$NaCl—KCl—H_2O$		25	2,31—9,94	3	0,077	0,063	—	
$NaCl—KCl—H_2O$		25	6,46—11,13	3	0,156	0,119	—	
$NaCl—KCl+H_2O$		50	5,79—18,24	3	0,115	0,096	—	
$KCl—MgCl_2+H_2O$	$KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$	20	—	3	3,30	—	—	И. Н. Маликова, 1967
$KCl—MgCl_2+H_2O$		50	2,8—5,0	3	5,60	—	—	
$KCl—MgCl+H_2O$		75	—	3	4,70	—	—	
			Медь					
$NaCl—H_2O$	NaCl	25	0,01—0,23	3	0,065	0,064	0,979	Х. Т. Тилляходжаев
$NaCl—H_2O$		50	0,01—0,22	3	0,072	0,072	0,993	
$KCl—H_2O$	KCl	25	0,009—0,22	3	0,064	0,065	0,978	
$KCl—H_2O$		50	0,009—0,21	3	0,070	0,070	0,970	
$KCl—(AlCl_3)—H_2O$		25	0,012—0,017	4	0,026	0,026	—	
$KCl—NaCl—H_2O$	NaCl	25	0,009—0,250	6	0,157	0,117	0,981	
$KCl—NaCl—H_2O$		50	0,012—0,265	6	0,187	0,102	0,984	
$KCl—NaCl—H_2O$	KCl	25	0,007—0,086	4	0,052	0,024	0,940	
$KCl—NaCl—H_2O$		50	0,009—0,110	4	0,181	0,114	0,960	
			Марганец					
$NaCl—H_2O$	NaCl	25	0,012—0,22	3	0,064	0,062	0,915	
$NaCl—H_2O$		50	0,010—0,24	3	0,073	0,069	0,915	
$KCl—H_2O$	KCl	25	0,010—0,29	4	0,073	0,074	0,940	
$KCl—H_2O$		50	0,015—0,24	3	0,092	0,093	0,840	
$KCl—NaCl—H_2O$	NaCl	25	0,010—0,25	6	0,042	0,080	0,960	
$KCl—NaCl—H_2O$		50	0,010—0,24	6	0,050	0,038	0,974	
$KCl—NaCl—H_2O$	KCl	25	0,005—0,21	6	0,057	0,034	0,940	
$KCl—NaCl—H_2O$		50	0,010—0,25	6	0,080	0,051	0,960	
$KCl—MgCl_2—H_2O$		25	0,013—0,25	3	0,050	0,021	—	
$KCl—MgCl_2—H_2O$		50	0,010—0,09	3	0,070	0,046	—	
$KCl—MgCl_2—H_2O$	$KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$	25	0,010—0,10	3	0,038	0,098	—	
$KCl—MgCl_2—H_2O$		50	0,010—0,10	3	0,046	0,125	—	
			Железо					
$NaCl—H_2O$	NaCl	25	0,010—0,25	3	0,007	0,007	0,982	
		50	0,010—0,23	3	0,010	0,010	0,989	
$KCl—H_2O$	KCl	25	0,007—0,195	3	0,060	0,060	0,930	
		50	0,008—0,197	3	0,068	0,069	0,940	
$KCl—NaCl—H_2O$	NaCl	25	0,010—0,232	6	0,015	0,011	0,921	
$KCl—NaCl—H_2O$		50	0,010—0,236	6	0,029	0,022	0,941	
$KCl—NaCl—H_2O$	KCl	25	0,008—0,200	6	0,032	0,017	0,900	
$KCl—NaCl—H_2O$		50	0,011—0,260	6	0,039	0,025	0,889	
$KCl—MgCl_2—H_2O$		25	0,016—0,230	3	0,036	0,015	—	
$KCl—MgCl_2—H_2O$		50	0,025—0,24	3	0,039	0,025	—	
$KCl—MgCl_2—H_2O$	$KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$	25	0,010—0,250	3	0,051	0,133	—	
$KCl—MgCl_2—H_2O$		50	0,010—0,230	3	0,067	0,181	—	

Нами детально рассмотрены закономерности распределения Br и Rb в соляных отложениях гаурдакской свиты. Характерной особенностью всех исследованных отложений является низкое содержание Br в соляных породах по сравнению с нормальными содержаниями, установленными для соляных минералов, кристаллизующихся при испарении морской воды. Вычисление значений бромхлорных отношений и относительных бромхлорных коэффициентов для различных соляных пород по ряду скважин показало, что дефицит Br составляет 80—60%. Следует отметить также весьма монотонный характер изменения бромхлорных отношений по разрезам. Анализ факторов, причастных к этому, приводит нас к выводу о том, что основные потери Br связаны с перекристаллизацией солей. Только перекристаллизацией пород на раннем диагенетическом этапе можно объяснить различия в величине относительных бромхлорных коэффициентов калийных солей и галита, находящихся в непосредственном контакте и, следовательно, кристаллизовавшихся из одного и того же рассола.

Важным аргументом в пользу высказанной точки зрения является также содержание в породах Rb и величина отношения Rb/K. Отношение содержаний Rb в сильвине и карналлите Карабиля и Карлюка — 3 : 4, что приблизительно в 5 раз выше, чем в первичных минералах. Главным носителем Rb оказывается не карналлит, а сильвин, что четко выражается в величинах коэффициентов корреляции для пары рубидий — сильвин, свидетельствующих о тесной связи между ними.

В литературе отсутствуют сведения о коэффициентах распределения цезия между фазами солевых систем, но известен совершенный изоморфизм Cs с его химическими аналогами — K и Rb, проявляющийся как в металлических системах, так и в ионных соединениях и минералах. Известно, что накопление его в рассолах идет параллельно Rb вплоть до садки карналлита, где Cs, несмотря на несколько больший ионный радиус (1,65 Å), может изоморфно замещать K, образуя цезиевый карналлит. При сопоставлении содержаний Rb и Cs в соляных породах отчетливо видна их сопряженность, численно выраженная в высоких значениях коэффициентов корреляции r_{Rb-Cs} ($r_{выч} = 0{,}68$; $r_{0,05} = 0{,}50$).

Нами экспериментально определены коэффициенты распределения Cs между сильвином и раствором. Поскольку $I_{Cs} < 1$, можно заключить, что Cs в растворах накапливается как на галитовой, так и на сильвинитовой стадии сгущения морской воды; осаждение его в твердую фазу при этом весьма незначительно.

Количество Cs в исследованных пробах, как правило, в 4—6 раз ниже, чем Rb, однако почти на два порядка выше, чем в других месторождениях [Петриченко, Сливко, 1967]. Характерно, что максимальные содержания Cs также установлены не в карналлитах, а в богатых сильвинитах (что подтверждается величиной коэффициентов корреляции для пары цезий—сильвин: $r_{выч} = 0{,}89$; $r_{0,05} = 0{,}50$).

Близость ионных радиусов Tl (1,49 Å), Rb (1,49 Å), K (1,33 Å) и их химическое сродство дают основание предполагать возможность изоморфного взаимодействия. На этом основано, как известно, использование отношений Tl/K и Rb/Tl для выяснения генезиса изверженных пород [Аренс, 1952]. Широкому применению этих отношений в качестве генетических критериев в осадочных породах препятствует недостаточная изученность поведения Tl в осадочном процессе (в частности, в галогенезе). Присутствие Tl в природных калийных солях было установлено некоторыми исследователями в количестве от $0{,}03 \cdot 10^{-4}$ до $1{,}2 \cdot 10^{-4}$% [Буксер, 1935; Забродин и др., 1960; Маликова, 1967].

Данные по коэффициентам распределения Tl весьма малочисленны. Полученные нами результаты показали, что накопление Tl при кристаллизации сильвина и карналлита происходит в твердой фазе. Поскольку

значения коэффициентов распределения Tl для сильвина и карналлита >1, можно ожидать, что перекристаллизация последних должна способствовать обогащению Tl калийных пород вторичной генерации.

Сопоставляя имеющиеся данные по содержанию и распределению микроэлементов, изоморфно входящих в кристаллические решетки солей, мы получаем четко выраженную инверсионную зависимость: чем больше степень обогащения их Rb и Cs тем выше степень обеднения Br.

Это подтверждает результаты петрографических исследований об интенсивных вторичных преобразованиях соляных пород, которые проявились как в десцендентном переотложении солей, их перекристаллизации (в химическом понятии этого термина), так и в инконгруэнтном разложении карналлита. Наряду с этими специфическими чертами, свойственными породам гаурдакской свиты, некоторые особенности их состава обязаны своим происхождением условиям связи солеродного бассейна с морским и континентальным источником питания.

Главная информация по этому вопросу получена при анализе компонентов, входящих в состав нерастворимых в воде остатков. Ценные дополнительные данные дают исследования закономерностей распределения микроэлементов, содержание которых во многом зависит от химического состава пород питающих провинций, глубины их химического выветривания и гидрохимического режима бассейна в момент поступления терригенного материала. В первую очередь это «тяжелые» металлы: железо, марганец, медь.

Имеющиеся в литературе сведения о содержании указанных элементов в соляных породах и минералах, их поведении в процессе галогенеза весьма малочисленны [Борщевский, 1964; Колосов, Пустыльников, 1974], что затрудняет корреляцию зависимости: состав — условия образования.

Физико-химический эксперимент и расчеты, проведенные в соответствии с энергетической теорией изоморфизма, показывают, что при повышенных температурах соединения марганца и магния (а также марганца и кальция) могут давать непрерывные твердые растворы, но по правилу размерной полярности замещение Ca^{2+} на более мелкий Mn^{2+} проходит легче, чем обратное, тогда как замещение Mg^{2+} на более крупный Mn^{2+} относительно затруднено.

Вследствие различия величин электроотрицательности иона Cu^{2+} со всеми прочими компонентами солевых систем мало вероятен изоморфизм этого элемента в солевых минералах, хотя размеры $\left(R_{Cu^{2+}} = 0{,}70\text{Å}\right)$ принципиально допускают вхождение его в кристаллическую решетку солей. В связи с этим исследования по выяснению механизма соосаждения Cu с твердыми фазами в солевых системах проводились нами по двум методикам: исследовались сорбция и соокристаллизация. Коэффициенты распределения Mn (II) и Fe (II) изучались (как и в других системах) методом изотермического снятия пересыщения; при работе с Fe^{2+} во избежание окисления опыты проводились в атмосфере водорода. Во всех случаях $I_{Fe^{2+},Mn^{2+},Cu^{2+}}$ меньше единицы, что свидетельствует о накоплении элементов в растворах; этому, по-видимому, способствует образование хлоридных комплексов [Андреев, Смирнова, 1966].

Полученные данные находятся в полном соответствии с представлениями о поведении указанных элементов в процессе галогенеза, сложившемся при изучении закономерностей их распределения в соляных отложениях. Вследствие этого трудно согласиться с тем, что основной формой миграции «тяжелых металлов» в солеродных бассейнах является механическая, немаловажную роль играют и истинные растворы.

Следует отметить взаимосвязь размещения в разрезах марганца и железа с окислительно-восстановительными условиями осадконакопления, устанавливаемыми в настоящее время ориентировочно по цвету пород.

Отношение Fe^{3+}/Fe^{2+} в подстилающей каменной соли варьирует от 0,6 до 0,8; выше по разрезу оно достигает 1,0—2,0 и лишь в отдельных интервалах, где обнаружен сильвинит, содержание закисного железа несколько возрастает, что делает весьма вероятным присутствие здесь риннеита ($3KCl \cdot NaCl \cdot FeCl_2$), петрографически установленного в аналогичных по составу отложениях Гаурдака. Содержание Mn возрастает вверх по разрезу, т. е. по мере перехода в отложения, сформировавшиеся в более окислительной обстановке, когда происходит переход Mn в высшие формы валентности и сорбция его окислов глинистым материалом возрастает. Это позволяет рассматривать Fe и Mn как индикаторы окислительно-восстановительных условий осадконакопления.

Элементы, накапливающиеся при испарении морской воды вплоть до эвтоники без образования твердых фаз, в частности B и Li, также могут быть использованы при реконструкции генезиса соляных отложений. Проведенные исследования показали, что все породы гаурдакской свиты обеднены данными элементами, однако в распределении B и Li наблюдаются некоторые особенности: все породы северо-восточной части калиеносного бассейна несколько богаче ими и отличаются большим диапазоном колебаний в их содержаниях (коэффициент вариации везде превышает 100%); тип распределения резко асимметричен. В породах месторождений юго-западной части бассейна содержания Li и B более стабильны: дисперсии на 1—2 порядка ниже, коэффициенты вариации редко достигают 40—50%, тип распределения близок к нормальному.

Поскольку ни B, ни Li не входят в кристаллические решетки солевых минералов, они не затрагиваются вторичными преобразованиями. Процессы метаморфизации морской воды и продуктов ее концентрирования насыщенными растворами бикарбоната кальция, как это доказано экспериментально [Галаховская, 1967], также не сказываются на содержаниях B в растворах на любой стадии их концентрирования. Однако, по подсчетам А. В. Николаева (1947), потеря эвтонического рассола, практически не отражающаяся на количестве K и Mg в породах, приводит к утрате всего B. Мы считаем, что именно этот фактор определил низкие содержания B и Li в калийных солях гаурдакской свиты. Некоторые локальные повышения содержаний этих элементов в породах северо-восточной части бассейна связаны с привносом их в составе терригенного материала, где B и Li могли находиться в кристаллической решетке алюмосиликатов в качестве эндокриптной примеси. Эти предположения подтверждаются расчетом величин отношений B/Mg, B/Ca и B/Br в различных типах пород исследуемых месторождений, по аналогии с тем, как это было сделано другими исследователями [Николаев, 1947; Валяшко, 1953; Диаров, 1967] при установлении приуроченности B к стадиям солеотложения. Наиболее чувствительным к изменениям парагенных ассоциаций оказалось отношение B/Br.

Сравнение величин данных отношений в однотипных породах показывает закономерное уменьшение от 0,46—16,38 в Акбаше (что значительно превышает значения для соляных пород морского генезиса) до стабильных величин 0,11—0,47 в Карлюке. Это подтверждает нашу гипотезу об аллотигенном характере B в соляных породах северо-восточной части бассейна и в «морской» его природе в юго-западных отложениях.

Таким образом при выяснении физико-химических условий образования соляных пород по их химическому составу неотъемлемой частью исследований должно стать изучение содержания и распределения в них микроэлементов, корреляционных связей с макро- и микрокомпонентами, а также экспериментальное определение коэффициентов распределения между фазами солевых систем. Эти данные позволяют применить многие микроэлементы в качестве геохимических индикаторов условий образования минералов, пород, месторождений, а также объективных показателей локализации в них калийных солей.

А. И. Азизов, И. Н. Тихвинский

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ, СОСТАВА И ГЕНЕЗИСА ХЛОРИДНЫХ И СУЛЬФАТНЫХ КАЛИЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

Давно установлено существование двух типов калиеносных галогенных формаций, различающихся по набору входящих в их состав калийных и калийно-магниевых солей: хлоридных, в которых эти соли представлены только сильвином и карналлитом, и сульфатных, где наряду с ними присутствуют сульфатсодержащие соли: кизерит, полигалит, каинит, лангбейнит и др. Предполагается [Валяшко, 1962; Жарков и др., 1978], что эти формации возникали в морских солеродных бассейнах, питавшихся в основном океаническими водами, причем состав последних (по крайней мере, после докембрия) был постоянен, а главными причинами минерагенической специализации возникающих в данных бассейнах калиеносных галогенных формаций были палеогеографическая обстановка соленакопления и соотношение между океаническим и континентальным (из зоны гипергенеза) питанием солеродных бассейнов. Однако определенную роль в указанной специализации играли и другие факторы, о чем свидетельствуют описанные ниже особенности строения и состава хлоридных и сульфатных галогенных формаций.

В качестве примеров хлоридных формаций авторами рассмотрены нижнекембрийская формация Восточно-Сибирского калиеносного бассейна, девонские Припятского и Саскачеванского (Канада) бассейнов, нижнепермская Верхнекамского, верхнеюрская Среднеазиатского, меловая бассейна Сержип (Бразилия), а в качестве примеров сульфатных — каменноугольная формация Парадокс одноименного бассейна (США), цехштейновая Западной Европы, пермская группа Очоана Западно-Техасского бассейна (США), неогеновая формация Предкарпатского и четвертичная Данакильского (Эфиопия) бассейна.

Хлоридные формации представляют собой, как правило, один мощный цикл, состоящий из калиеносной мегазоны и мегазоны подстилающей каменной соли; иногда под последней присутствует мощная ангидритовая мегазона. Классический пример таких формаций — кунгурская галогенная толща Верхнекамского бассейна, которая представлена всеми тремя мегазонами. В случае отсутствия обособленной ангидритовой мегазоны в толще каменной соли, подстилающей калиеносную, имеются пласты ангидритов (или гипсов) значительной мощности (формация Прерия-Эвапорайт Саскачеванского бассейна). В тахгидритоносной формации Ибура бассейна Сержип под тахгидрито-калийной мегазоной сульфаты кальция отсутствуют совершенно. Калиеносная мегазона в одних случаях (формация Верхнекамского бассейна) состоит из ряда сближенных калийных пластов, а в других — из двух или большего числа калиеносных подзон, разобщенных мощными пачками каменной соли, часто содержащей рассеянную калийную минерализацию. Кроме пластов каменной соли, в этой мегазоне могут присутствовать пласты глин и мергелей, а иногда (например, в нижнекембрийской формации Восточно-Сибирского бассейна) даже карбонатных пород.

Несколько иначе построены сульфатные калиеносные формации. Во-первых, в них нечетко выражены или вовсе отсутствуют литологические зоны, которые в хлоридных формациях расположены ниже калиеносной, ввиду чего калийная минерализация этих формаций носит «размазанный» характер: почти весь галогенный разрез представлен рядом обычно маломощных калиеносных циклов (классический пример — формация Парадокс). Во-вторых, калиеносные циклы сульфатных формаций

(иногда не все, а только мощные) содержат обособленные пласты сульфатов кальция, которыми нередко и начинаются эти циклы.

Наряду с указанными двумя резко различными по строению и составу типами формаций следует выделять и третий, промежуточный, сульфатно-хлоридный тип. Его формации сочетают характерные черты хлоридных и сульфатных формаций. К данному типу относится, в частности, кунгурская толща Прикаспийского бассейна. В краевых частях последнего ангидритовая и галитовая мегазоны выражены обычно нечетко. Выше, в основании каждого элементарного калиеносного цикла, залегает пласт ангидрита. Калийные соли представлены как хлоридными минералами (сильвином и карналлитом), так и сульфатными (почти исключительно полигалитом). Кроме этих солей, по западной, северо-западной и северной периферии бассейна в больших количествах присутствует бишофит, в меньших — эпсомит и кизерит, причем бишофитоносные циклы, как правило, начинаются с пласта ангидрита. Во внутренних областях бассейна ангидритовые пласты встречаются реже и имеют небольшую (обычно несколько метров) мощность, хотя в ряде районов все же присутствует довольно мощная маркирующая ангидритоносная пачка, известная под названием «главный ангидрит». В большинстве же районов внутренних областей сульфатная калийная минерализация полностью или почти полностью отсутствует [Азизов, Тихвинский, 1978], калийные и калийно-магниевые соли представлены только сильвином и карналлитом, распределенными почти по всему разрезу кунгурской соленосной толщи. На обширных пространствах, примерно в пределах Аралсорской и Хобдинской геофизических аномалий, отсутствуют и хлористые калийные соли (более или менее заметные их скопления).

Переходя к выявлению причин, обусловивших отмеченные различия калиеносных галогенных толщ, прежде всего следует обратить внимание на широко известное сходство всех галогенных формаций, выражающееся в их цикличном строении. Последнее является показателем определенных процессов, ритмично протекавших на всем протяжении времени накопления галогенных осадков как в пределах области развития данной галогенной формации и отдельных ее районах, так и в областях, через которые осуществлялось поступление вод в солеродный бассейн. Однако в силу каких-то факторов, наложенных на эти процессы, последние приводили к разным результатам, а именно к различиям минерагенической специализации галогенных формаций. Таким образом, необходимо, во-первых, рассмотреть, что представляли собой отмеченные ритмично протекавшие процессы, а во-вторых, уяснить характер наложенных факторов. В этих целях следует проанализировать возможные источники поступления глинистого, карбонатного и сульфатного вещества в солеродные бассейны.

Многие хлоридные и сульфатные формации обладают еще одной общей особенностью — наличием между пластами калийных солей не только каменной соли, но и пластов глин и мергелей. Последнее является показателем периодически происходивших рассолонений солеродных бассейнов в результате поступления в них вод из зоны гипергенеза суши (главным образом вод поверхностного стока). Попутно отметим, что в растворенном комплексе речных вод преобладают карбонаты кальция и магния и сульфаты кальция [Алекин, 1970], которые, вероятно, формировали какую-то часть хемогенного компонента широко распространенных пластов и пачек глинисто-ангидрито-карбонатных пород галогенных формаций. Периодические рассолонения солеродных бассейнов, как это давно известно, были связаны с периодическими увлажнениями климата. Климатический фактор при прочих благоприятных условиях (рассматриваемых несколько ниже) определял наличие или отсутствие в элементарных седиментационных циклах галогенных формаций продуктов высших стадий испарительного процесса (калийных солей, бишофита и т. д.). Таким образом, периодическая смена увлажнений и аридизаций климата — один

из важных постоянно действующих факторов, обусловивших ритмичное строение галогенных толщ.

Судя по отсутствию в калийных мегазонах хлоридных формаций обособленных пластов ангидритов (и гипсов), а часто и карбонатных пород (известняков и доломитов), поступление в солеродные бассейны вод из зоны гипергенеза суши в ряде случаев не могло приводить к формированию таких пластов. Для их образования необходимы были какие-то специфические условия, хотя присутствие подобных пластов (в частности, в кунгурской соленосной толще Прикаспийского бассейна в основном по периферии области ее развития) как будто бы свидетельствует о значительной роли в их образовании именно гипергенных вод.

В настоящее время в больших масштабах карбонатонакопление происходит в морских бассейнах и шельфовых зонах океанов. Однако в самих океанических водах карбонатов содержится сравнительно мало, всего 0,4% к сухому остатку, поэтому в результате выпаривания только океанических вод самостоятельные пласты карбонатных отложений вряд ли могут образоваться. Но ввиду насыщенности этих вод карбонатами любое дополнительное поступление последних в морские бассейны приводит к осаждению карбонатов в твердую фазу. Такой дополнительный источник карбонатов — гипергенные воды. Учитывая отмеченное и судя по значительным масштабам карбонатной седиментации в истории Земли, в том числе в эпохи соленакопления, можно считать, что рассолонения солеродных бассейнов, во время которых наблюдалась интенсификация карбонатонакопления, обусловливались, как правило, одновременным поступлением в них океанических вод и вод суши.

В ряде случаев гипергенные воды не могли быть основным источником сульфатов кальция при образовании их пластов, хотя, по мнению авторов [Азизов, Тихвинский, 1978], именно поступление гипергенных сульфатионов в солеродные бассейны являлось необходимым фактором формирования месторождений сульфатных солей калия. Основным источником сульфатионов при образовании пластов сульфатов кальция (да и других сульфатов) нередко могли быть и, по-видимому, были древние океанические воды, похожие по составу на современные. Известно, что в современных океанических водах сульфата кальция содержится в количестве 3,6% к сухому остатку (в 10 раз больше, чем карбонатов), а в пересчете на весь резерв сульфатионов (в океанических водах их содержится больше, чем кальция) — 11%. Из океанических вод сульфаты кальция могли осаждаться при их выпаривании и еще в большем количестве в результате других процессов (в частности, при смешении этих вод с хлоркальциевыми рассолами) по следующей схеме: $CaCl_2$ (хлоркальциевый рассол) + $MgSO_4$ (океаническая вода) → $CaSO_4$ (ж, т) + $MgCl_2$ (ж). Предполагается [Бишоф, 1974], что в Красном море донные ангидритовые слои образуются именно таким путем. В результате такого смешения, при избытке хлористого кальция весь резерв сульфатионов океанических вод может осаждаться только в виде гипса или ангидрита. Что же касается природных хлоркальциевых рассолов, то они содержат карбонатов и сульфатов кальция так же мало, как и океанические воды карбонатов. При выпаривании природных хлоркальциевых растворов формирования самостоятельных карбонатной и сульфатной зон не отмечалось. Карбонаты и сульфаты образовывали лишь рассеянную минерализацию в солях. Формирование, по крайней мере, наиболее выдержанных по простиранию пластов ангидритов и гипсов как калиеносных, так и подстилающих их зон галогенных толщ могло иметь место только при условии преимущественного поступления в солеродные бассейны океанических вод.

Широкое распространение цикличного чередования пластов солей с пластами сульфатов кальция следует рассматривать как отражение ритмичного чередования притоков океанических вод в солеродные бассейны и последующих изоляций их от океана. А это обусловливалось в основном

эпейрогеническими движениями в областях, через которые осуществлялась связь солеродных бассейнов с океаном. Таким образом, вторым (после климатического) постоянно действующим фактором, обусловившим цикличное строение галогенных формаций, является (что, впрочем, тоже известно) тектонический.

Приведя исходные положения, можно ответить на два основных вопроса: 1) почему в одних бассейнах накапливались хлористые и сульфатные калийно-магниевые соли, а в других — только хлористые? 2) почему в первом случае калийная минерализация «размазана» по галогенной толще, а во втором — часто наблюдается вверху один крупный калиеносный цикл с калиеносной зоной, лишенной пластов сульфатов кальция, а часто и пластов карбонатных пород?

При постоянном дефиците в океанических водах кальция им связывалась в одних случаях лишь часть океанических же сульфатионов, а в других — вся их масса. Первое отмечалось при преобладающем питании древних солеродных бассейнов океаническими водами, похожими по составу на современные. Связывание же всего океанического сульфата кальцием, причем до наступления стадии кристаллизации калийных солей, в свете существующих теоретических представлений исследователями объясняется по-разному.

Согласно наиболее популярной точке зрения (М. Г. Валяшко, М. А. Жарков и др.), океанические воды предварительно (в подготовительных или непосредственно в солеродных бассейнах) подвергались обессульфачиванию под влиянием гипергенных вод и терригенного материала, заносимого в основном этими водами. Однако анализ материалов о составе и строении разных галогенных толщ, изложенных выше, не подтверждает эту концепцию. Он позволяет заключить, что и в сульфатные солеродные бассейны поступало много гипергенных вод и терригенного материала, тем не менее эти бассейны продолжали оставаться сульфатными. Анализ других фактов показал [Азизов, 1974], что поступление гипергенных вод в морские бассейны способствует возрастанию относительного содержания в этих бассейнах сульфатов натрия, калия и магния.

Согласно точке зрения А. И. Азизова (1974), бессульфатность древних солеродных бассейнов (отсутствие в них сульфатов магния, натрия и калия) была обусловлена поступлением в них наряду с океаническими водами и слабоминерализованными водами суши хлоркальциевых рассолов. Обессульфачивание происходило по приведенной выше реакции. Элементарные расчеты А. И. Азизова показали, что поступление в солеродные бассейны хлоркальциевых рассолов (в объеме даже на порядок меньше объема поступавших океанических и гипергенных вод, вместе взятых) обеспечивало бессульфатность солеродных растворов. Тахгидритоносные формации возникали, по-видимому, в условиях питания солеродных бассейнов преимущественно хлоркальциевыми рассолами. Иначе (учитывая, что природные хлоркальциевые рассолы практически лишены сульфата кальция) трудно объяснить факт отсутствия в этих формациях, в частности в формации Ибура, ангидритов под зоной развития калийных солей и тахгидрита.

Наконец, то, что типично хлоридные калиеносные формации представлены, по сути дела, одним крупным циклом, а сульфатные — несколькими более мелкими (охватывающими значительную часть разреза соленосной толщи циклами, каждый из которых содержит внизу пласт ангидрита или гипса), может быть объяснено различиями первоначальных глубин солеродных бассейнов, в которых возникали галогенные толщи указанных двух типов. Вопрос о глубинах древних солеродных бассейнов, дискутируемый уже десятилетия, неоднократно поднимался А. Л. Яншиным (1961, 1964, 1977), считающим его одним из основных в решении проблемы генезиса галогенных формаций. А. Л. Яншин полагает, что соленосные толщи, подобные кунгурской Верхнекамского бассейна (т. е.

представляющие собой один крупный калиеносный цикл), формировались в бассейнах с первоначальной большей глубиной, а толщи, в которых каждый калиеносный цикл начинается с пласта ангидрита, гипса и карбонатных пород,—в относительно мелководных бассейнах.

И действительно, мелководность бассейнов на всем протяжении шедшего в них процесса галогенеза способствовала более полному выпариванию солеродных растворов, что неоднократно приводило к завершению ритмов седиментации кристаллизацией калийных солей. Это вместе с оказывавшими обратное воздействие ритмичными поступлениями океанических вод и явилось причиной «размазывания» калийной минерализации почти по всему разрезу галогенных толщ. Однако наиболее надежным показателем относительной мелководности бассейнов можно пока считать только наличие пластов сульфатов кальция, да и то лишь испарительного генезиса. Напротив, в бассейнах, являвшихся на первых этапах своего развития сравнительно глубоководными, условия для кристаллизации калийных солей создавались лишь на конечном, уже относительно мелководном этапе их развития, к началу которого в результате длительного выпаривания мощного столба первоначально имевшихся и дополнительно возникавших солеродных растворов формировался большой объем высококонцентрированной рапы. На данном этапе указанные бассейны были полностью или почти полностью изолированы от океана. Следствие этого — полное отсутствие в калиеносных мегазонах хлоридных толщ обособленных пластов сульфатно-кальциевых пород. Вместе с тем изоляция исключала обратный отток высокоминерализованной рапы из солеродных бассейнов в океан. Все это способствовало завершению галогенеза вообще. На данном, конечном, этапе поступление в прибрежные зоны солеродных бассейнов гипергенных вод в основном поверхностного стока суши могло не прекращаться, но это в связи со слабой минерализацией последних ранее установившегося в бассейнах физико-химического равновесия существенно не изменяло. В итоге после образования пластов глин и мергелей в указанных бассейнах отлагались не сульфатно-кальциевые осадки, а сразу соли.

До сих пор при решении вопроса о глубине древних солеродных бассейнов материалы по минерагенической специализации калиеносных толщ практически не применялись. Однако данные материалы позволяют сделать вывод, что относительно глубоководными (на начальной стадии развития) могли быть только хлоридные бассейны, а относительно мелководными — сульфатные.

Глубина древних солеродных бассейнов, их минерагеническая специализация, несомненно, были связаны с особенностями развития тектонических структур, контролировавших эти бассейны. Есть смысл в соответствии с выделяемыми тремя типами галогенных калиеносных формаций различать и три типа палеотектонических обстановок, контролировавших калийные солеродные бассейны. На некомпенсированных тектонических структурах размещались только хлоридные бассейны, на конседиментационно погружавшихся — преимущественно сульфатные; калиеносные же толщи промежуточного, сульфатно-хлоридного типа формировались, по-видимому, в областях, где существовали как некомпенсированные тектонические структуры, так и структуры, развивавшиеся конседиментационно. Последнее отмечалось, в частности, в Прикаспийском бассейне. Ложе его обладало блоковым строением. Одни блоки к началу соленакопления были уже опущены, другие, первоначально относительно приподнятые, стали погружаться лишь во время соленакопления. Это обусловило изначальную неоднородность глубин бассейна в различных его областях и в определенной мере автономный характер соленакопления в пределах отдельных блоков и специфическую минерагеническую специализацию галогенной толщи в разных частях региона.

Изложенное выше кратко может быть сформулировано следующим образом.

1. Строение сульфатных и хлоридных калиеносных формаций различно. В первых калийная минерализация наблюдается, как правило, почти по всему их разрезу, а элементарные калиеносные циклы начинаются с пластов ангидрита (гипса), иногда даже глин и мергелей. Вторые чаще всего представляют собой один мощный цикл, в котором калийные пласты группируются в одну калиеносную мегазону, состоящую иногда из нескольких подзон, расположенных в верхней части мегацикла. Элементарные калиеносные циклы этих формаций не содержат обособленных пластов сульфатно-кальциевых пород, последние в некоторых из хлоридных формаций отсутствуют и в их нижней части, присутствуя лишь в кровле.

2. Отмеченные признаки обусловлены различиями глубин, особенностей питания и развития солеродных бассейнов. Сульфатные толщи формировались в относительно мелководных, хлоридные — в относительно (на первых этапах развития) глубоководных бассейнах, а толщи, сочетающие в себе оба типа разрезов (сульфатный и хлоридный),— в бассейнах промежуточного типа, дно которых имело резко расчлененный рельеф. Мелководные (сульфатные) бассейны питались в основном океаническими водами, частично — гипергенными водами суши, а глубоководные (хлоридные), кроме того, хлор-кальциевыми рассолами (но в значительно меньшем объеме), что обусловило осаждение всего резерва сульфатионов океанических вод в виде ангидрида и гипса. Основным источником карбонатов, формировавших пласты карбонатного состава, были слабоминерализованные гипергенные воды.

3. Относительная глубоководность именно хлоридных солеродных бассейнов (или тех областей солеродных бассейнов, где шло хлоридное калиенакопление) дает основание считать, что поступавшие в них хлор-кальциевые растворы имели подземное происхождение.

Е. Ф. Станкевич, Ю. В. Баталин,
Б. С. Касимов, А. Н. Имамеев

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ГАЛОГЕНЕЗ И ЕГО ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В настоящее время под галогенезом понимается «...процесс формирования на поверхности Земли в открытых бассейнах путем постепенного сгущения испарением высококонцентрированных рассолов и выпадения из них в осадок и образования отложений разнообразных солей» [Валяшко, 1974, с. 314]. Химический (солевой) состав вод континентальных солеродных бассейнов формируется под влиянием химического состава питающих континентальных вод (преимущественно речных), а также физико-химических и биохимических процессов, протекающих в промежуточных и солеродных бассейнах.

Большое значение при этом имеет влияние взвешенного вещества (в том числе и поглощенного комплекса), поступающего с континента вместе с водой, а также эоловым путем.

В результате сложных процессов соотношения между катионами и анионами, а следовательно, и гипотетическими солями притекающих вод и вод бассейнов конечного стока уже на самых ранних стадиях осолонения сдвигаются в сторону обогащения последних легкорастворимыми солями. Так, отношение Na : Mg : Ca в водах ионного стока бассейна оз. Балхаш 10 : 11 : 29, а в самом озере (при минерализации 2,8 г/л) 28 : 6,6 : 1, от-

ношение $Cl : SO_4 : HCO_3$ соответственно 11 : 27 : 62 и 1,3 : 2 : 1. Для ионного стока бассейна Аральского моря отношения катионов 45 : 14 : 41, анионов — 23 : 46 : 31, а непосредственно для Аральского моря — 27 : 13 : 10 и 26 : 23 : 2.

В общем плане развития континентального галогенеза выделяются три стадии: начальная (гипергенная), средняя (лимногенная) и завершающая (литогенная). В начальную стадию происходит мобилизация легкорастворимых солей на площади всего водосбора солеродного бассейна и накопление их в природных водах (рассолах), в эфемерных скоплениях в почвах и породах. Основной источник солей — зона гипергенеза, промываемая инфильтрогенными подземными водами, и в меньшей мере атмосферные осадки. Потенциальные возможности интенсивного накопления солей в бессточных озерах возрастают, когда на водосборной площади континентального солеродного бассейна в зону гипергенеза попадают засоленные или соленосные отложения. Вулканическая деятельность, как и наличие тепловых очагов на глубине, способствует усиленному выносу солей из земных недр. В некоторых случаях возможно пополнение запасов солей за счет периодического поступления морских вод.

Средняя стадия характеризуется тем, что на ее протяжении в крупных озерных бассейнах происходит постоянное или периодическое накопление солей не только в поверхностных и донных рассолах, но и в донных отложениях в виде пластов и линз твердых солей, часто разделенных слоями терригенных и терригенно-известковых и магнезиальных осадков. Это бывает возможно только при постоянном поступлении вод и солей в промежуточные и конечные бассейны с окружающего водосбора, большая часть которого располагается, как правило, в гумидных равнинных зонах или близлежащих горных областях. Интенсивность и характер этого водно-солевого питания обычно определяют интенсивность и тип континентального галогенеза. Как в промежуточных, так и в солеродных бассейнах происходит хемогенно-осадочная дифференциация терригенного, водорастворимого и иного вещества, поступающего с площадей водосбора.

В заключительную стадию галогенеза происходит окончательное захоронение, литификация и уплотнение соляных и соленосных вмещающих их отложений, т. е. переход их в ископаемое состояние.

Все стадии развития континентального галогенеза могут протекать при определенных тектонических и ландшафтно-климатических условиях. Изменение их может привести не только к прекращению накопления солей в жидкой и твердой фазах, но и к полному уничтожению их запасов.

В целом масштабы континентального соленакопления определяются размером бассейнов седиментации, величиной водно-солевого стока с водосборной площади, характером ее структурно-геологического строения и развития, ландшафтно-климатическими условиями, а также длительностью галогенеза. О потенциальных возможностях накопления солей в бессточных континентальных водоемах можно судить по величине современного ионного стока. Так, в Аральское море ежегодно приносится 5,8 млн. т хлористого натрия и 13 млн. т сульфатных солей, в Каспийское море соответственно — 9,4 и 25 млн. т. По данным Д. Д. Квасова и Т. К. Жаковщиковой (1975), только за голоцен в Каспийское море было сброшено $60 \cdot 10^9$ т хлора. В пересчете на хлористый натрий это составит около 100 млрд. т, что может дать 40—50 км^3 соляных пород.

В значительной мере возможность развития континентального галогенеза зависит от соотношения между ионным стоком и выносом взвешенных наносов. Наиболее благоприятные условия для соленакопления создаются при питании солеродных бассейнов водными потоками, выносящими меньше взвешенных частиц по сравнению с растворенными солями. В противном случае сгущающиеся в озере воды и рассолы будут захороняться в терригенных осадках и карбонатных илах на любых стадиях осолонения озерных вод. Такая картина обычно наблюдается в бессточных

Таблица 1

Модули ионного состава и стока взвешенных наносов в различных ландшафтных зонах, т/км²·год

Ландшафная зона	Взвешенные наносы	Ионный сток	Общий вынос	Доля ионного стока, %
Тундра и лесотундра . . .	6,3	7,0	13,3	53
Леса умеренного пояса	7,4—7,8	27	34,6	78
Лесостепь	17	28	45	62
Степь	9,5	10	19,5	56
Полупустыня	8,3	5	13,3	38
Саванна	38	21	59	36
Экваториальные и тропические леса	18	48	66	73

водоемах засушливых зон при увеличении аридности [Станкевич, 1977].

Сравнивая модули стока взвешенных наносов с модулями ионного стока для разных ландшафтно-климатических зон, определенных В. И. Мозжериным [Климатическая геоморфология..., 1977], нетрудно заметить, что величина ионного стока заметно преобладает над выносом взвешенных наносов в гумидных условиях. В более засушливых зонах доля выносимых в растворенном виде солей заметно сокращается (табл. 1).

Анализ данных величин показывает также, что с континентальным стоком на 1 т растворенных веществ выносится от 0,2 до 1,5 т взвешенных наносов, а часто и более. Следовательно, и во внутриконтинентальные бассейны, в том числе и галогенной седиментации, на 0,8—1,0 т терригенного вещества поступает в среднем одна тонна водорастворимых солей.

Еще более показательно соотношение химической и механической (эрозия, дефляция) денудации по климатогеоморфологическим зонам. В аридных и перигляциальных условиях господствует дефляция, в семигумидной зоне — эрозия, в гумидной умеренной — эрозия и химическая денудация (табл. 2) [Климатическая геоморфология..., 1977].

Отмеченные особенности в соотношении ионного и взвешенного стока в различных ландшафтно-климатических зонах хорошо объясняют расположение галогенных отложений вблизи границы аридной и гумидной зон, на что давно обратил внимание Н. М. Страхов (1962).

Вместе с этим при континентальном галогенезе (по сравнению с морским) резко возрастает роль промежуточных бассейнов, в которых происходят улавливание терригенного материала, предварительное сгущение природных вод и садка подавляющего количества труднорастворимых солей (преимущественно карбонатов кальция и магния). Промежуточные

Таблица 2

Средние величины транзитной денудации в основных климатогеоморфологических зонах, т/км²·год

Зона	Эрозия	Химическая денудация	Дефляция	Транзитная денудация	Доля химической денудации, %
Перигляциальная . . .	8	4	15	27	15
Умеренная гумидная	10	10	1	21	48
Аридная	10	2	35	47	4
Семигумидная тропическая	46	10	10	66	15
Гумидная тропическая	22	24	0	46	52

бассейны могут быть представлены последовательной цепочкой проточных или периодически проточных озер (система озер Танатар, озер Кулундинское-Кучук в СССР, Оуенс-Чайна-Сирлс в США), крупным озером (Балхаш) и даже озером-морем (Каспийское и Аральское). Такие озера-моря, получавшие водно-солевое питание преимущественно с континентов, неоднократно возникали в геологическом прошлом. Например, крупным озером-морем был акчагыльский бассейн в Прикаспии, с водой, подобной воде современного Каспийского моря. «В конце палеогена — начале неогена возникло прошедшее сложную историю полупресное, солоноватоводное озеро-море, простиравшееся временами от Азии до Копет-Дага; оно развивалось изолированно и лишь в плейстоцене несколько раз соединялось через Средиземное море с Мировым океаном» [Веклич, 1975, с. 12]. В заливах или лагунах этого озера-моря, как известно, неоднократно проявлялся галогенез. В настоящее время в заливе Каспийского моря — Кара-Богаз-Голе продолжается соленакопление. Во впадине Кайдак недавно были обнаружены залежи каменной соли, мирабилита, астраханита, каинита и др.

Химический состав солоноватых, соленых и рассольных вод озер довольно разнообразен. Поэтому континентальные соленосные отложения по наборам соляных пород, породообразующим минералам и соотношению между собой, а также по наличию тех или иных полезных ископаемых, связанных с ними, более разнообразны, чем соленосные отложения морского происхождения. В ряде случаев континентальные и морские галогенные отложения по литологическим признакам могут быть сходны и даже неотличимы друг от друга. Воды «морского» состава могут формироваться и на континенте. И. К. Жеребцова (1977) назвала их водами «ложного морского облика». В настоящее время достоверно установлено, что минеральные ассоциации соляных эвапоритов наследуют и повторяют солевой состав исходных вод и рассолов как в осадках современных соленых озер, так и в ископаемых галогенных отложениях [Валяшко, 1962; Баталин, Станкевич, 1975].

Парагенезисы содового типа соответствуют водам I типа (карбонатный по М. Г. Валяшко, гидрокарбонатно-натриевый по В. А. Сулину), сульфатного типа — водам II и III типов (сульфатный по М. Г. Валяшко, сульфатно-натриевый и хлормагниевый по В. А. Сулину), хлоридного — водам IV типа (хлоридный по М. Г. Валяшко, хлоркальциевый по В. А. Сулину). Особенности парагенезисов сульфатно-натриевого и сульфатно-хлоридно-магниевого подтипов сульфатного типа в большой степени определяются содержанием сульфата магния и температурными условиями садки солей, а поэтому не всегда наблюдается их прямое соответствие водам II и III типов (сульфатно-натриевый и сульфатно-магниевый подтипы по М. Г. Валяшко). Вместе с этим важно подчеркнуть, что физико-химические свойства природных вод разных гидрогеохимических типов ярко проявляются уже на первых этапах минерализации (0,5—1,0 г/л) и во многом предопределяют дальнейшие пути изменения солевого состава испаряющихся вод, миграционную способность макро- и микрокомпонентов, а следовательно, и основные парагенезисы седиментационных и постседиментационных минералов. Поэтому при изучении галогенных отложений следует учитывать, что «характерные парагенезисы намечаются уже на ранних стадиях седиментогенеза при садке карбонатов кальция и магния, а также гипса, четко определяя гидрохимические типы эвапоритов (типы галогенеза), прослеживаемые в современных бассейнах соленакопления и в древних галогенных формациях» [Станкевич, Баталин, 1978, с. 188].

Для каждого типа галогенеза характерны свои специфические ассоциации соляных седиментогенных минералов и соответствующие им типы соляных пород [Валяшко, 1961; Страхов, 1962; Баталин, Станкевич,

1975, 1977; Станкевич, Баталин, 1974]. Так, галогенезу содового типа свойственны соляные минералы, содержащие карбонаты и бикарбонаты натрия: трона, натрон, нахколит, термонатрит, нортупит, пирсонит, гейлюссит, давсонит и др.). Сульфаты кальция и магния, а тем более их хлориды для содового галогенеза являются «запрещенными». Гипс в содоносных отложениях связан исключительно со вторичными процессами — преимущественно окислением сульфидов в гипергенных условиях.

В галогенных отложениях сульфатного типа характерные минералы представлены в основном сульфатами натрия (калия) и магния.

При этом минералы, содержащие сульфаты натрия (тенардит, мирабилит, астраханит, глауберит). более характерны для сульфатно-натриевого подтипа, а минералы, в составе которых присутствует сульфат магния (полигалит, кизерит, каинит), совместно с минералами, содержащими хлорид магния (карналлит, бишофит),— для сульфатно-хлоридного, точнее, сульфатно-хлоридно-магниевого подтипа.

Для типично хлоридных отложений типоопределяющими выступают минералы, включающие хлорид кальция (тахгидрит, хлор-кальцит, антарктикит). Последние не встречаются совместно с карбонатами и сульфатами натрия, а также сульфатами магния, т. е. солями, «запрещенными» для хлоридного галогенеза. Наряду с характерными, или типоопределяющими, соляными минералами во всех типах галогенеза широко развит хлористый натрий (галит), который встречается во всех парагенезисах соляных минералов. Это обусловливается постоянным присутствием хлористого натрия во всех гидрохимических типах природных вод, что делает его «космополитичным» как для вод и рассолов, так и для соляных эвапоритов.

К «сквозным» солям фактически относится и хлористый калий, который широко представлен в хлоридном типе галогенеза (сильвин и карналлит) и в сульфатно-хлоридно-магниевом подтипе (сильвин, карналлит, каинит), а также возможен в сульфатно-натриевом подтипе (сильвин, каинит) и содовом типе (ганксит).

Важно подчеркнуть, что и среди «переходных» соляных минералов, встречающихся в смежных типах и подтипах галогенеза, важная роль принадлежит калийным минералам.

Так, в содовом типе и сульфатно-натриевом подтипе может быть развит глазерит ($Na_2SO_4K_2SO_4$), в сульфатно-натриевом и сульфатно-хлоридно-магниевом подтипах сульфатного галогенеза — полигалит ($K_2SO_4\ MgSO_4\ 2CaSO_4\ 2H_2O$), лангбейнит ($K_2SO_4\ 2MgSO_4$) и леонит ($K_2SO_4\ MgSO_4\ 4H_2O$). Переходным для сульфатно-хлоридно-магниевого подтипа и хлоридного типа является бишофит ($MgCl_2\ 6H_2O$). Таким образом, даже в этих весьма специфичных особенностях минеральных парагенезисов соляных эвапоритов четко фиксируются гидрохимические свойства исходных (испаряющихся) вод и рассолов. Действительно, в I (содовом) и II (сульфатном) типах вод к переходным солям относятся сульфаты натрия и калия, во II и III (сульфатно-хлоридном) — сульфаты натрия и магния, а в III и IV (хлоридном) — хлористый магний. Следовательно, при полном развитии галогенеза, достигающем стадий садки характерных типоопределяющих минералов как по соляным минералам, так и по соответствующим им видам соляных пород, вполне определенно выражается минерагеническая и «рудная» специализация галогенных отложений, поскольку все указанные выше типоопределяющие и переходные соляные минералы будут одновременно и промышленными видами минеральных солей.

Вместе с этим и для целого ряда других полезных ископаемых, генетически или пространственно связанных с соляными образованиями, прослеживается вполне определенная приуроченность к различным типам галогенных отложений, что детально было разобрано С. М. Кореневским

(1973). Так, с отложениями содового типа, кроме уникальных залежей троны, натрона, нахколита, давсонита и других солей, связаны крупные скопления боратов и даже боросиликатов (формация Грин-Ривер, США). Высокощелочные содовые обстановки весьма благоприятны для накопления магнезита, доломита, образования анальцимолитов, высококачественных цеолитов, щелочных бентонитов, а также для аккумуляции ряда рудных элементов — P, F, U, Li, W, Hg, Cu, Nb, Ta и др. Убедительными примерами этого служат соляные осадки и рассолы содовых озер Западной Америки, Восточной Африки, Турции, Ирана, Памира, Тибета и Внутренней Монголии. С формацией Грин-Ривер связаны крупнейшие в мире залежи битуминозных сланцев.

К типично континентальным сульфатным (сульфатно-натриевым) галогенным отложениям приурочены крупные залежи тенардита, мирабилита, астраханита, глауберита, гипса, ангидрита, магнезита, доломита, реже целестина, селитры, боратов, самородной серы. Сульфатоносные отложения благоприятны для образования сепиолита, палыгорскита и даже родусит-асбеста. Из рудных компонентов с ними могут быть связаны месторождения и проявления F, Cu, Zn и Pb. В рассолах некоторых современных соляных озер сульфатно-натриевого подтипа содержание солей калия достигает значительных величин и они служат объектами промышленного извлечения (озера Большое Соленое в США, Мак Леод в Австралии, Цайдама в Китае и др.). Калийные соли в отложениях современных соляных озер встречаются сравнительно редко, что дает повод большинству геологов-солевиков утверждать, что континентальные эвапориты вообще некалиеносны. Теоретической посылкой для таких заключений является якобы относительная обедненность калием озерных континентальных вод по сравнению с морскими водами. Однако это не всегда увязывается с конкретными фактами, так как во многих озерах, в том числе и с минерализацией более 35 г/л, расположенных в различных регионах мира, величина отношения Na/K немного ниже, чем для океанических вод (Na/K = = 28): Большое Соленое — 13, Оуэнс — 17, Сирлс — 3,9, Блэк — 19, Моно — 20 (США), Ладо-Эскондадо — 8,6 (Бразилия), Чад — 1,7 (Чад), Гудиннаф — 10, Мус — 9,4 (Канада), Накуру — 22, Катве — 6,0 (Восточная Африка), Мертвое море — 5,0 (Израиль), Нергес — 27,5 (Иран), Сен Сенсар-Кахар — 14 (Пакистан), Аральское море — 11, Малиновское — 15 (СССР), Киргис-Нур — 10, Увва-Нур — 26 (Монголия) и т. д.

Известно, что из типично морских вод, относящихся к сульфатно-хлоридно-магниевому (сульфатно-магниевому по М. Г. Валяшко) подтипу, в нормальных условиях в процессе изотермической кристаллизации из калийных солей выпадают каинит, карналлит и сильвин. Для садки таких минералов, как лангбейнит, леонит, полигалит и др., необходимо обогащение морских вод сульфатными солями. Это возможно в основном за счет вод и вещества континента. Однако только для увеличения количества сульфатов в 2 раза на каждый кубометр морских вод должно поступить не менее 10 м^3 континентальных вод даже повышенной минерализации (1 г/л) и содержания сульфатов порядка 350 мг/л.

При этом на 35 кг морских солей будет добавлено около 10 кг солей континента и минимум 1—1,5 кг взвешенного (терригенного) материала. Поэтому не случаен, а закономерен тот факт, что во всех галогенных формациях, содержащих калийно-сульфатные минералы и породы, широко развиты терригенные и терригенно-известковые, часто магнезиальные породы и большое количество нерастворимого остатка соляных, в том числе и калийных, толщ. Показательный пример этого — неогеновые галогенные формации Предкарпатья.

Еще более жесткие условия и значительные объемы континентальных вод (порядка сотен и более кубических метров на 1 м^3) требуются для полного обессульфачивания морских вод и перевода их в хлоридный тип путем взаимодействия сульфатов, а затем и хлоридов магния с карбоната-

ми кальция и кальцием поглощенного комплекса с образованием хлорида кальция. При этом в бассейн метаморфизации морских вод должно поступить общее количество водорастворимых солей и терригенного взвешенного вещества, намного превышающего по весу количество исходных морских солей. В этом случае доминирующая роль будет принадлежать уже не морскому, а типично континентальному источнику галогенеза. Поэтому справедливо положение Н. С. Курнакова, что «нахождение тахгидрита должно свидетельствовать о материковых условиях питания данного соляного бассейна в эпоху образования названного минерала» [Курнаков, Жемчужный, 1963, с. 127].

Именно с этих позиций вполне объяснимо подстилание крупных тахгидритовых залежей и вмещающих их солей в Бразилии и Конго мощными терригенными сериями континентального происхождения [Wardlaw, 1972; Валяшко, 1975]. Терригенные породы доминируют и в триас-меловых разрезах Таиланда, где пласты тахгидрита совместно с галитом, карналлитом и сильвином залегают среди песчаников и глинистых сланцев [Скоков, 1978]. Таким образом, галогенные отложения хлоридного типа формируются в солеродных бассейнах, в водно-солевом питании которых ведущая роль принадлежит континентальным источникам. Современный пример подобных бассейнов — Мертвое море. И в других регионах мира (например, в Казахстане) появление хлоридных речных и озерных вод связывается со специфическими ландшафтно-климатическими и геологическими условиями [Станкевич и др., 1979].

Среди полезных ископаемых галогенных отложений хлоридного типа основное значение имеют калийные соли—карналлит и сильвин. Залежи тахгидрита и бишофита промышленностью в настоящее время не используются, однако они рассматриваются как потенциальное сырье на магний и магниевые соединения. Большую ценность представляют крупные скопления поваренной соли, которая в хлоридных формациях характеризуется высоким качеством. Из типично хлоридных рассолов современных озер добываются калийные соли, бром и хлористый натрий. Другие полезные ископаемые хлоридного галогенеза изучены слабо.

В заключение следует отметить, что континентальные галогенные образования всех гидрохимических типов хорошо выражены в современных соляных озерах и их отложениях. Они четко фиксируются и среди галогенных формаций кайнозоя и мезозоя, включая содовые, сульфатные (сульфатно-натриевые) хлоридные отложения, выявленные и изученные в последние десятилетия. Появляется все больше данных о наличии континентального галогенеза и среди палеозойских образований. Так, в девоне накопление солей в Кемпендяйском бассейне происходило «при резком преобладании материкового питания» [Матухин, 1978, с. 31], на что указывают прослои глинисто-карбонатных пород и каменной соли, обогащенных сульфатами натрия. Все это свидетельствует о настоятельной переоценке роли и места континентального галогенеза в истории Земли.

С. К. Кропачева

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ГАЛОГЕННЫХ СЕРОНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

Промышленные экзогенные месторождения серы относятся к числу моноформационных, так как связаны только с толщами эвапоритов. За пределы последних они не выходят ни в разрезах, ни в латеральном распространении. Месторождения имеют близкие черты строения, в связи с чем А. С. Соколов (1972) отнес их к единому генетическому типу — ме-

тасоматическому по сульфатным породам. В них содержатся основные мировые запасы так называемой «осадочной» серы.

Галогенные отложения, вмещающие залежи серы, разделяются на два типа. К первому относятся седиментационные толщи эвапоритов, сформированные при кристаллизации солей в осадочных бассейнах. Второму типу принадлежат кепроки соляных куполов — остаточные образования, накапливающиеся на поверхности купола в результате выщелачивания соли на постседиментационных стадиях. И те и другие обладают значительными скоплениями минералов сульфата кальция (гипс, ангидрит), которые и являются источником серы. Выделяется она путем сложных геохимических преобразований сульфатов, механизм которых еще до конца не выяснен.

Согласно инфильтрационно-метасоматической теории, сернокальцитовые новообразования (серные руды) отлагаются на месте залежей сульфатов кальция, переработанных при процессах формирования месторождения.

Практически почти все галогенные формации, в составе которых имеются сульфаты кальция, содержат либо проявления самородной серы, либо незначительную ее минерализацию [Кореневский, 1973]. В то же время промышленно сероносных формаций седиментационного типа имеется всего шесть. В них и сосредоточена большая часть запасов серы, пригодной для отработки современными технологическими способами. Остальные запасы заключены в кепроках соляных куполов, особенно богатых на побережье Мексиканского залива.

Относительно перспектив на открытие новых крупных промышленных месторождений серы в остальных сульфатоносных галогенных формациях, исчисляемых во всем мире сотнями, достоверных данных нет. Это объясняется тем, что недостаточно полно разработаны критерии, позволяющие отличить галогенную формацию, перспективную на такие месторождения от ее аналогов, в которых содержатся только небольшие проявления серы. Необходимые критерии могут быть определены в результате сравнительного анализа галогенных толщ, в которых уже известны промышленные запасы серы. Результаты исследования, проведенного автором в соответствии с методами формационного анализа, основоположником которого является Н. С. Шатский (1965) и который широко применяется в нашей стране, приводятся в настоящей статье.

Сравнительному анализу были подвергнуты те шесть формаций седиментационных эвапоритов, в пределах которых размещаются месторождения серы, составляющие сырьевую базу серодобывающей промышленности. Кепроковые образования при анализе не учитывались, так как такие толщи сульфатов накапливались иным путем и их сопоставление с седиментационными сульфатами не правомочно. Название рассмотренных формаций и их местоположение приводятся в табл. 1.

Для типизации галогенные формации были сопоставлены по ландшафтно-тектонической позиции солеродных бассейнов, по соотношению формаций с вмещающими породами, по пространственному размещению литологических комплексов внутри формации и по особенностям парагенеза пород. Перечисленные сведения, полученные в основном по литературным данным, помещены в табл. 2.

В результате проведенного анализа установлено: 1) все формации относятся к типу морских полноразвитых толщ эвапоритов и содержат полные наборы соляных пород; 2) ассоциации несоляных пород чрезвычайно разнообразны и по ним не удается произвести типизацию формаций; 3) характерная особенность формаций — четкая зональность и пространственная разобщенность литофациальных комплексов. Периферийные комплексы обладают значительно меньшими мощностями, чем комплексы, содержащие растворимые соли; 4) по классификации Крумбейна галогенные формации относятся к первому или второму типу разрезов, т. е. в их ос-

Таблица 1

Галогенные формации, к которым приурочены известные месторождения серы

Формация и возраст	Регион распространения	Связанные с ними серные месторождения
Верхнеказанская, верхняя пермь	Волго-Уральская область	Волжский серноносный бассейн
Очоанская, верхняя пермь	Западно-Техасский бассейн, США	Западно-Техасский серноносный бассейн
Гаурдакская, верхняя юра	Юг Средней Азии	Месторождение Гаурдак
Верхнетортонская, средний миоцен	Предкарпатье	Предкарпатский серноносный бассейн
Нижнефарская, средний миоцен	Средний Восток	Месторождение Мишрак
Мессинская, верхний миоцен	Побережье Средиземного моря и часть его акватории	Сицилийская группа месторождений

Сопоставление особенностей строения

Формация	Регион	Ландшафтно-тектонический тип бассейна седиментации [по Н. М. Страхову, 1962]	Внутреннее	
			парагенные чле	
			соляные	карбонатные (внутриформационные)
Верхнеказанская	Среднее Поволжье	Внутриконтинентальный морской	Гипсы, ангидриты, галититы	Доломиты
Очоанская	Западно-Техасский бассейн	То же	Гипсы, ангидриты, галититы, калийные соли	»
Гаурдакская	Юго-западные отроги Гиссарского хребта	Внутриконтинентальный морской бассейн (морской залив ?)	То же	Доломиты, доломитовые известняки, известняки
Верхнетортонская	Предкарпатье	Морской залив карабогазского типа	Гипсы, ангидриты, галититы	Пласты внутриформационных известняков проблематичны
Нижнефарская	Северный Ирак	Морской залив вериллского типа (?)	То же	Доломиты, строматолитовые известняки
Мессинская	Сицилия	Залив на окраине внутриконтинентального морского бассейна	Гипсы, ангидриты, галититы, калийные соли	Доломиты, известняки

новании залегают только морские отложения. В кровле могут встречаться как морские (тип 1), так и континентальные красноцветные отложения (тип 2) (см. табл. 2); 5) по характеру ритмичности формации относятся к моноциклическим и полициклическим толщам.

Для того чтобы установить закономерности размещения серных месторождений в пределах вмещающих галогенных толщ, было проанализировано их строение в местах распространения залежей серы. Обобщены также данные по расположению серных залежей относительно различных литофациальных комплексов вмещающих галогенных формаций.

Основное отличие разрезов эвапоритовых толщ в местах локализации серных месторождений — отсутствие здесь слоев растворимых солей. Месторождения размещаются на площадях развития периферийных комплексов, где растворимые соли не отлагались. Это были участки, где длительно сохранялись мелководные условия, и из числа галогенных минералов накапливались только минералы сульфата кальция.

В основании тех частей галогенных формаций, к которым приурочены сернорудные тела, залегают самые мелководные фации морских отложений, накопившихся до образования эвапоритов. В подстилающих толщах

Таблица 2

сероносных галогенных формаций

строение ны формации терригенные	Характер ритмичности	Тип разреза классификации Крумбейна	Особенности размещения литофациальных комплексов	Автор
Глинисто-песчаные, глинисто-карбонатные породы, мергели	Нижняя часть — моноциклическая (гидрохимическая свита); верхняя — полициклическая (сосновская свита)	2	Сложноасимметричное. Линза каменной соли, размещенная в Бугурашанской впадине, локализуется в кутовой части бассейна	М. А. Жарков, 1974; А. А. Иванов, Ю. Ф. Левицкий, 1960; М. М. Грачевский и др., 1976; Н. Н. Форш 1955
Песчаники, алевролиты	Моноциклическая	2	Симметричное. Растворимые соли сосредоточены в центральной части формаций	М. А. Жарков, 1974; Ф. Лусия, 1974; Д. М. Хиллс, 1972; I. Adams, 1944, 1967
Известны только на западных окраинах бассейна, в центральной части отсутствуют	Моноциклическая на преобладающей части площади	2	Симметричное. Калийные соли сосредоточены в центральной части площади распространения галититов	А. А. Иванов, Ю. Ф. Левицкий 1960; Н. П. Петров, 1953; В. С. Попов, 1968; В. И. Троицкий 1967
Локально встречаются невыдержанные пропластки глин	Моноциклическая в депрессиях, по бортам полициклическая	1	Асимметричное. Линзы каменной соли размещаются в небольших, но глубоких депрессиях	И. И. Алексеенко, 1967; С. В. Кореневский и др., 1977; Л. Н. Кудрин, 1966; B. Kubica, 1965
Глины, мергели	Полициклическая	2	Симметричное. Линзы растворимых солей сосредоточены в центральной части формации	А. А. Бакиров и др., 1971; M. Shawkat, M. Tucker, 1978; I. Stöcklin, 1968
»	»	1	То же	A. Decima, W. Wezel, 1973; S. Schreiber e. a., 1976; I. Richter-Bernburg, 1973

особенно распространены органогенные карбонатные породы, нередко содержащие также и рифовые комплексы. По крайней мере, половина проанализированных формаций относится к числу толщ выполнения межрифового рельефа [Кропачева, 1978_1]. Тяготение серных залежей к местам присутствия в почве эвапоритов рифовых комплексов свидетельствует, что сернорудный процесс наиболее активно протекал в пределах древних поднятий, заложенных еще до начала галогенеза. Чаще это были прибрежные зоны солеродных бассейнов, хотя нередко ими являлись отмели и острова внутри бассейна. Многие поднятия имеют доказанное конседиментационное развитие и на более поздних стадиях осадконакопления.

Результаты проведенных исследований отражают объективные факторы строения сероносных галогенных толщ и местоположение сернорудных залежей в их пределах. Чтобы особенности строения формаций и установленные критерии по закономерностям локализации в их пределах сернорудных тел могли использоваться при прогнозировании, необходимо отбраковать факторы, не влияющие на локализацию серы. Иными словами, некоторые выявленные признаки могут оказаться случайными, и при прогнозных построениях ими можно пренебречь. Для того чтобы в этом разобраться, были проведены литолого-фациальные исследования на некоторых серных месторождениях, позволившие выяснить, с какими литофациями связаны серные залежи. Объектом таких исследований стали продуктивные толщи предкарпатских месторождений, вмещающие породы Гаурдака, а также сероносные отложения Керченского полуострова.

Проведенные литолого-петрографические исследования продуктивных отложений показали, что, несмотря на кажущееся сходство их состава (все они относятся к существенно сульфатоносным породам), слагаемые ими толщи на всех изученных сероносных площадях далеко не однородны по своим физико-механическим свойствам. Причиной этого являются существенные литолого-текстурные отличия этих пород, в свою очередь, обусловленные различиями обстановки их формирования. Оказалось, что замещению серными рудами подвергаются не все присутствующие в разрезе породы, а только те, которые обладают относительной проницаемостью. Для установления, по каким разновидностям наиболее активно протекают рудообразовательные процессы, необходимо было выделить главные генетические типы сульфатоносных пород.

С целью классификации многочисленных разновидностей пород в продуктивных толщах серных месторождений были выделены первично-седиментационные или сингенетичные текстуры. Основной критерий отнесения тех или иных текстурных типов к первичным — отсутствие признаков их преобразования, т. е. утраты присущих им первоначальных особенностей. При окончательном решении об отнесении текстуры к сингенетичной важным критерием служила встречаемость аналогичных текстур в современных или древних галогенных отложениях и оценка их многими исследователями как первичных.

При интерпретации условий образования установленных типов пород был применен сравнительно-литологический метод, основанный на принципе актуализма. При таком анализе учитывались изменения в представлениях об условиях формирования сульфатных пород, происшедшие в последние два десятилетия. Особенно значительным событием являются результаты исследований по современному накоплению гипса и ангидрита на приливно-отливных равнинах [Illing e. a., 1965; Kinsman, 1966, 1969; Amiel, Friedman, 1971; и др.]. Оказалось, что при формировании субаэральным путем образуются особые типы сульфатоносных пород, отличающиеся от субаквальных характерными текстурами и имеющие некоторые отличия вещественного состава.

Породы субаэрального типа (фации себкхи, как их обычно называют) встречаются и в древних галогенных формациях, располагаясь в их самых периферийных частях, в зонах седиментационного выклинивания

эвапоритовых толщ. Их описание приводится во многих работах. Наиболее полная сводка этих работ приведена у А. Кендела [Kendall, 1978].

Опираясь на такие данные, в ряде древних галогенных формации были выделены довольно дробные литофациальные комплексы. Особенно успешными оказались исследования в мессинской формации, где впервые выделялись различные литофации сульфатоносных пород, накапливавшиеся в достаточно неодинаковых обстановках. Здесь прослежены субаквальные и субаэральные литофации, подразделяющиеся на разновидности, при накоплении которых изменялись глубины водоема, динамика его вод и т. п. [Hardie, Eugster, 1971; Schreiber e. a., 1976; и др.].

Пользуясь методическими приемами, описание которых имеется в упомянутых выше работах, для серных месторождений также оказалось возможным выявление присутствующих там основных литофациальных типов сульфатоносных пород. Эти данные сведены в табл. 3, где приводится краткая характеристика первичных литолого-текстурных типов этих пород и показано, в какой обстановке они были сформированы.

Установленные литофациальные комплексы закономерно распределяются в разрезах и по площадям развития формаций. Это можно проследить на участках, где проводились значительные объемы бурения в связи с поисками серы или разведкой ее залежей. При помощи собственной тщательной документации кернового материала на предкарпатских месторождениях удалось выявить слои с одинаковыми литолого-текстурными особенностями и по этим данным построить разрезы, на которых видно, что такие слои хорошо коррелируются по профилям (см. рисунок).

Следует отметить, что неоднородность сульфатных толщ (в частности, в верхнетортонской формации) устанавливается также и по данным геофизики. На каротажных диаграммах слои разных литолого-текстурных разновидностей в основном фиксируются как интервалы, отличающиеся и по геофизическим параметрам. Это, по всей вероятности, может послужить предпосылкой дополнения литолого-фациальных построений данными геофизики в тех случаях, когда отсутствует представительный керновый материал.

Классификация литолого-фациальных типов отложений обусловила возможность при петрографических исследованиях устанавливать, по каким генетическим типам пород были сформированы серные руды. В большинстве шлифов, изготовленных из образцов сернокальцитовых новообразований различных месторождений, можно распознать метасоматические микротекстуры и по теневым реликтам восстановить облик исходных материнских пород. При сопоставлении данных по изучению многочисленных шлифов из различных месторождений Предкарпатья, Гаурдака и Керченского полуострова было установлено, что руды замещались не по моносульфатным породам, а по отложениям, в которых наряду с сульфатами присутствовали и значительные скопления седиментационных карбонатов. Последние располагались в породе в форме выдержанных участков, нередко составляя основной ее каркас. Именно присутствие этих биохемогенных карбонатов способствовало относительной проницаемости материнских галогенных отложений, что и обусловило проникновение в них рудообразовательных флюидов и в конечном итоге формирование залежей серы. При этом главную роль играют текстурно-структурные особенности породы, а не количественные соотношения сульфатов и карбонатов [Кропачева, 1978_2].

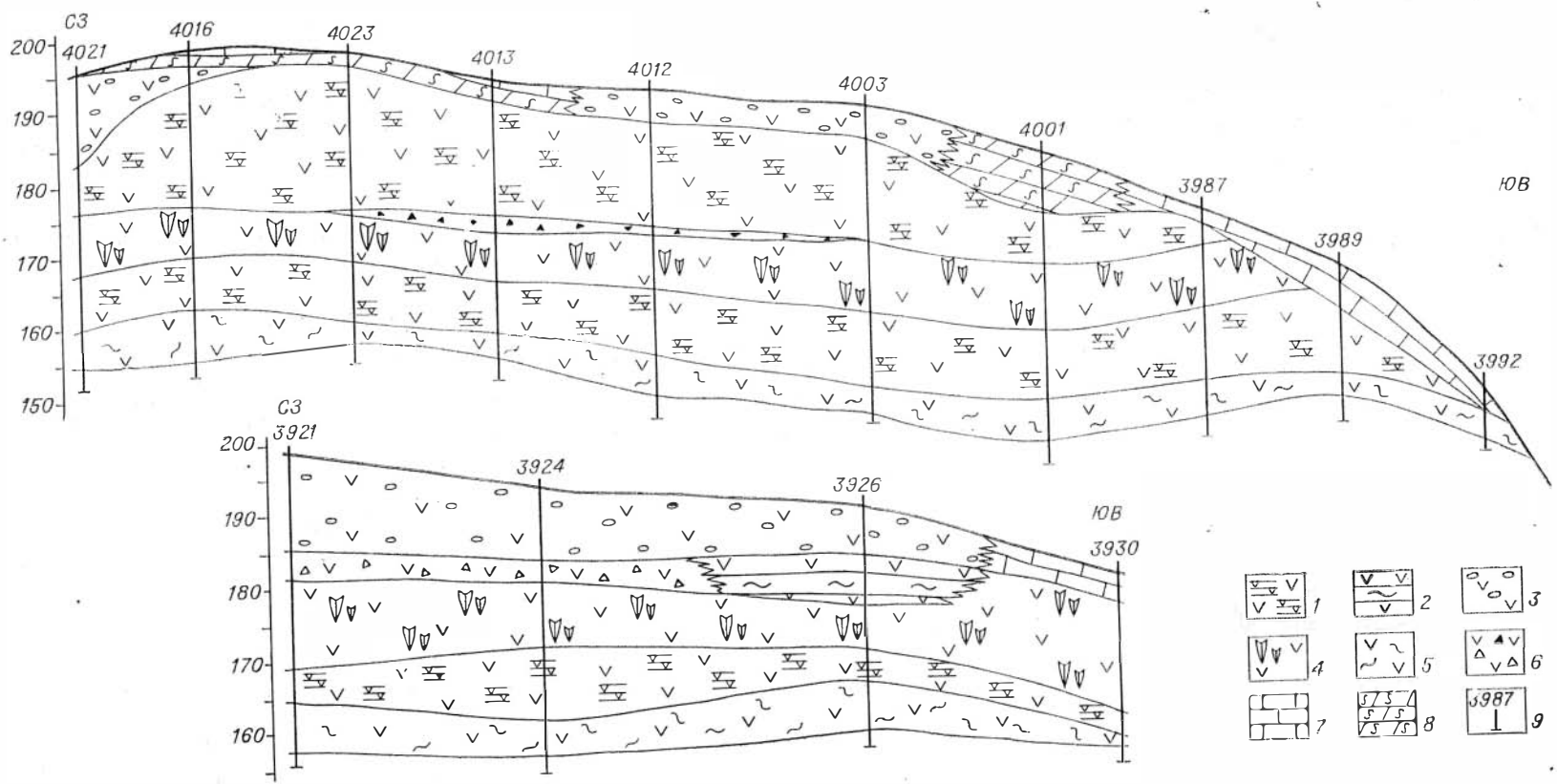
Приуроченность серных руд к определенным слоям продуктивной толщи прослеживается и на построенных профилях (см. рисунок). Нетрудно заметить, что на предкарпатских месторождениях юго-восточной части бассейна рудами замещается преимущественно верхняя пачка известково-сульфатных отложений с порфировидными текстурами. И только на тех площадях Предкарпатья, где аналогичные породы появляются и в нижней части разреза, рудные горизонты могут встречаться также и в подошве галогенной формации.

Таблица 3

Первичные литолого-текстурные типы продуктивных сульфатоносных отложений и условия их формирования на некоторых месторождениях серы

Тип и разновидность	Литологическая характеристика	Распространенность на серных месторождениях			Степень благоприятности для замещения серными рудами	Фациальная обстановка накопления
		Предкарпатский сероносный бассейн	Месторождение Гаурдак	Мелкие месторождения и сероироявления Керченского полуострова		
Слойчатые:						
горизонтально-слоистые моносульфатные	Слойчатость обусловлена чередованием слойков гипса или ангидрита разной зернистости	Встречаются повсеместно. Особенно широко распространены в депрессионных структурах, где ими нередко целиком слагается весь разрез продуктивного гипсоангидритового горизонта	Мало распространены	Широко распространены в синклинальных прогибах, где целиком слагают гипсоносный продуктивный горизонт	Неблагоприятны	Субаквальная, относительно глубоководная (ниже зоны фотосинтеза)
горизонтально-слоистые глинисто-сульфатные ритмиты	Слойчатость обусловлена чередованием слойков гипса или ангидрита, разделенных тончайшими прослоями или пленками глин		За счет постседиментационных изменений преобразованы в породы с тонкосетчатыми текстурами. Широко распространены в разрезе гаурдакской свиты			
волнисто-слоистые известково-сульфатные ритмиты	Карбонатные прослои, более тонкие, чем сульфатные (гипс, ангидрит), представлены биохемогенными карбонатами, кристаллизующимися за счет жизнедеятельности известьвыделяющих водорослей. Волнистость напоминает строматолитовую структуру	Встречаются только вблизи структурных поднятий, чаще в верхней части продуктивного горизонта	Распространены в нижней части разреза гаурдакской свиты. Обычно деформированы с образованием будинаж-структур	В неизмененном виде встречаются редко, обычно замещены рудами	Благоприятны	Субаквальная, прибрежная (в зоне фотосинтеза)
Порфировидные известково-сульфатные:	Карбонатная составляющая породы биохемогенного происхождения служит каркасом, а сульфаты располагаются в форме обособленных включений.	Встречаются в форме выдержанных обособленных слоев только в самой верхней части гипсоангидритового горизонта		То же	Благоприятны	Субаэральная (фация палеосебкхи)

	Карбонаты и сульфаты находятся в близких соотношениях					
микровкрапленные	Массивные, внешне напоминают карбонатные породы. Сульфаты (гипс, ангидрит) рассеяны в форме микровключений	То же	?		»	То же
мелковкрапленные	Сульфаты рассеяны в форме различимых глазом кристалликов	»	Обычно слагают горизонт R; в районе серодобычного карьера «Южный» целиком слагают нижнюю часть гаурдакской свиты		»	»
нодулярные	Сульфаты имеют форму небольших овальных желвачков	»			»	»
Строматолитоподобные	Сохранили текстуру пластовых и стержневых строматолитов, которые были замещены сульфатами в раннем диагенезе. Нередко содержат реликты карбонатов (строматолитов)	Встречаются обычно в нижней части разреза гипсоносного горизонта	?	Встречаются в полностью кальцитизированном виде в присводовой части антиклиналей	Благоприятны, если содержат не менее 10% карбонатных участков в форме прослоев	»
Крупнокристаллические гипсы:	Субвертикальная по отношению к плоскости напластования ориентировка кристаллов. Иногда кристаллы имеют саблевидную форму	Широко распространены на структурных поднятиях. Встречаются в разных частях разреза гипсоангидритового горизонта.	Неизвестны	Широко распространены в верхней части гипсоносного горизонта на антиклинальных поднятиях		
грубослоистые моносульфатные	Почти не содержат карбонатных включений	Нередко частично или полностью ангидритизированы			Неблагоприятны	Субаквальная, относительно глубоководная, ниже зоны фотосинтеза
массивные известково-сульфатные	Содержат протяженные участки карбонатов между отдельными кристаллами гипса				Благоприятны, если содержат не менее 10% карбонатов	Субаэральная (фация палеосебкхи), возможно, и близкоприбрежная, в зоне фотосинтеза



Литолого-текстурные разрезы верхнетортонской галогенной формации на месторождениях серы юго-восточной части Предкарпатья. Горизонтальный масштаб 1 : 10 000, вертикальный — 1 : 200. Построены с использованием материалов Предкарпатской геологоразведочной партии.

1 — гипсоангидриты моносульфатного состава, вторичной массивной текстуры с сохранившимися реликтовыми участками слойчатой текстуры; *2* — глинисто-сульфатные ритмиты; *3* — известково-сульфатные отложения нодулярной текстуры; *4* — ангидриты и гипсоангидриты массивные с реликтовой текстурой, указывающей на их образование путем замещения крупнокристаллических гипсов с субвертикально ориентированными кристалламн; *5* — ангидриты и гипсоангидриты массивной и мраморовидно-сетчатой текстуры, разбитые сетью ветвящихся трещин (преимущественно вертикальных); *6* — ангидриты и гипсоангидриты обломочной текстуры (переотложенные); *7* — известняки; *8* — сернорудные кальциниты, замещающие известково-сульфатные отложения; *9* — буровые скважины, пересекшие продуктивную толщу и их нумерация.

Полученные данные хорошо согласуются с результатами литолого-фациальных построений других исследователей, Так, на Гаурдакском серном месторождении А. П. Кутузовым (1976) выявлена приуроченность сернорудных тел к особо проницаемым зонам в разрезе гаурдакской свиты. Проницаемость зависит от присутствия в этих зонах смешанных карбонатно-сульфатных пород. Аналогичные данные приводит В. А. Проценко (1976) для месторождений Волжского бассейна. В указанных работах затрагиваются и условия образования этих отложений. Так, А. П. Кутузов считает смешанные породы Гаурдака турбидитами, а В. А. Проценко относит продуктивные слои волжских месторождений к прибрежным фациям — переходным между лагунными галогенными и нормально-морскими отложениями.

Таким образом, серные месторождения приурочены не к любым отложениям эвапоритов, содержащим сульфаты кальция, а только к некоторым литофациальным комплексам галогенных формаций, формирующимся в определенной фациальной обстановке. В табл. 3 показано, что на тех сероносных площадях, на которых изучались продуктивные отложения, смешанные карбонатно-сульфатные породы, ставшие исходным «сырьем» при формировании серных руд, относятся либо к субаэральным фациям (палеосебкха), либо к очень мелководным субаквальным, накопившимся в близкоприбрежной обстановке в зоне обитания фотосинтезирующих известьвыделяющих водорослей. В пользу такой интерпретации условий формирования указанных пород свидетельствуют не только их литолого-текстурные особенности, но и целый ряд дополнительных критериев [Кропачева, 1977, 1978$_2$]. Особенно показательной является тесная ассоциация с сульфатами строматолитовых и копрогенных (пеллетовых) карбонатных пород. Известно, что формирование первых происходит обычно в зоне пляжа, а вторых — только в очень мелководной обстановке.

Результаты литофациальных исследований позволяют объяснить закономерности по приуроченности серных месторождений к определенным участкам галогенных формаций. Перечисленные выше прибрежные и субаэральные литофации, связанные с залежами серы, отлагаются в краевых участках солеродных водоемов или вблизи поднятий в рельефе их дна. Накопление растворимых солей для таких участков не характерно. Этим и объясняется отсутствие скоплений растворимых солей на площадях размещения серных месторождений.

Поскольку солеродные бассейны морского типа, как правило, наследуют рельеф дна предшествовавших им нормально морских бассейнов [Корреляция..., 1976], благоприятные для замещения рудами литофации располагаются в участках, где в основании материнской формации залегают самые мелководные морские фации. Это в основном органогенные карбонатные отложения, образующиеся на морских мелководных шельфах. Характерны также рифогенные комплексы, формирующиеся на приподнятых участках дна. Значит, площади распространения морских мелководных фаций в основании толщ эвапоритов как раз и являются участками, благоприятными для локализации серных месторождений.

Могут ли накапливаться пригодные для серообразования литофации эвапоритов не только в морских солеродных бассейнах, но и в лагунных или континентальных условиях, т. е. возможны ли находки крупных месторождений серы в пределах лагунных или континентальных формаций, залегающих среди красноцветов? Судя по сравнительному анализу промышленно-сероносных толщ (см. табл. 2), в подобного типа эвапоритах значительные месторождения серы не известны. Возможно, они еще не открыты. Попытаемся проанализировать вероятность накопления благоприятных литофаций в лагунных и континентальных солеродных бассейнах или вероятность обнаружения месторождений в формациях этого типа.

Рассмотрим возможность формирования относительно проницаемых известково-сульфатных отложений в солеродных лагунах. Именно в ла-

гунах [Страхов, 1962] должны были бы накапливаться наиболее благоприятные для замещения серными рудами отложения. Однако, как показывают результаты анализа древних лагунных формаций, сульфатоносные отложения в них обычно обладают малой мощностью и их слои не выдержаны в разрезе, так как чаще присутствуют в форме линз среди терригенных пород [Страхов, 1962; Иванов и Воронова, 1972]. Это мало способствует возможности образования в таких условиях значительных залежей серы. Характерный пример — мелкие месторождения Керченского полуострова, приуроченные к лагунному типу эвапоритов малой мощности, не выдержанных по площади.

Для локализации серных месторождений, по всей вероятности, мало благоприятны и толщи эвапоритов континентального происхождения, заключенные в красноцветах. По данным А. И. Анатольевой (1972), такие эвапориты всегда перемежаются мощными пластами терригенных отложений и сами значительно засорены их примесями, что не способствует повышению проницаемости. Кроме того, субаэральные известково-сульфатные породы, особенно благоприятные для развития по ним серных руд, до сих пор еще не были обнаружены в пределах континентальных галогенных формаций. Исходя из этих данных, перспективы открытия крупных серных месторождений в континентальных толщах невелики.

Наиболее перспективные типы галогенных формаций для поисков серных месторождений промышленного типа — морские. Длительное накопление слагающих их отложений способствовало образованию достаточно мощных толщ, благоприятных для серного рудогенеза литофаций. Хорошая специализация и разобщенность литофациальных комплексов по площади распространения формации является предпосылкой выдержанности таких литофаций на значительном протяжении.

Таким образом, интерпретация данных, полученных в результате сравнительного анализа сероносных толщ эвапоритов, осуществленная на генетической основе, позволяет сделать заключение о типе формаций, в которых могут быть открыты новые промышленные месторождения серы.

При мелкомасштабных прогнозах следует руководствоваться следующими признаками: 1) к благоприятным типам относятся морские полноразвитые галогенные формации, составленные из разобщенных в пространстве литофациальных комплексов с четкой специализацией эвапоритов по их вещественному составу; 2) по характеру взаимоотношений с вмещающими отложениями эти формации относятся к первому и второму типам согласно классификации Крумбейна, подстилаются всегда морскими породами и могут быть перекрыты морскими и континентальными красноцветными отложениями; 3) серные месторождения сосредоточены в пределах периферийных комплексов формаций в тех участках, где отсутствуют горизонты растворимых солей.

Для локального прогноза необходимо учитывать литолого-фациальные особенности как самих галогенных пород, так и морских отложений, залегающих в их основании. Замещению рудами подвергаются известково-сульфатные, крайне мелководные или субаэральные литофации эвапоритов, обладающие относительно повышенной проницаемостью. Участки их развития фиксируются по присутствию в основании галогенной формации самых мелководных фаций морских пород, часто представленных органогенными карбонатными породами, в том числе и рифогенными комплексами.

Установленные формационные и литолого-фациальные критерии прогноза промышленных серных месторождений в совокупности с известными факторами [Соколов, 1958; Отрешко, 1971; и др.] позволят направить поиски только на наиболее перспективные формации и отбраковать те из них, где не могут быть встречены богатые месторождения.

М. Диаров, К. Тухфатов, Г. С. Утарбаев

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГАЛОГЕННОГО БОРОНАКОПЛЕНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Месторождения бора, связанные с соленосными отложениями, широко известны [Яржемский, 1958; Валяшко, 1962; Страхов, 1962; Диаров, 1967; Кореневский, 1973; Жарков, 1974; Горбов, 1976; Халтурина и др., 1977; Яншин, 1977]. Возрастной диапазон распределения бора велик. В галогенных отложениях кембрия (Илгинская впадина Сибирской платформы), девона (Сибирская платформа), нижнего карбона (бассейн Маритайм, Канада), перми (Карлсбад, США), нижней перми (Днепровско-Донецкая, Соликамская, Прикаспийская впадины, Бахмутская котловина, Южно-Предуральский прогиб, Актюбинское Предуралье, СССР), верхней перми (цехштейн, ГДР, ФРГ), верхней юры (Средняя Азия, СССР) и неогена (Тянь-Шань, СССР, Сицилия) известны проявления и месторождения бора. Основные сведения по ним приведены в таблице.

По приуроченности бора к вмещающим породам выделяются три группы галогенных формаций: 1) калийные соли (сильвиниты, полигалитовая, карналлит-кизеритовая, кизеритовая, каинитовая, лангбейнитовая, сильвин-кизерит-лангбейнитовая, бишофит-кизеритовая, кизерит-бишофитовая породы) с борацитом, калиборитом, преображенскитом, гидроборацитом, джиноритом, сульфоборитом, ашаритом, реже витчитом; 2) каменная соль с включениями калийных (полигалит, сильвин) и борных (ашарит, гидроборацит) минералов. Встречены галит-глауберитовая, галит-астраханитовая породы, содержащие бораты; 3) магнезит-доломит-гипсовые, доломит-гипсово-ангидритовые, доломитизированные ангидриты, доломит-ангидритовые, ангидрит-доломитовые породы, содержащие включения, желваки, а в редких случаях прослои боратов и боросиликатов.

Анализ материалов месторождений и проявлений галогенного бора показал, что борные минералы и вмещающие их породы после своего образования претерпели различные изменения под воздействием тектонических сил и агентов гипергенеза. Некоторые борные минералы были образованы в результате внедрения боросолевых растворов в уже сформировавшиеся породы. Сами воды могли быть водами глубинными или растворами дегидратации многоводных минералов, маточными рассолами или нефтяными водами. Пути образования борных минералов (особенно это касается незначительных борных проявлений) самые различные. Несмотря на это, во всех случаях борным оруденениям сопутствуют минералы магния и кальция. В солевой форме наблюдается устойчивая связь B_2O_3—$CaSO_4$ ($CaCO_3$)—[$MgSO_4$($MgCO_3$]. Непосредственными геологическими предпосылками для постановки поисковых работ на бораты могут служить в гипсоангидритовых ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$—$CaSO_4$) породах бассейнов соленакопления наличие доломита ($CaCO_3 \cdot MgCO_3$) или магнезита ($MgCO_3$), в соляных отложениях крупных впадин и прогибов — присутствие в калиеносной зоне кизерита ($MgSO_4 \cdot H_2O$) с ангидритом ($CaSO_4$) или полигалита ($CaSO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 2K_2SO_4 \cdot 2H_2O$).

Таким образом, месторождения бора галогенных формаций приурочены к подвижным участкам структурно-фациальных зон, подвергшимся длительным прогибаниям (синеклизы, прогибы платформы, межгорные впадины и компенсационные мульды). Осаждение бора со значительным его количеством происходило на территории крупных солеродных бассейнов с полным циклом осадков. Бораты выпадали в осадок совместно с солями магния и кальция. По нашим представлениям, кристаллизация боратов в осадок на более высоких стадиях галогенеза происходила как в процессе прогрессирующего осолонения, так еще более интенсивно при

Характеристика месторождений и проявлений галогенного бора мира

Возраст	Страна	Характеристика месторождений и проявлений	Породообразующие минералы				Солевые формы Ca и Mg, участвующих в породе
			борные	сопутствующие	Содержание		
					Mg^{++}	Ca^{++}	
1	2	3	4	5	6	7	8
Неоген	СССР, Тянь-Шань	В галит-глауберитовых породах, содержащих доломит, магнезит, найдены борацит, сульфоборит	Борацит, сульфоборит	Глауберит, галит, доломит, магнезит	Борацит, сульфоборит, доломит, магнезит	Доломит, глауберит	$CaCO_3$ и $MgCO_3$
	Сицилия	В астраханитсодержащих солях совместно с галитом, ангидритом, кизеритом встречен калиборит	Калиборит	Астраханит, галит, ангидрит, кизерит	Кизерит, астраханит, калиборит	Ангидрит	$CaSO_4$ и $MgSO_4$
Верхнепермский	СССР, Средняя Азия	В каменной соли с ангидритом найдены проявления гидроборацита, котоита, сульфоборита	Гидроборацит, котоит, сульфоборит	Галит, ангидрит	Гидроборацит, котоит, сульфоборит	Ангидрит, гидроборацит	$CaSO_4$ и $MgSO_4$
	ГДР, ФРГ	Цехштейн. В стассфуртской (Z_2) серии в хартзальце каинитовой, карналлитовой породах, реже в серии Лейне (Z_3) в карналлитах найдены прослои, включения кизерита с борацитом	Борацит	Карналлит, каинит, сильвин, галит, ангидрит, кизерит	Кизерит, карналлит, каинит	Ангидрит	$CaSO_4$ и $(MgSO_4+MgCl_2)$
	ГДР, ФРГ	Цехштейн. В стассфуртской серии в каменной соли вблизи границы ангидритового и полигалитового горизонтов обнаружен гидроборацит	Гидроборацит	Полигалит, ангидрит, галит	Полигалит, гидроборацит	Полигалит, гидроборацит, ангидрит	$CaSO_4$ и $MgSO_4$
	ГДР, ФРГ	Южный Гарц. В метаморфизо-	Данбурит, строн-	Кизерит, кар-	Кизерит, кар-	Ангидрит,	$CaSO_4$ и

Верхнепермский		ванной кизерит-карналлитовой породе (ангидритовый хартзальц) найдены данбурит, стронциохильгардит, паравитчит, стронциоджинорит, люнебургит, селлаит	циохильгардит, паравитчит, стронциоджинорит, люнебургит	наллит, сильвин, ангидрит, галит	наллит, люнебургит, селлаит	кальциевые бораты	$(MgSO_4+MgCl_2)$
	ГДР, ФРГ	Цехштейн. В ангидрите серии Верра (Z_1), найдены глауберит, хейдорнит в контакте с доломитом	Хейдорнит	Ангидрит, глауберит, доломит	Доломит	Ангидрит, доломит, гидроборацит	$CaCO_3$ и $MgCO_3$
	Польша	Борацит приурочен к кизерит-карналлитовой породе с ангидритом	Борацит	Карналлит, кизерит, ангидрит	Кизерит, карналлит, борацит	Ангидрит	$CaSO_4$ и $(MgSO_4+MgCl_2)$
	Англия	На Йоркширском месторождении калийно-магниевых солей обнаружен борацит, сульфоборит, витчит в ассоциации с полигалитом, ангидритом	Борацит, сульфоборит, витчит	Карналлит, полигалит, ангидрит	Карналлит, полигалит, борацит, сульфоборит	Полигалит, ангидрит	$CaSO_4$ и $(MgSO_4+MgCl_2)$
	США	В гипсах с желваками пробертита, улексита, пандермита формации Клауд-Чиф присутствует заметная примесь доломита и магнезита	Пробертит, улексит, пандермит	Гипс, доломит, магнезит	Доломит, магнезит	Доломит, гипсы	$CaCO_3$ и $MgCO_3$
Нижнепермский	СССР, Прикаспийская впадина	Структура Эльтон. В карналлит-кизеритовой породе с ангидритом найдены включения гидроборацита	Гидроборацит	Карналлит, кизерит, галит, ангидрит	Карналлит, кизерит, гидроборацит	Ангидрит, гидроборацит	$CaSO_4$ и $(MgSO_4+MgCl_2)$
		Структура Тамдыкуль. В каменной соли с ангидритом найдены кристаллы гидроборацита и полигалита	Гидроборацит	Галит, ангидрит	Гидроборацит	Ангидрит, гидроборацит	$CaSO_4$ и $MgSO_4$
		Структура Жиенкара. Среди кизеритовой породы с галитом, ангидритом, встречены мелкие линзообразные желваки борацита	Борацит	Кизерит, галит, ангидрит	Кизерит, борацит	Ангидрит	$CaSO_4$ и $MgSO_4$

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5	6	7	8
Нижнепермский		Акжарская структура. Среди галит-карналлитовой породы с кизеритом, полигалитом найдены кристаллы и включения гидроборацита	Борацит	Кизерит, карналлит, полигалит, галит, ангидрит	Кизерит, карналлит, полигалит	Полигалит, ангидрит	CaSO и $MgSO_4$
	СССР, Прикаспийская впадина	Структура Ащебулак. В полигалитсодержащих солях встречены кристаллы гидроборацита	Гидроборацит	Полигалит, гидроборацит, галит	Полигалит, гидроборацит	Полигалит, гидроборацит	$CaSO_4$ и $MgSO_4$
		Линевская структура. В каменной соли с пластами ангидрит-полигалитовой породы найдены рассеянные включения гидроборацита	Гидроборацит	Полигалит, ангидрит, галит	Полигалит, гидроборацит	Полигалит, гидроборацит, ангидрит	$CaSO_4$ и $MgSO_4$
		Структура Акмай. В сильвинитах с ангидритом обнаружены кристаллы гидроборацита	Гидроборацит	Сильвин, галит, ангидрит	Гидроборацит	Ангидрит, гидроборацит	$CaSO_4$ и $MgSO_4$
		Структура Азгир. В каменной соли с тенардитом, ангидритом встречены гидроборацит, сирлезит, говлит	Гидроборацит, сирлезит, говлит	Галит, тенардит, ангидрит	Гидроборацит	Гидроборацит, говлит, ангидрит	$CaSO_4$ и $MgSO_4$
		Структура Макат. На глубине более 1000 м в каменной соли с карналлитом, полигалитом, ангидритом найдены включения кургантаита	Кургантаит	Галит, карналлит, полигалит, ангидрит	Карналлит, полигалит	Полигалит, ангидрит, кургантаит	$CaSO_4$ и ($MgSO_4$+$MgCl_2$)
		Структура Илецк. В каменной соли с полигалитом, ангидритом встречены кристаллы гидроборацита	Гидроборацит	Полигалит, галит, ангидрит	Полигалит, гидроборацит	Полигалит, ангидрит, гидроборацит	$CaSO_4$ и $MgSO_4$

Структура Харкинский I. В пластах сильвинита с полигалитом найден гидроборацит	Гидроборацит	Сильвин, галит, полигалит	Полигалит, гидроборацит	Полигалит, гидроборацит	$CaSO_4$ и $MgSO_4$
Структура Лебяжинский. В бишофит-кизеритовой породе с ангидритом встречены прослои гидроборацита	Гидроборацит	Бишофит, кизерит	Бишофит, кизерит, гидроборацит	Гидроборацит	$CaSO_4$ и $(MgSO_4+MgCl_2)$
Структура Круглый. В карналлит-кизеритовой породе с сильвином, ангидритом найдены гидроборацит, калиборит, ашарит, сульфоборит	Гидроборацит, калиборит, ашарит, сульфоборит	Карналлит, кизерит, сильвин, ангидрит	Карналлит, кизерит, гидроборацит, калиборит, ашарит, сульфоборит	Гидроборацит, ангидрит	$CaSO_4$ и $(MgSO_4+MgCl_2)$
Структура Барханная. В кизерит-карналлитовой породе с ангидритом обнаружены прослои, желваки преображенскита, гидроборацита	Гидроборацит, преображенскит	Кизерит, карналлит, ангидрит, галит	Кизерит, карналлит, преображенскит, гидроборацит	Ангидрит, гидроборацит	$CaSO_4$ и $(MgSO_4+MgCl_2)$
Структура Кыз. В карналлит-кизеритовой породе, полигалит-сильвинитах с ангидритом встречены прослои, желваки преображенскита, калиборита, гидроборацита	Преображенскит, калиборит, гидроборацит	Карналлит, кизерит, полигалит, сильвин, галит, ангидрит	Карналлит, кизерит, полигалит, преображенскит, калиборит, гидроборацит	Полигалит, ангидрит, гидроборацит	$CaSO_4$ и $(MgSO_4+MgCl_2)$
Структура Шоктыбай. В сильвинитах с полигалитом, карналлитом встречены калиборит и гидроборацит	Калиборит, гидроборацит	Сильвин, полигалит, карналлит, галит	Карналлит, полигалит, калиборит, гидроборацит	Полигалит, гидроборацит	$CaSO_4$ и $(MgSO_4+MgCl_2)$
Структура Матенкожа. В карналлит-кизеритовой, кизерит-каинит-карналлитовой породах с ангидритом подсечены прослои калиборита, сульфоборита	Калиборит, сульфоборит	Карналлит, кизерит, ангидрит, каинит	Карналлит, кизерит, каинит, калиборит, сульфоборит	Ангидрит	$CaSO_4$ и $(MgSO_4+MgCl_2)$

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5	6	7	8
Нижнепермский	СССР, Прикаспийская впадина	Структура Шугуль. В сильвинитах, карналлитовой, кизеритовой, сильвин-кизеритовой, полигалитовой, каинитовой породах обнаружены калиборит, гидроборацит, борацит, хильгардит, преображенскит, сульфоборит	Калиборит, гидроборацит, борацит, хильгардит, преображенскит, сульфоборит	Сильвин, галит, карналлит, кизерит, полигалит, каинит, ангидрит	Карналлит, кизерит, полигалит, каинит, магниевые бораты	Полигалит, ангидрит, гидроборацит	$CaSO_4$ и $(MgSO_4+MgCl_2)$
		Структура Джаман-Тау. В полигалит-сильвин-галитовой породе найден калиборит	Калиборит	Полигалит, сильвин, галит	Полигалит, калиборит	Полигалит	$CaSO_4$ и $MgSO_4$
		Структура Азикудук. В каменной соли с полигалитом, сильвином обнаружены прослои гидроборацита	Гидроборацит	Бишофит, кизерит, ангидрит	Бишофит, кизерит, гидроборацит	Ангидрит, гидроборацит	$CaSO_4$ и $(MgSO_4+MgCl_2)$
		В Николаевской опорной скв. 2 в галит-полигалитовых породах встречены гидроборацит, борацит с ангидритом	Гидроборацит, борацит	Полигалит, галит, ангидрит	Полигалит, борацит	Гидроборацит, полигалит, ангидрит	$CaSO_4$ и $MgSO_4$
	СССР, Актюбинское Предуралье	Жилянская структура. Среди полигалитов обнаружены зерна гидроборацита	Гидроборацит	Полигалит	Полигалит, гидроборацит	Полигалит, гидроборацит	$CaSO_4$ и $MgSO_4$
	СССР, Южнопредуральский прогиб	Структура Нежинка. В каменной соли с полигалитом, сильвином, ангидритом найдены включения гидроборацита	Гидроборацит	Сильвин, полигалит, ангидрит, галит	Полигалит, гидроборацит	Полигалит, гидроборацит, ангидрит	$CaSO_4$ и $MgSO_4$
		Структура Красноярка. В каменной соли с полигалитом, ангидритом найдены включения гидроборацита	Гидроборацит	Полигалит, ангидрит, галит	Ангидрит, полигалит, гидроборацит	Полигалит, гидроборацит	$CaSO_4$ и $MgSO_4$

Нижнепермский		Умбетовская структура. В доломитизированных ангидритах найдены включения гидроборацита	Гидроборацит	Доломит, ангидрит	Доломит, гидроборацит	Доломит, гидроборацит, ангидрит	$CaCO_3$ и $MgCO_3$
		Структура Джуан-Тюбе. В полигалит-галитовой породе с ангидритом встречены кристаллы гидроборацита	Гидроборацит	Полигалит, галит, ангидрит	Гидроборацит, полигалит	Гидроборацит, полигалит, ангидрит	$CaSO_4$ и $MgSO_4$
	СССР, Соликамская впадина	Верхнекамское месторождение. В каменной соли с карналлитом и ангидритом встречены кристаллы борацита (эрикаита)	Борацит	Карналлит, галит, ангидрит	Карналлит, борацит	Ангидрит	$CaSO_4$ и $MgSO_4$
	СССР, Бахмутская котловина	Обнаружены кизерит-карналлитовая, сильвин-кизерит-лангбейнитовая породы, содержащие ашарит, сульфоборит и ангидрит	Ашарит, сульфоборит	Кизерит, карналлит, сильвин, лангбейнит, ангидрит	Кизерит, карналлит, лангбейнит	Ангидрит	$CaSO_4$ и $(MgSO_4+MgCl_2)$
	СССР, ДДВ	На северо-западе Днепровско-Донецкой впадины в кизерит-карналлитовой породе развит ашарит и сульфоборит	Ашарит, сульфоборит	Кизерит, карналлит, ангидрит, галит	Магниевые бораты, кизерит, карналлит	Ангидрит	$CaSO_4$ и $(MgSO_4+MgCl_2)$
Пермский	США, Карлсбад	Желваки люнебургита обнаружены в галите и глинах из сильвинита с ангидритом	Люнебургит	Галит, сильвин, глина, ангидрит	Люнебургит, глина	Ангидрит	$CaSO_4$ и $MgSO_4$
	США	В Техасе на соляном куполе Холи Барбер в каменной соли с ангидритом обнаружен марганцевый борацит	Борацит	Ангидрит, галит	Борацит	Ангидрит	$CaSO_4$ и $MgCl_2$
		В регионе Галф Кост в нерастворимом остатке каменной соли одного из соляных куполов Луизианы вместе с ангидритом и магнезитом наблюдались борацит, хильгардит, данбурит	Борацит, хильгардит, данбурит	Ангидрит, магнезит, галит	Борацит, магнезит,	Ангидрит, данбурит, хильгардит	$CaSO_4$ и $MgCl_2$

Окончание таблицы

1	2	3	4	5	6	7	8
Нижний карбон	Канада, бассейн Маритайм	В гипсоангидритовых породах встречены говлит, данбурит, иниоит, джинорит совместно с карбонатом (доломитом), галитом, тенардитом, мирабилитом	Данбурит, говлит, иниоит, джинорит	Галит, тенардит, мирабилит, доломит, ангидрит	Кальциевые бораты, ангидрит	Доломит	$CaCO_3$ и $MgCO_3$
Девон	СССР, Сибирская платформа	Купол Нордвик. В нерастворимом остатке соляных пород совместно с ангидритом встречен борацит	Борацит	Галит, ангидрит	Борацит	Ангидрит	$CaSO_4$ и $MgCl_2$
Кембрийский	СССР, Сибирская платформа	В глинистых доломитах с зернами ангидрита, галита, сильвина, карналлита обнаружены желвачки тыретскита (типа кургантаита)	Тыретскит	Сильвин, карналлит, галит, ангидрит	Карналит	Тыретскит, ангидрит, доломит	$CaCO_3$ и $MgCO_3$
	СССР, Илгинская впадина Иркутского амфитеатра	В соленосной толще верхней части ангарской свиты в четырех ангидрит-доломитовых горизонтах встречен данбурит, в двух ангидрит-доломитовых горизонтах — стронциохильгардит	Данбурит, стронциохильгардит	Данбурит, ангидрит, доломит	Доломит	Данбурит, ангидрит, доломит	$CaCO_3$ и $MgCO_3$

поступлении в солеродный бассейн метаморфизирующих рассолов, содержащих в своем составе кальций. Из боросодержащих рассолов по степени концентрации соответствующих стадиям садки калийных солей, при смешении их с метаморфизирующими растворами в результате обменной реакции выпадали в осадок различные бораты совместно с ангидритом, каменной солью, полигалитом, кизеритом и сильвином.

В галогенных формациях с хлоридным типом разреза (включая хлориды калия и магния) не происходит осаждение бора в заметных количествах из-за нехватки осадителей бора — сульфатов кальция и магния.

А. А. Озол

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ В СОЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАЛЕЖЕЙ БОРАТОВ

Среди различных видов полезных ископаемых, приуроченных к соленосным отложениям, видное место занимает борное сырье, потребность в котором из года в год неуклонно возрастает. Поэтому познание закономерностей размещения и условий формирования в соленосных отложениях залежей боратов приобретает все большее и большее значение для практики геологопоисковых работ.

В настоящее время в соленосных отложениях известны сотни проявлений борной минерализации. Они обнаружены в кембрийских отложениях Иркутского амфитеатра, в девонских Северной Сибири, в каменноугольных отложениях бассейнов Маритайм и Парадокс, в пермских толщах Западной Европы, Северного Прикаспия и бассейна Мидконтинента, в триасовых отложениях Восточного Предбалканья, в юрских Средней Азии, в палеогеновых, неогеновых и четвертичных отложениях, распространенных на западе Американских континентов и в Цайдамской впадине, в неогеновых отложениях Предкарпатского, Предкопетдагского прогибов и Тянь-Шаня, в четвертичных отложениях залива Кара-Богаз-Гол, на Иранском нагорье и, наконец, в современных осадках соляных озер Тибета и Памира, т. е. в отложениях самого различного возраста. Эти проявления обычно представлены включениями, желваками, гнездами, реже прослоями разнообразных по составу борных минералов, среди которых установлено около 60 разновидностей боратов и боросиликатов. Гораздо реже в соленосных отложениях встречаются крупные промышленные залежи боратов. Они обнаружены лишь в пермских и неоген-четвертичных отложениях. К ним относятся, в частности, месторождения Фернис-Крик (США), Тинкалау (Аргентина) и Султан-Чаир (Турция), приуроченные к неогеновым отложениям, содержащим пласты гипса или галита, а также месторождение оз. Серлс (США), приуроченное к четвертичным отложениям, сложенным континентальными эвапоритами. Наряду с ними в неогеновых отложениях залегают такие уникальные месторождения боратов, как Крамер (США) или Кырка-Сарикайа (Турция), с огромными запасами, достигающими 100—500 млн. т руды при содержании B_2O_3 20—50%, приуроченные к туфогенным глинам, не содержащим прослоев галогенных пород.

Связь крупных промышленных месторождений бора с отложениями пермского и неогенового возраста позволяет выдвинуть предположения о существовании в геологической истории Земли двух главных эпох экзогенного рудообразования бора: пермской и неогеновой. Условия боронакопления в каждую из этих двух эпох резко различались.

В пермскую эпоху осаждение боратов происходило в тыловых частях эпиконтинентальных морских солеродных бассейнов, располагавшихся в

пределах Северогерманской и Прикаспийской впадин. Затрудненные связи солеродных бассейнов названных впадин с океаном, обусловленные их нахождением в глубине обширного континента, способствовали накоплению в них огромных масс высококонцентрированных рассолов и избыточного по отношению к ангидритам и гипсам объема каменной соли, а также значительных количеств калийно-магниевых солей сульфатной линии. Отмеченные особенности пермских соленосных бассейнов Северогерманской и Прикаспийской впадин, выявленные исследованиями М. Г. Валяшко (1969) и М. А. Жаркова и др. (1978), во многом раскрывают причины нахождения в них залежей боратов, образовавшихся в наиболее погруженных зонах этих бассейнов в результате аккумуляции там высококонцентрированных рассолов с аномально-высоким содержанием бора. Тектоническая активность южной и центральной частей Северогерманской и Прикаспийской впадин, нахождение в позднем палеозое на месте второй из этих впадин гетерогенной зоны погружения, включающей континентальный склон и краевую впадину с субокеанической корой, а также мобильную область с континентальной корой, расчлененной на блоки разломами [Кунин и др., 1979], предопределяли не только возможность глубоких дифференцированных опусканий с накоплением в наиболее погруженных зонах высококонцентрированных рассолов, но и поступление в некоторые из этих зон гидротермальных растворов, приносивших дополнительные порции бора.

Одновременно с процессами концентрирования бора, приводящими к осаждению боратов, в солеродных бассейнах протекают процессы, обусловливающие существенное снижение содержания в них бора. К наиболее значительным из них относятся соосаждение бора с сульфатами кальция и его сорбция гидрослюдистыми глинами, которыми в условиях морского галогенеза извлекаются из рассолов огромные количества бора, исчисляемые многими миллионами тонн. Поэтому избыточный объем ангидритов и гипсов, установленный в большинстве соленосных бассейнов, как и значительные количества в этих бассейнах гидрослюдистых глин, во многом объясняют отсутствие или очень слабое развитие в них борной минерализации. Исключение составляют пермские соленосные бассейны Северогерманской и Прикаспийской впадин, в которых избыточный объем каменной соли не только обусловил значительное развитие калийно-магниевых солей сульфатной линии, но и явился одной из причин более интенсивного проявления в них борной минерализации.

В неогеновую эпоху рудообразование бора протекало в небольших осолоняющихся озерных бассейнах, располагавшихся в аридных зонах Тихоокеанского и Альпийско-Гималайского вулканических поясов. Бороносные отложения, развитые в пределах этих поясов, залегают в позднеорогенных межгорных, приразломных впадинах, часто по окраинам срединных массивов, которым в рельефе соответствуют отчетливо выраженные депрессии или отдельные локальные грабены. При активизации вулканической деятельности в условиях массового излияния лав и мощных эксплозивных извержений накопление боратов в таких впадинах происходило совместно с туфогенными глинами, переслаивающимися с пластами гипса или галита, при ее затухании или прекращении — совместно с трoной, ганкситом и другими легкорастворимыми солями. Бороносные отложения часто подстилаются, перекрываются лавами или переслаиваются с ними, иногда удалены от полей их развития на большие расстояния, но всегда незыблемой остается связь залежей боратов с глубинными разломами, ограничивающими межгорные впадины или срединные массивы.

Важнейшее различие пермских и неогеновых бассейнов боронакопления, которое имело далеко идущие последствия,— резкое несоответствие их размеров. Если площадь пермских бассейнов измерялась десятками тысяч квадратных километров, то площадь неогеновых бассейнов не превышала, как правило, 10—12 кв. км.

Общим в размещении пермских и неогеновых бассейнов боронакопления является, во-первых, их локализация вблизи или в пределах орогенных поясов окраинно-континентального вулканизма (пермских — вблизи позднепалеозойского Евразийского пояса, который протягивается от Монголии через Устюрт и Гарц до Пиренеев [Моссаковский, 1975], неогеновых — в пределах Тихоокеанского и Альпийско-Гималайского поясов) и, во-вторых, их связь с зонами развития серпентинизированных ультрабазитов, характеризующихся повышенным содержанием бора (100—200 г/т, а в отдельных случаях до 1200 г/т). В связи с отмеченной особенностью размещения бороносных отложений возникает вопрос о масштабах и формах влияния на процессы боронакопления вулканической и сопряженной с ней гидротермальной деятельности.

О возможности поступления в пермские солеродные бассейны Северогерманской и Прикаспийской впадин гидротермальных растворов свидетельствуют находки в подстилающих отложениях зон раздробленных и гидротермальноизмененных пород, жил кальцита, в перекрывающих граувакках (на куполах Кенкияк и Акджар) проявлений анальцимовой и давсонитовой минерализации, очень сложный состав бороносных калийно-магниевых солей, присутствие в них примеси магнезита, а нередко и его самостоятельных тел значительной мощности, широкое развитие стронциевой минерализации, обычно не характерной для калийно-магниевых солей, но свойственной гидротермально-осадочным месторождениям и т. д. Однако несоизмеримость количества бора, заключенного в пермских солеродных бассейнах в составе рассолов морского происхождения, с количеством бора, которое могло поступить в эти бассейны с гидротермальными растворами, позволяет рассматривать последние, как и серпентинитовые массивы, лишь в качестве дополнительного источника бора. Именно поэтому в пермских бассейнах, несмотря на весьма благоприятное сочетание рудоконтролирующих факторов, в условиях морского галогенеза могли образоваться залежи боратов с относительно невысоким содержанием бора. И только в случае возникновения где-либо в южном обрамлении рассматриваемых впадин небольших изолированных бассейнов в них могли создаваться условия для концентрированной садки боратов, как это имело место в неогене.

При рудообразовании бора в неогеновых озерных бассейнах в качестве главного рудоконтролирующего фактора выступала вулканическая и связанная с ней гидротермальная деятельность. В отличие от континентальных рифтов, где содержание бора в вулканических породах (до 9—15 г/т), магматических газах (до 3,2—4 мг/л), гидротермальных растворах (до 3,4—3,8 мг/л) и соляных озерах (до 100—118 мг/л) очень низкое, в орогенных поясах окраинно-континентального вулканизма, к которым относятся, в частности, Тихоокеанский и Альпийско-Гималайский пояса, содержание бора в десятки и сотни раз выше. В лавах и туфах, например, оно достигает 200—400 и даже 900 г/т, в магматических газах — 200—600 мг/л, в гидротермальных растворах — 600—1800 мг/л, а в соляных озерах — 3—4 г/л, т. е. вполне достаточное для садки боратов. Эти факты, свидетельствующие о четко выраженной геохимической специализации названных поясов в отношении бора [Озол, 1977], как и нахождение в их пределах всех известных в неогеновых отложениях залежей боратов, позволяют выделить эти пояса в качестве глобальных борнорудных. Особенно интенсивно рудообразование бора в пределах таких поясов происходило в зонах их сочленения со срединно-океаническими хребтами и трансформными разломами. Подобная обстановка отмечалась на западе США [Lipman e. a., 1972] во время формирования месторождений Фернис-Крик, Крамер и других, при перекрытии Американской плитой срединно-океанического хребта, разделявшего плиты Тихоокеанскую и Кокос. Аналогичную обстановку можно предположить, учитывая направление и скорость перемещения Турецкой плиты [Mc Kenzie, 1970], на Анатолий-

ском плато во время формирования месторождений Султан-Чаир, Кырка-Сарикайа и других, при поддвигании под эту плиту трансформного разлома, фиксируемого по многочисленным выходам серпентинитов. В связи с этим места сочленения различных по своему типу подвижных поясов представляются в качестве важнейших борнорудных узлов, а развитые в их пределах озерные соленосные отложения как весьма перспективные на поиски залежей боратов. В СССР к таким местам, судя по существующим палеогеодинамическим реконструкциям [Городницкий и др., 1978], относится Джунгаро-Балхашский регион.

Главную роль в борнорудных процессах, протекавших в неогеновых озерных бассейнах, наряду с испарением играла разгрузка гидротермальных растворов. В отличие от продуктов фумарольно-сольфатарной деятельности, содержание бора в которых составляет в среднем 6 мг/л, концентрация в гидротермальных растворах, разгружающихся в зонах глубинных разломов, более чем в 100 раз выше и составляет в среднем около 120 мг/л, а нередко достигает, как уже отмечалось, 600—900 и даже 1800 мг/л. Поэтому, вопреки широко распространенному мнению, главное значение в борнорудном процессе придается не продуктам фумарольно-сольфатарной деятельности, а активно действовавшим гидротермальным системам, которые являлись главным поставщиком бора. Меньшее значение имело поступление бора в озерные бассейны в результате его выщелачивания из лав, выстилавших борта этих бассейнов, и при подводном разложении вулканических пеплов, сопровождавшемся их превращением в монтмориллонитовые или палыгорскит-сепиолитовые глины.

Разгрузка гидротермальных растворов часто сопровождается образованием в зонах глубинных разломов куполов и покровов травертинов. При этом в условиях аридного климата вместе с кальцитом и арагонитом в осадок выделяются трона, бура и другие легкорастворимые соли натрия, а также ряд малых элементов, подвижных в гидротермальном процессе (Sr, As, Sb, Li, Ge и т. д.). Парагенетический комплекс минералов и элементов, выделяющихся в осадок, особенно на последних этапах травертинообразования, весьма характерен и для соленосных озерных отложений, содержащих залежи боратов. Это позволяет рассматривать травертины и связанный с ними комплекс минералов и элементов, присутствующих в озерных отложениях, в качестве важных индикаторов бороносности этих отложений.

Таким образом, в залежах боратов, приуроченных к соленосным отложениям как пермского, так и неогенового возраста, четко проявлены признаки его полигенной природы. Месторождения бора независимо от их возраста представляют собой аномалии, возникшие в результате одновременного действия нескольких рудоконтролирующих факторов, при «пересечении» нескольких рудогенерирующих процессов, каждый из которых при формировании месторождений различного возраста протекал с разной интенсивностью. Такие процессы, как испарение или разгрузка гидротермальных растворов, правильнее не противопоставлять друг другу, а искать формы их проявления, которые в зависимости от конкретной геологической обстановки могут существенно меняться. Необходимо подчеркнуть, что при образовании крупных промышленных месторождений бора, залегающих в отложениях неогенового возраста, особо важное место среди различных рудообразующих процессов занимала вулканическая и сопровождающая ее гидротермальная деятельность. Она оказывала не только прямое, но и косвенное влияние на рудообразование бора в бассейнах седиментации. Так, синхронное поступление в озерные бассейны вулканических пеплов и гидротермальных растворов, которое привело к накоплению в них огромного количества бора, способствовало возникновению и сохранению в этих бассейнах щелочной обстановки, необходимой для образования залежей боратов.

В целом в орогенных поясах окраинно-континентального вулканизма в процессе вулканической и связанной с ней гидротермальной деятельности только в течение неогенового и четвертичного периодов на поверхность вынесено более 200 млрд. т гидротермальных растворов, а в их составе около 100 млн. т бора, давших 1 млрд. т боратов. Кроме того, в составе гидротерм были вынесены многие миллионы тонн магния и натрия, необходимые для образования залежей палыгорскитовых, сепиолитовых глин и троны, более миллиона тонн стронция, лития и других полезных ископаемых, содержащихся в бороносных отложениях. Эти цифры наглядно иллюстрируют то огромное влияние, которое гидротермальная деятельность оказывает на процессы рудообразования в бассейнах седиментации. Причем наиболее отчетливо оно проявляется в условиях континентального литогенеза аридного типа, когда в отдельных небольших впадинах создается особо благоприятная обстановка для концентрированного накопления бора и сопутствующих ему элементов. Перечисленное выше позволяет рассматривать орогенные пояса окраинно-континентального вулканизма и развитые в их пределах озерные соленосные отложения в качестве весьма перспективных объектов проведения поисковых работ на бор и сопутствующие полезные ископаемые. В СССР особого внимания заслуживает территория Закавказья и Памира, где в современных осадках термальных источников и соляных озер уже найдены проявления буры и тинкалконита.

Э. И. Чечель, Я. Г. Машович, Ю. Г. Гилёв, Г. И. Чаузова

НЕПСКИЙ КАЛИЕНОСНЫЙ БАССЕЙН ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И УСЛОВИЯ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ

Наиболее перспективный район на юге Сибирской платформы для обнаружения месторождений калийных солей — Непско-Тунгусское междуречье. Длительное время из-за отсутствия пробуренных скважин перспективы калиеносности этого района оценивались исходя из гидрохимического опробования вод источников, имеющих повышенные содержания калия. Это давало возможность исследователям предполагать наличие пластов калийных солей в разрезе кембрийских отложений, что отразилось в работах И. С. Шарапова (1938), Е. Э. Разумовской (1960), Е. В. Пиннекера (1966), П. И. Трофимука (1971, 1972) и в производственных отчетах С. М. Кореневского, Е. Е. Майдюк, Ю. М. Тарасевича, Л. И. Верхозина, И. Н. Угланова и др. В 1961—1962 гг. проблема перспектив калиеносности Сибирской платформы была всесторонне рассмотрена А. Л. Яншиным (1962). Результаты научного обоснования послужили основой для проведения калиепоисковых работ в экономически более освоенных южных районах Сибирской платформы. В труднодоступных северных районах Иркутской области поисковые работы не проводились и имеющаяся информация по составу и строению соленосных толщ базируется главным образом на данных нефтепоисковых скважин. Особенно большой объем нефтепоискового бурения был выполнен в последние годы в пределах Непско-Ботуобинского свода, южная периклиналь которого охватывает Непско-Тунгусское междуречье.

Скважины бурились с целью обнаружения нефти и газа в подсолевых отложениях, и поэтому керн по соленосной толще практически не отбирался. Всю информацию по составу и строению соленосной толщи можно получить, только используя данные нефтепромысловой геофизики: стан-

дартный каротаж (КС), гамма-каротаж (ГК), нейтронный гамма-каротаж (НГК) и кавернометрию, которые обязательны при нефтепоисковом бурении. Комплексное использование этих методов позволяет достаточно надежно выделять в разрезе соленосной толщи калийные соли, определять их минералогический состав, а в некоторых случаях и содержание калия. В условиях Сибири, где специализированных калиепоисковых скважин пробурено крайне недостаточно, а нефтепоисковое бурение ведется в широких масштабах, это обстоятельство является очень важным, поскольку дает возможность без дополнительных затрат произвести прогнозную оценку перспектив калиеносности огромных по масштабам территорий и выделить наиболее перспективные площади под калиепоисковое бурение.

Проведенное нами обобщение материалов нефтепромысловой геофизики позволило выделить в разрезе кембрия калиеносные горизонты, определить границы калиеносного бассейна и выдать конкретные рекомендации для проведения калиепоисковых работ. Пробуренная в 1977 г. с отбором керна нефтепоисковая скважина 124 вскрыла карналлитовую залежь, а законченная в 1979 г. бурением калиепоисковая скважина 2 в пос. Непа обнаружила промышленной мощности пласты сильвинитов, подтвердив тем самым высокие перспективы данного района.

Ниже будут изложены результаты прогнозных исследований, выполненных ВостСибНИИГГиМСом в период с 1976 по 1979 г.

Нами проанализированы материалы по 224 скважинам глубокого бурения. Установлено, что на всем протяжении раннего кембрия на Непско-Тунгусском междуречье происходило накопление каменной соли. Данный район входит в состав Восточно-Сибирского соленосного бассейна и располагается в его юго-восточной части. Здесь соленосные толщи присутствуют на трех стратиграфических уровнях и приурочены к усольской, бельской, ангарской свитам. Пласты каменной соли группируются в соленосные пачки мощностью от 30 до 200 м. Всего в разрезе кембрия выделяется 14 соленосных пачек [Чечель и др., 1977]. По данным нефтепромысловой геофизики, калийные соли присутствуют в составе одиннадцатой соленосной пачки усольской, шестой, третьей и второй пачках ангарской свит. Наиболее перспективны для обнаружения месторождений калийных солей отложения шестой соленосной пачки ангарской свиты.

В структурном отношении Непско-Тунгусское междуречье охватывает зону Непских дислокаций. Осадочный чехол в ее пределах имеет мощность 1600—2600 м (рис. 1). Мощность соленосных отложений составляет 1300—1700 м. Сравнительно неглубокое залегание фундамента и положение района на стыке таких крупных структурно-тектонических зон, как Тунгусская синеклиза и Приленская зона, обусловили сложность его тектонического строения. Здесь развита линейная складчатость, осложненная многочисленными разрывными нарушениями. Многие разломы, выявленные геологической съемкой, прослеживаются не только в надсолевых отложениях, но и в соленосной толще. Складки на глубину постепенно выполаживаются. В подсолевых породах они не прослеживаются. Корни складок, видимо, находятся в отложениях усольской свиты, где установлены локальные изменения мощностей каменной соли. В сводах антиклиналей наблюдается существенное изменение мощностей солей ангарской свиты. Все антиклинальные складки узкой полосой прослеживаются в северо-восточном направлении, образуя ветви антиклиналей.

Наибольший интерес при оценке перспектив калиеносности представляет центральная часть зоны Непских дислокаций, где между Соснинской, Токминской и Волоконской ветвями антиклиналей располагается Суриндо-Гаженский прогиб [Замараев, Рязанов, 1972; Рязанов, 1973]. Данный прогиб протягивается на 240 км от верхнего течения р. Непы до верховьев р. Чоны. Ширина его достигает 80 км. К северо-востоку и юго-западу прогиб быстро сужается за счет воздымания в этих направлениях кулисообразно расположенных антиклиналей. Суриндо-Гаженский

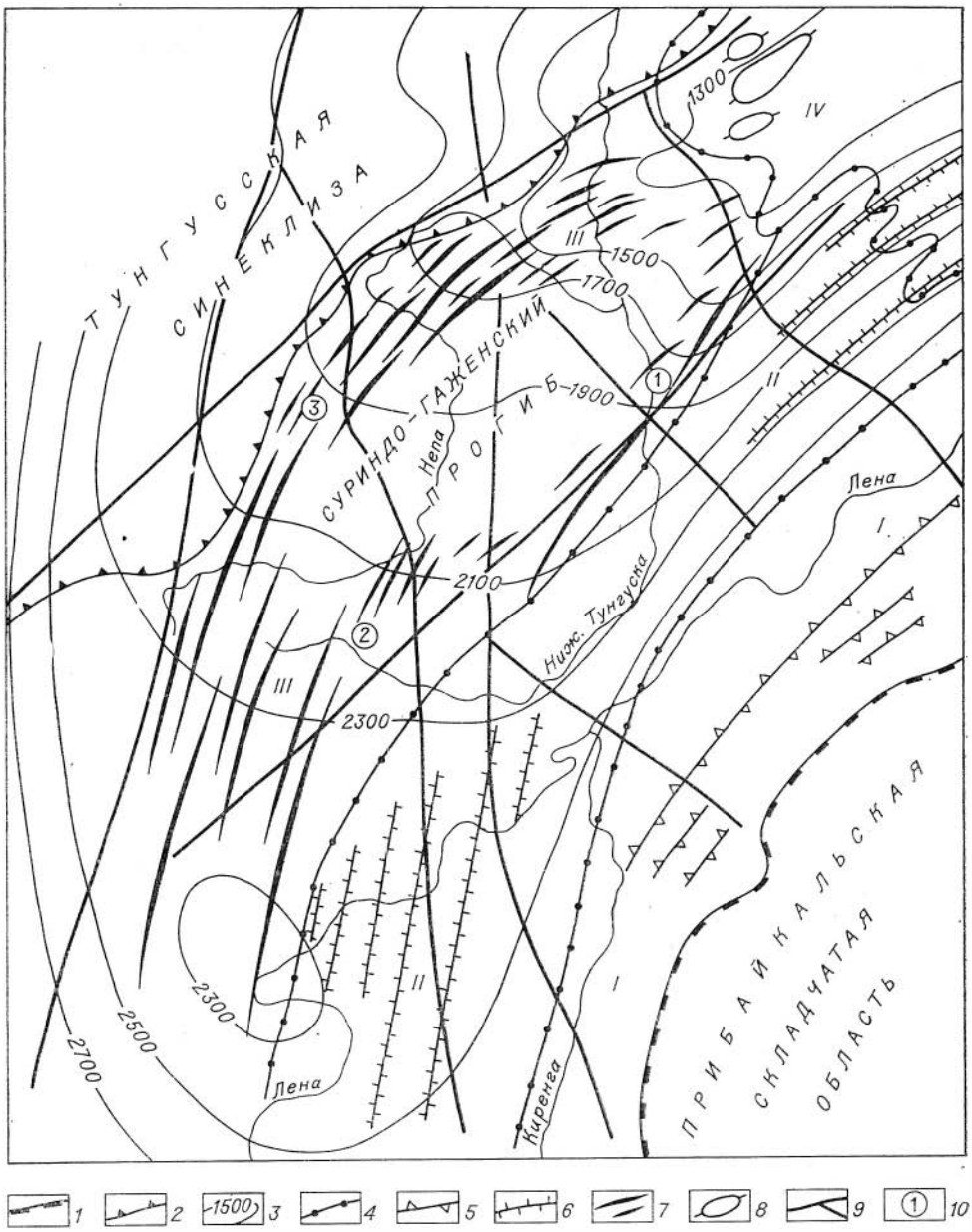


Рис. 1. Положение Суриндо-Гаженского прогиба в общей структуре юга Сибирской платформы.

1 — современная граница Сибирской платформы; *2* — юго-восточная граница Тунгусской синеклизы; *3* — изогипсы кровли кристаллического фундамента платформы; *4* — границы структурных зон: Приленской (I), Марковско-Ичерской (II), Непской (III), Пеледуйского поднятия (IV); *5* — валы и антиклинали Приленской зоны; *6* — брахиантиклинали и валообразные поднятия Марковско-Ичерской зоны; *7* — линейные антиклинали Непской зоны; *8* — купола и брахиантиклинали Пеледуйского поднятия; *9* — основные разломы осадочного чехла и, возможно, фундамента; *10* — ветви антиклинальных складок Непской зоны: Соснинская (1), Волоконская (2) и Токминская (3).

прогиб выполнен красноцветными терригенно-карбонатными отложениями среднего — верхнего кембрия и ордовика мощностью до 800 м, ниже которых повсеместно залегает соленосная толща. Внутреннее поле прогиба представляет собой единый блок, слегка наклоненный на юго-восток. Судя по тому, что в сводах антиклиналей нередко наблюдаются локальные увеличения или сокращения мощностей за счет перетоков каменной соли, эти складки образовались в послекембрийское время.

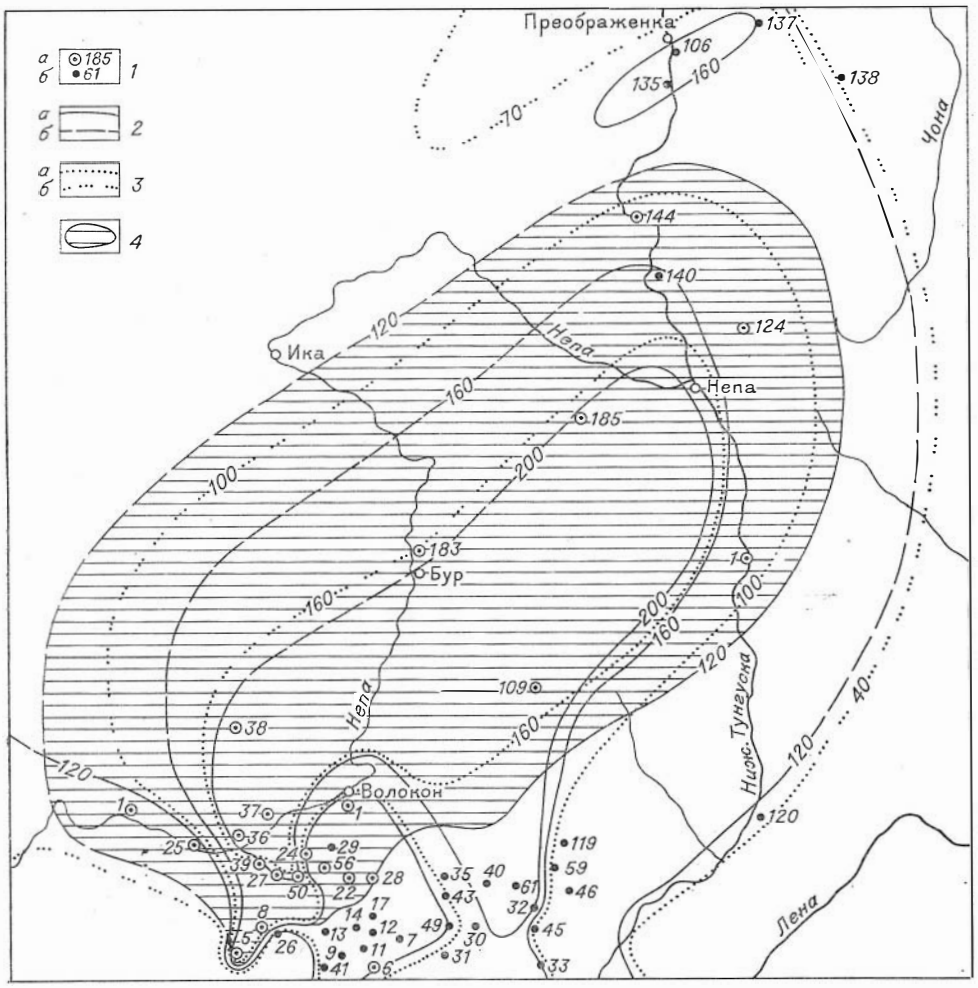


Рис. 2. Совмещенная карта мощностей солей и суммарных отложений шестой пачки ангарской свиты Непского калиеносного бассейна.

1 — скважины нефтепоискового бурения и их номера: вскрывшие калийные соли (*а*), без калийных солей (*б*); *2* — изопахиты отложений шестой пачки: достоверные (*а*), предполагаемые (*б*); *3* — изопахиты солей: достоверные (*а*), предполагаемые (*б*); *4* — Непский калиеносный бассейн.

По данным нефтепромысловой геофизики наибольшее количество пластов калийных солей приурочено к шестой соленосной пачке, расположенной в основании ангарской свиты. Пачка сложена каменной и калийными солями, сульфатными, сульфатно-карбонатными и карбонатными породами. Во внутренних районах прогиба в ее составе преобладают каменная и калийные соли, содержание которых составляет 90—95% и более, а в окраинных — сульфатные и сульфатно-карбонатные породы (рис. 2). Суммарная мощность отложений колеблется от 120 до 300 м, а соленасыщенность — от 20 до 100%. С линией соленасыщенности 85% совпадает контур распространения калийных солей (рис. 3). В пределах прогиба калийные соли прослеживаются на территории более 22 тыс. кв. км. Здесь пачка отчетливо подразделяется на три горизонта: нижнюю каменную соль, калиеносный горизонт и верхнюю каменную соль (рис. 4). Нижняя каменная соль практически на 100% сложена галитом. Граница между доломитами булайской свиты и каменной солью очень резкая. В настоящее время по каротажным кривым нет возможности определить, имеются ли между этими отложениями породы, характеризующие условия промежуточной солености. Однако, по аналогии с дру-

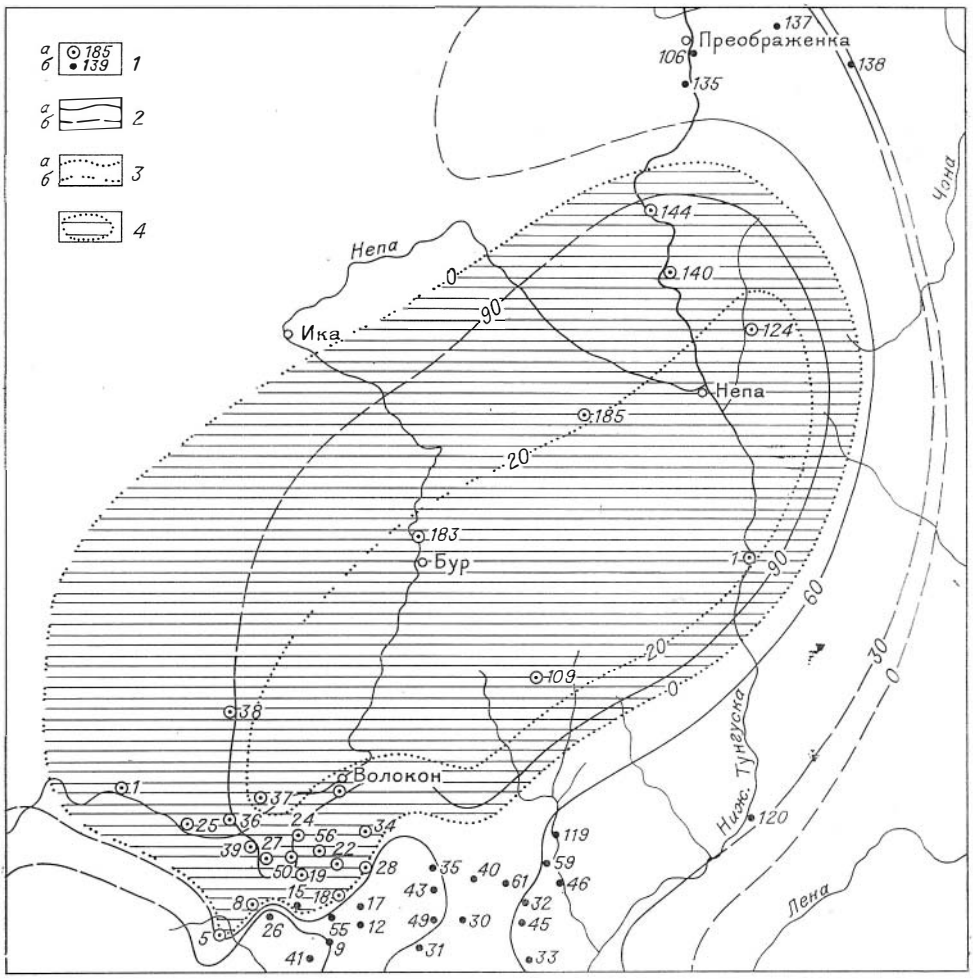
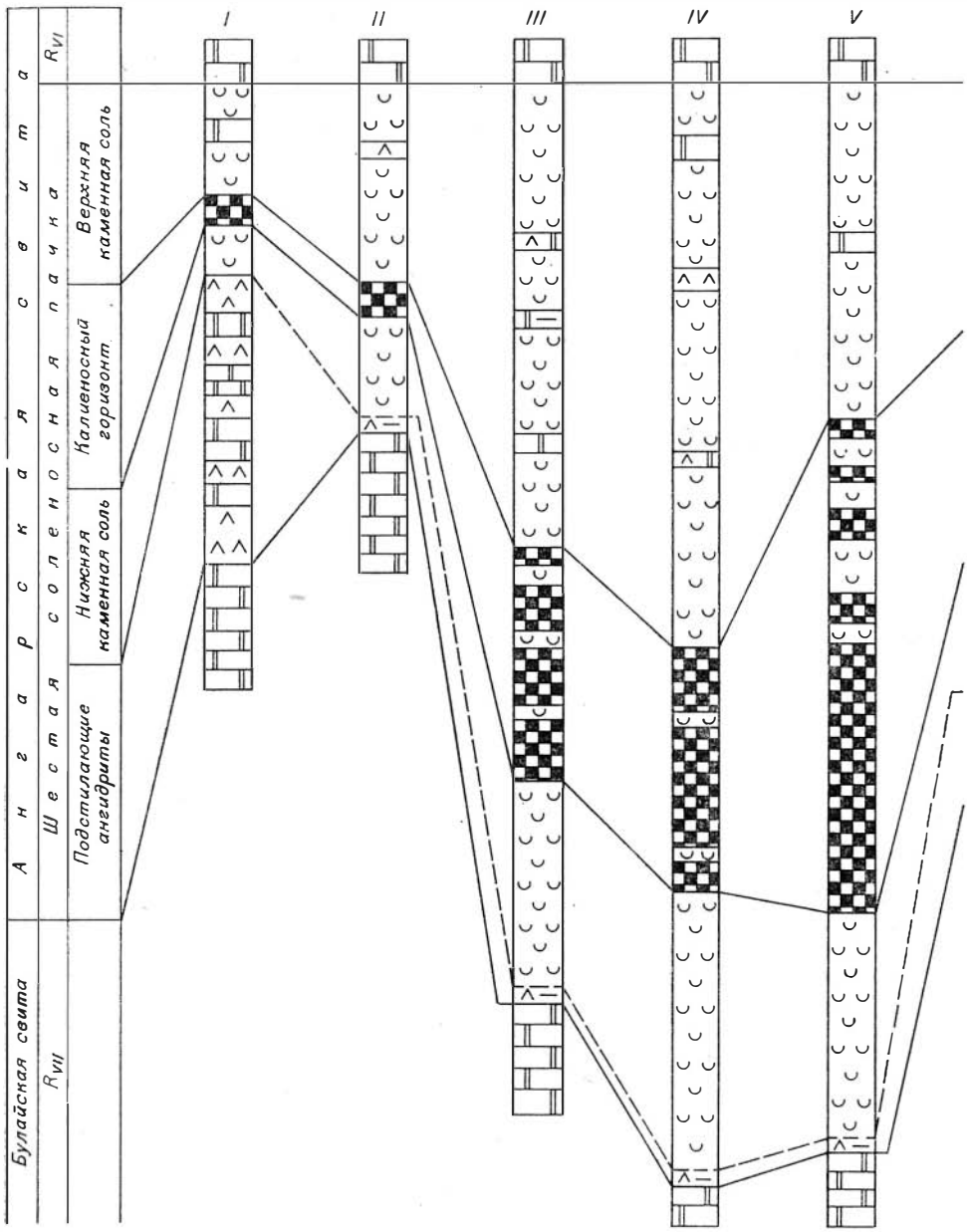


Рис. 3. Совмещенная карта соле- и калиенасыщенности отложений шестой пачки ангарской свиты Непского калиеносного бассейна.

1 — скважины нефтепоискового бурения и их номера: вскрывшие калийные соли (*а*), без калийных солей (*б*); *2* — линии равной соленасыщенности отложений шестой пачки: достоверные (*а*), предполагаемые (*б*); *3* — линии равной калиенасыщенности отложений шестой пачки: достоверные (*а*), предполагаемые (*б*); *4* — Непский калиеносный бассейн.

гими калиеносными бассейнами, можно предположить, что именно здесь должны располагаться маломощные бассейновые ангидриты или ламиниты, которым на бортах прогиба соответствуют многометровые образования флазерных ангидритов [Meier, 1977]. Мощность нижней каменной соли уменьшается от 50—70 м в центральных районах до 20—30 м к его окраинам, а за пределами прогиба этот горизонт полностью выклинивается.

Выше залегает калиеносный горизонт мощностью от 1,5 м в окраинах до 126 м во внутренних районах прогиба. Наиболее простое строение горизонта установлено в северо-восточном и северо-западном районах его распространения (рис. 5). Здесь он представлен одним или двумя пластами калийных солей, суммарная мощность которых 39 м. В юго-западном и юго-восточном направлениях мощность горизонта увеличивается до 126 м, а суммарная мощность калийных пластов достигает 93 м. Строение его становится более сложным. В разрезе горизонта появляются многочисленные слои каменной соли, в результате чего происходит разлинзование крупных калийных пластов на более мелкие, количество которых достигает 12. Фациально наиболее устойчива нижняя часть раз-



реза. Залегающий здесь единый пласт калийных солей, постепенно увеличиваясь в мощности, прослеживается почти до верховий р. Поймыги, достигая в скв. 109 мощности 69,5 м, и только в долине р. Суринтды происходит его разлинзование. В этом же районе фактически полностью выклиниваются маломощные пласты калийных солей, залегающие в верхней части. В направлении на юго-восток и юго-запад происходит дальнейшее замещение и разлинзование пластов калийных солей каменной солью, и в окраинных участках суммарная мощность калийных пластов не превышает 1,5 м.

Область развития калийных солей охватывает не только всю территорию Суриндо-Гаженского прогиба, но и сопредельные с ним антиклинальные структуры. Здесь разрезы калиеносного горизонта отличаются чрезвычайным разнообразием строения и характером распределения калийных пластов, развитых почти по всему разрезу шестой соленосной

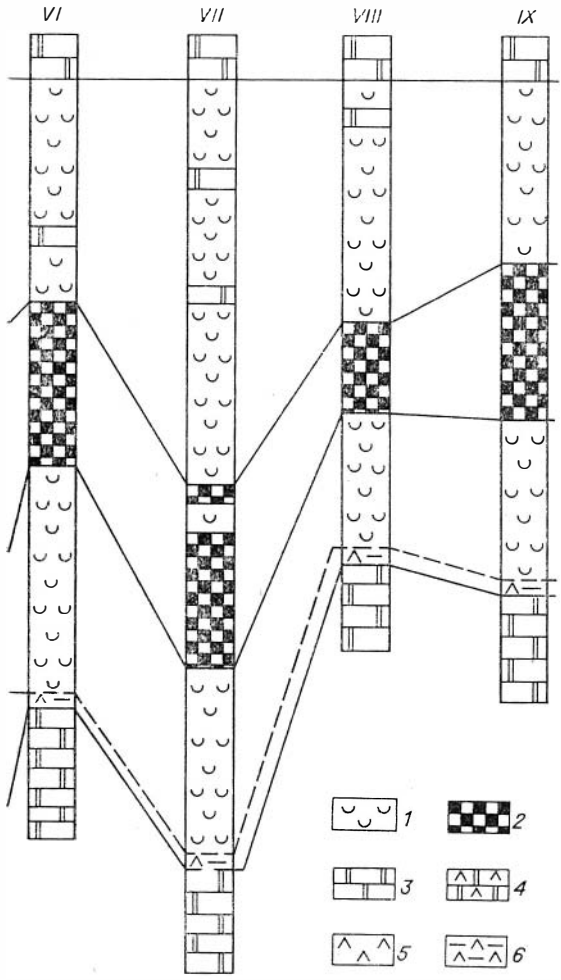


Рис. 4. Схема сопоставления калиеносных горизонтов ангарской свиты Непского бассейна. Площади нефтепоискового бурения: Ярактинская, скв. 10 (I), скв. 25 (II), скв. 36 (III), скв. 38 (IV)); Бурская, скв. 109 (V); Средне-Нецкая, скв. 183 (VI), скв. 185 (VII); Соснинская, скв. 1-пр (VIII); Верхне-Чонская, скв. 124 (IX); типы пород: *1* — каменная соль, *2* — калийные соли, *3* — доломиты, *4* — доломито-ангидриты и ангидрито-доломиты, *5* — ангидриты, *6* — тонкослоистые сульфатные породы (ламиниты).

пачки. В пределах прогиба соленосные отложения тектоническими деформациями затронуты незначительно, и отдельные пласты и пачки протягиваются на большие расстояния. В антиклинальных структурах, окружающих прогиб, интенсивно проявился соляной тектогенез, который привел к разрыву сплошности слоев, перемещению и перераспределению соляных масс.

Исключительно важное практическое значение имеет решение вопроса о минеральном составе калийных солей и характере его изменения. Нефтепромысловая скв. 124, пройденная с отбором керна в северо-восточной части Суриндо-Гаженского прогиба (см. рис. 5), показала, что калиеносный горизонт сложен преимущественно породой галит-карналлитового состава. Здесь калиеносный горизонт выделяется в виде единого пласта, в котором отсутствуют сколько-нибудь значительные по мощности прослои некалийных пород. В юго-восточном направлении калийные соли частично замещаются каменной, за счет чего и происходит разлинзование единого калийного пласта. Аналогичные фациальные изменения наблюдаются и для перекрывающей калийный горизонт каменной соли. Если в северо-восточной части прогиба в ней прослои сульфатно-карбонатных пород отсутствуют, то в юго-восточных районах они слагают до 15% разреза. Подобное обстоятельство может свидетельствовать о том, что в направлении с северо-востока на юго-запад снижалась соленость вод бассейна. Следовательно, вполне вероятно, что карналлитовые осадки, накопившиеся в северо-восточной части бассейна, во внутренних и южных районах могли смениться сильвинитовыми.

Этот вывод подтверждается фактическим материалом, который имеется в настоящее время. По данным калиепоисковой скв. 2, пройденной Иркутским геологическим управлением юго-западнее скв. 124, отмечается в верхней и нижней частях разреза калиеносного горизонта сильвин. Здесь мощность калиеносного горизонта составляет 69 м, и в его разрезе отчетливо выделяются три зоны: нижняя сильвинитовая с карналлитом (10 м), средняя карналлитовая (50 м) и верхняя сильвинитовая (9 м). При интерпретации каротажных диаграмм нефтепоисковых

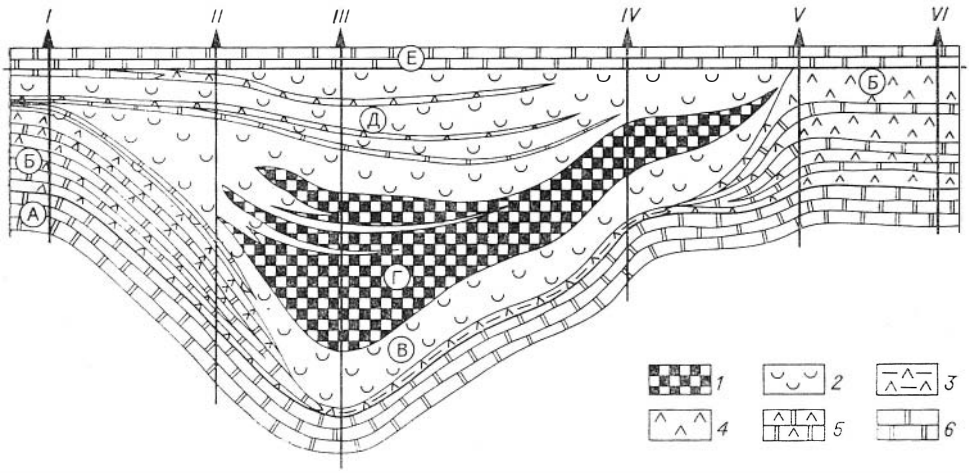


Рис. 5. Внутреннее строение Непского калиеносного бассейна.

Площади нефтепоискового бурения: Марковская, скв. 64 (I); Аянская, скв. 40 (II); Бурская, скв. 109 (III); Верхне-Чонская, скв. 124 (IV); Преображенская, скв. 138 (V); Верхне-Чонская, скв. 122 (VI). Стратиграфические горизонты: А — булайская свита, Б — Е — ангарская свита (Б — подстилающие ангидриты, В — нижняя каменная соль, Г — калиеносный горизонт, Д — верхняя каменная соль, Е — карбонатный маркирующий горизонт (R_{VI})); типы пород: *1* — калийные соли, *2* — каменная соль, *3* — тонкослоистые сульфатные породы (ламиниты), *4* — ангидриты, *5* — ангидрито-доломиты и доломито-ангидриты, *6* — доломиты.

скважин 183 и 185, пробуренных во внутренних районах прогиба, установлено, что содержание калия в солях достигает 25, а в некоторых случаях 30%. Как показывают химические анализы калийных солей, в скважинах 124 и 2 содержание калийных минералов составляет 40—60%. Если допустить, что вскрытые скважинами 183 и 185 породы содержат такое же количество калийных минералов, то станет очевидным, что основной калийный минерал здесь — сильвин.

Следует отметить, что для внутренних районов Суриндо-Гаженского прогиба характерны более высокие, чем для окраин, значения калий-магниевого отношения в соленых водах и рассолах, что также может свидетельствовать о преимущественном распространении здесь сильвинитов.

Перекрывается калиеносный горизонт верхней каменной солью мощностью от нескольких десятков метров на большей части территории зоны непских дислокаций до 160 м в южных районах прогиба.

За пределами прогиба шестая соленосная пачка имеет иное строение и в ее составе выделяются два горизонта: подстилающих ангидритов и верхней каменной соли. По данным колонкового бурения, проведенного с отбором керна в районах, расположенных восточнее и южнее, горизонт подстилающих ангидритов сложен (снизу) пластом ангидрита (10—15 м), который выше по разрезу сменяется вначале доломитом (20—30 м), а затем ангидритом (50—60 м). Суммарная мощность горизонта составляет 80—105 м. Он, существенно не изменяя своего строения и мощности, прослеживается в восточной части зоны непских складок. Западнее из разреза выпадают вначале верхние ангидриты, затем доломиты и нижние ангидриты. Во внутренних частях прогиба горизонт подстилающих ангидритов почти полностью выклинивается. Здесь возрастными аналогами его должны являться тонкослоистые ангидриты типа ламинитов.

В настоящее время основные перспективы калиеносности кембрийских отложений связываются с отложениями шестой соленосной пачки ангарской свиты. Именно во время образования осадков этой пачки был сформирован Непский калиеносный бассейн. Он располагался на стыке Канско-Тасеевской, Верхне-Ленской впадин и Непско-Вилюйской приподнятой зоны [Чечель и др., 1977]. В палеотектоническом отношении калиеносный бассейн развивался на территории Непско-Тунгусского па-

леопрогиба, в состав которого входила не только площадь современного Суриндо-Гаженского прогиба, но и окружающие его ветви антиклинальных складок. Характерной особенностью развития этого прогиба являлось то обстоятельство, что в булайское и в начале ангарского времени скорость прогибания дна бассейна седиментации значительно превышала скорость накопления осадков, в результате чего образовались осадки булайской свиты и горизонта подстилающих ангидритов ангарской свиты минимальной мощности. В связи с этим акватория прогиба в указанное время представляла собой ванну глубиной более 210 м, не заполненную осадками. Такая морфология дна бассейна седиментации обусловила резкий перепад его глубин на границе прогиба и окружающих территорий.

Незначительная глубина моря на обширных, окружающих прогиб пространствах обеспечивала хороший прогрев воды, следствием чего было интенсивное испарение и рост ее солености. Высокоминерализованная рапа скатывалась в погруженные части прогиба. На его бортах смешивались воды разной солености, что приводило к накоплению здесь мощных ангидритовых толщ, а внутри бассейна — маломощных ангидритов (ламинитов). В результате этого на бортах прогиба формировался ангидритовый вал, который в геоморфологическом плане имел полуостровное или островное строение. Окруженный мелководным шельфом и ангидритовым барьером, Непско-Тунгусский палеопрогиб представлял собой бессточную котловину, в которую поступали растворы, обедненные $CaSO_4$, но первично-высококонцентрированные по NaCl. Достаточно надежная изоляция от областей морского питания привела к тому, что соленость рапы здесь достигла стадии садки галита значительно раньше, чем в других районах, что обусловило осаждение в прогибе галита горизонта нижней «каменной соли», фактически отсутствующего за его пределами. По мере развития изоляции бассейна общий уровень солености его вод повышался и в прогибе стали накапливаться высокоминерализованные рассолы, насыщенные по калию, что в конечном итоге привело к формированию мощного «калиеносного горизонта». После того как осадки калиеносного горизонта полностью заполнили прогиб, произошло выравнивание рельефа дна бассейна седиментации. К этому времени соленость вод по всей акватории Восточно-Сибирского солеродного бассейна выравнилась и началось повсеместное накопление осадков «верхней каменной соли».

Проведенный анализ показал, что на большой части Непского бассейна калийные соли залегают на глубинах менее 1200 м, а в долинах крупных рек и в сводах антиклиналей — 600 м. Условия залегания калийных пластов в различных частях бассейна существенно отличаются. На территории Суриндо-Гаженского прогиба, охватывающей более 50% всей перспективной площади, пласты и пачки калийных солей залегают относительно спокойно. Значительно сложнее условия залегания калийных пластов в пределах Токминской, Волоконской и Соснинской ветвей антиклинальных складок. В результате разрывных нарушений здесь нередко отмечается сдвоение разрезов или выпадение отдельных его частей. Под действием соляного тектогенеза произошли мощные «перетоки» каменной соли, в результате чего в одних разрезах наблюдается полное или частичное отсутствие солей, а в других мощность их в 3—4 раза превышает среднюю. В первом случае пласты калийных солей были отжаты, а во втором за счет внутрипластового перетока «нагнетались» в ядра соляных валов, где неоднократно повторялись в разрезе, чем нередко и определялась аномально-большая мощность калиеносного горизонта. Однако в районах активного проявления соляной тектоники могут встречаться участки с нормальным залеганием калийных пластов.

В пределах Непского калиеносного бассейна к наиболее перспективным районам, в которых предполагается распространение промышленных залежей калийных солей преимущественно сильвинитового состава, относится центральная часть Суриндо-Гаженского прогиба, включающая

водораздельные пространства рек Сурингды, Болванинки и среднего течения р. Непы. По бассейну прогнозные запасы сильвина составляют 4,8 млрд. т (в пересчете на K_2O — 3,02 млрд. т), карналлита — 5,9 млрд. т (в пересчете на K_2O — 1,64 млрд. т). С целью прогнозной оценки района прежде всего необходимо завершить бурение поисковых скважин вдоль осевой части прогиба, рекомендованных Новосибирским совещанием 1977 г. Дальнейшее калиепоисковое бурение следует сосредоточить в центральной и южной частях прогиба, где рекомендуется пробурить 15 скважин (общим метражом 13—15 тыс. пог. м), расположив их по трем профилям. Для определения закономерностей строения прогиба по отложениям ангарской свиты и уточнения мест заложения поисковых скважин территория прогиба должна быть изучена геофизическими методами: электро- и сейсморазведкой.

После завершения общих поисков будет получен дополнительный фактический материал, который даст возможность более обоснованно перейти к определению качественной характеристики калийных руд и выделить районы для постановки детальных поисков и предварительной разведки. Особенно благоприятными показателями характеризуются Бурский и Гаженский участки.

Суммируя наши знания по калиеносности завершающего цикла нижнекембрийского галогенеза на Сибирской платформе, можно выделить ангарскую калиеносную формацию, детальному изучению которой и должны быть посвящены дальнейшие исследования.

С. М. Кореневский

ГАЛОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ, ИХ ТИПИЗАЦИЯ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И СОПУТСТВУЮЩАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

В осадочном чехле Русской платформы более или менее существенные проявления галогенеза установлены в отложениях ордовика, силура, девона, карбона, перми, юры и неогена. Интенсивность галогенеза во времени резко изменялась. Наиболее интенсивное соленакопление обычно следовало за эпохами крупного орогенеза. Такими послеорогенными периодами на территории Русской платформы и особенно ее обрамления являлись средний и поздний девон, ранняя и поздняя пермь, поздняя юра и неоген.

В геологической истории платформы выделяется три крупных этапа мощного соленакопления — девонский, пермский и неогеновый. Именно в это время здесь были образованы крупные галитсодержащие формации с залежами калийно-магниевых солей. В остальные периоды галогенез на Русской платформе, как правило, не достигал стадии садки галита, и галогенные отложения (эвапориты) представлены здесь лишь гипсом и ангидритом.

Галогенные формации, называемые за рубежом эвапоритовыми, образовались при испарении морской воды или рассолов. Литологический облик их более существенно определяется типами солеродных бассейнов и особенно степенью завершенности в них циклов галогенной седиментации. Это и принято нами в качестве принципиальной основы при их классификации.

Генетически и литологически галогенные формации резко разделяются на морские и континентальные. На Русской платформе они почти все морские, хотя и формировались в различных типах солеродных бас-

Определяющие минеральные компоненты	Подтипы	Тип
Карналлит, сильвин, галит	Хлоридный	Калиеносные
Бишофит, карналлит, кизерит, полигалит, сильвин, галит	Сульфатно-хлоридный	
Сильвин, кизерит, лангбейнит, каинит, галит	Сульфатный	
Галит	Хлоридный	Соленосные
Ангидрит, галит	Сульфатно-хлоридный	
Доломит, ангидрит, галит	Карбонатно - сульфатно-хлоридный	
Ангидрит, доломит, галит	Сульфатно - карбонатно-хлоридный	
Терригенные породы, карбонаты, галит	Терригенно - карбонатно-хлоридный	
Галит, ангидрит, гипс	Хлоридно-сульфатный	
Галит, карбонаты, ангидрит, гипс	Хлоридно - карбонатно-сульфатный	
Ангидрит, галит, карбонаты	Сульфатно -хлоридно-карбонатный	
Галит, ангидрит, карбонаты	Хлоридно-сульфатно-карбонатный	
Терригенные породы, галит, карбонаты	Терригенно-хлоридно-карбонатный	
Галит, карбонаты, терригенные породы	Хлоридно-карбонатно-терригенный	
Галит, терригенные породы	Хлоридно-терригенный	
Ангидрит, гипс	Сульфатный	Гипсоносные
Карбонаты, гипс	Карбонатно-сульфатный	
Терригенные породы, карбонаты, гипс	Терригенно-карбонатно-сульфатный	
Гипс, карбонаты	Сульфатно-карбонатный	
Терригенные породы, гипс, карбонаты	Терригенно-сульфатно-карбонатный	
Гипс, карбонаты, терригенные породы	Сульфатно-карбонатно-терригенный	
Гипс, карбонаты	Гипсоносный карбонатный	
Гипс, терригенные породы	Гипсоносный терригенный	

Галогенные формации

Типы галогенных формаций и определяющие их минеральные компоненты

сейнов — лагунах, закрытых и открытых заливах и внутриконтинентальных солеродных морях [Кореневский, 1972]. По степени завершенности циклов галогенной седиментации выделяется три типа галогенных формаций — гипсоносные, соленосные и калиеносные (см. таблицу).

Гипсоносные формации платформы обычно сложены сульфатами кальция (гипс и ангидрит), карбонатами кальция и магния (известняк, доломит) и терригенными породами. По количественному соотношению этих пород среди них выделяются подтипы от сульфатного до гипсоносного терригенного. На Русской платформе наиболее распространены формации этого типа, сложенные сульфатами и карбонатами, относящиеся к карбонатно-сульфатному, сульфатно-карбонатному и гипсоносному карбонатному подтипам. Роль терригенных пород в гипсоносных формациях платформы более существенна только в двух-трех небольших формациях девона и карбона Печорской синеклизы. Это объясняется преимущественно морским генезисом даже формаций этого типа.

Соленосные (галитсодержащие) формации являются одним из трех типов галогенных формаций, а не их синонимом (эти термины неадекватны). Они сложены каменной солью, гипсом, ангидритом, известняками, доломитами и терригенными породами, часто тоже карбонатными и сульфатсодержащими. По соотношению наборов пород в формациях этого типа выделяются подтипы от хлоридного до хлоридно-терригенного. На территории Русской платформы преобладают подтипы, сложенные преимущественно каменной солью, ангидритом (гипсом) и карбонатными породами. Терригенные породы в заметных количествах представлены лишь в верхнедевонской соленосной формации Предтиманья.

Третий тип калиеносных формаций практически наиболее важен, так как содержит самый полный набор полезных ископаемых, в том числе наиболее ценные для народного хозяйства калийные и магниевые соли, бораты и другие минеральные компоненты. Эти формации образовались в обстановке завершенности циклов галогенной седиментации, благодаря чему калиеносные формации имеют наиболее полные разрезы, более значительные мощности и объемы, представлены наиболее полными литонаборами. Калиеносные формации имеют, таким образом, четкие индивидуальные особенности, которые почему-то оставались вне поля зрения некоторых геологов, называвших их соленосными формациями, включающими калиеносные подформации. Этот тип формаций определяется наличием залежей калийных солей, тогда как присутствие калиепроявлений минералогического характера еще недостаточное основание, чтобы относить формацию к калиеносному типу [Кореневский, 1973].

Калиеносные формации по химическому составу определяющих данный тип калийных и калийно-магниевых солей разделяются нами на три подтипа: хлоридный, сульфатно-хлоридный и сульфатный. Не следует, однако, считать, что в данном случае учитывается степень сульфатности солеродного бассейна только на последних стадиях (циклах) галогенной седиментации. Такая направленность процесса галогенеза подготавливалась уже на ранней стадии галогенной седиментации и была обусловлена литологией подсолевого ложа бассейна и окружавших его областей сноса, а также характером гидрохимического режима самого солеродного бассейна и его связей с открытым океаном.

На Русской платформе распространены преимущественно калиеносные формации хлоридного подтипа (верхнедевонские франская и фаменская Припятской впадины, франская Днепровско-Донецкой впадины, нижнепермские Соликамской и Верхнепечорской впадин Предуральского прогиба). Меньше калиеносных формаций сульфатно-хлоридного подтипа (нижнепермские Днепровско-Донецкой впадины и Прикаспийской синеклизы, верхнепермская Балтийской синеклизы), но некоторые из них весьма крупные по объему. Довольно редки калиеносные формации сульфатного подтипа (неогеновые Предкарпатского прогиба).

Для гипсоносных, соленосных и калиеносных типов формаций характерны не только присущие им особенности разрезов и литонаборов, но и направленная градация их мощностей. Н. М. Страхов (1962) наглядно показал, что средняя мощность гипсоносных (у него ангидритовых.— **С. К.**) формаций чаще всего составляет 50 м, реже до 200 и очень редко достигает 300 м. Для соленосных (галитовых по Н. М. Страхову) формаций средняя мощность колеблется от 250 до 700 м (реже от 100 до 1300 м), а для калиеносных — преимущественно от 500 до 1500 м (реже от 200 до 2000 м). По новейшим данным мощность калиеносных формаций может быть и более значительной: для кунгурской Прикаспийской синеклизы до 2500—3000 м, для фаменской Припятской впадины до 2500 м. Средняя мощность калиеносных формаций, видимо, составляет от 800 до 1600 м.

Для палеозойского периода [Кореневский, 1973; Жарков, 1974; Кореннов, 1977], характерно образование калиеносных формаций хлоридного подтипа. В конце палеозоя, начиная с пермского времени, наряду с хлоридными появились калиеносные формации сульфатно-хлоридного типа. Наконец, в кайнозое получили развитие калиеносные формации сульфатного типа. Все это связано с направленной эволюцией на протяжении фанерозоя состава атмосферы, возрастанием роли в осадках седиментационных бассейнов терригенных пород и уменьшением — карбонатных, а также направленной эволюцией химического состава вод Мирового океана.

На протяжении палеозоя, по Ю. Ф. Кореннову (1977), химический состав вод Мирового океана эволюционировал от хлоридного (хлоркальциевого) типа к сульфатному (магниевому подтипу) к рубежу не позднее конца карбонового времени. Наряду с этим, по моему мнению, не меньшую роль играла дифференцированно проявлявшаяся в различных регионах метаморфизация рапы солеродных бассейнов водами суши и алюмосиликатным шламом. Об этом свидетельствует, в частности, наличие одновозрастных пермских и более молодых калиеносных формаций, представленных в сопредельных регионах различными подтипами (Верхнекамская и Прикаспийская кунгурские формации соответственно хлоридного и сульфатно-хлоридного подтипов).

Калиеносные формации хлоридного подтипа подстилаются преимущественно карбонатными породами. Подсолевое ложе калиеносных формаций сульфатного подтипа обычно сложено терригенными породами. Калиеносные формации сульфатно-хлоридного подтипа залегают как на карбонатных, так и на терригенных породах. Как видим, литология подсолевого ложа и окружавшей солеродные бассейны суши направленно влияли на характер метаморфизации (прямой или обратной) рапы солеродного бассейна, на изменение степени ее сульфатности.

Размещение, масштабы и литология галогенных формаций Русской платформы определяются ее геоструктурой (см. рисунок). Анализ структурной приуроченности показал их тесную связь с наиболее мобильными прогибавшимися крупными тектоническими структурами осадочной коры, унаследованными от подобных структур кристаллического фундамента, четко отраженных и в рельефе его поверхности [Валеев, Кореневский, 1977]. Это преимущественно краевые прогибы, крупные экзогональные и внутренние синеклизы, грабены платформ. По кристаллическому фундаменту это — авлакогены или авлакогеноподобные структуры, оконтуренные протяженными линейными разломами. В пределах таких структур обычно возникали солеродные бассейны типа крупных открытых и закрытых заливов, а также внутриконтинентальных морей, периодически также имевших связь с открытыми морями.

На Русской платформе галогенные формации отсутствуют не только на Балтийском щите, но и в пределах ее антеклиз. Некоторое исключение составляет лишь Волго-Уральская антеклиза с ее дифференцированными, более глубоко погруженными сводами, в пределах которой имеются гип-

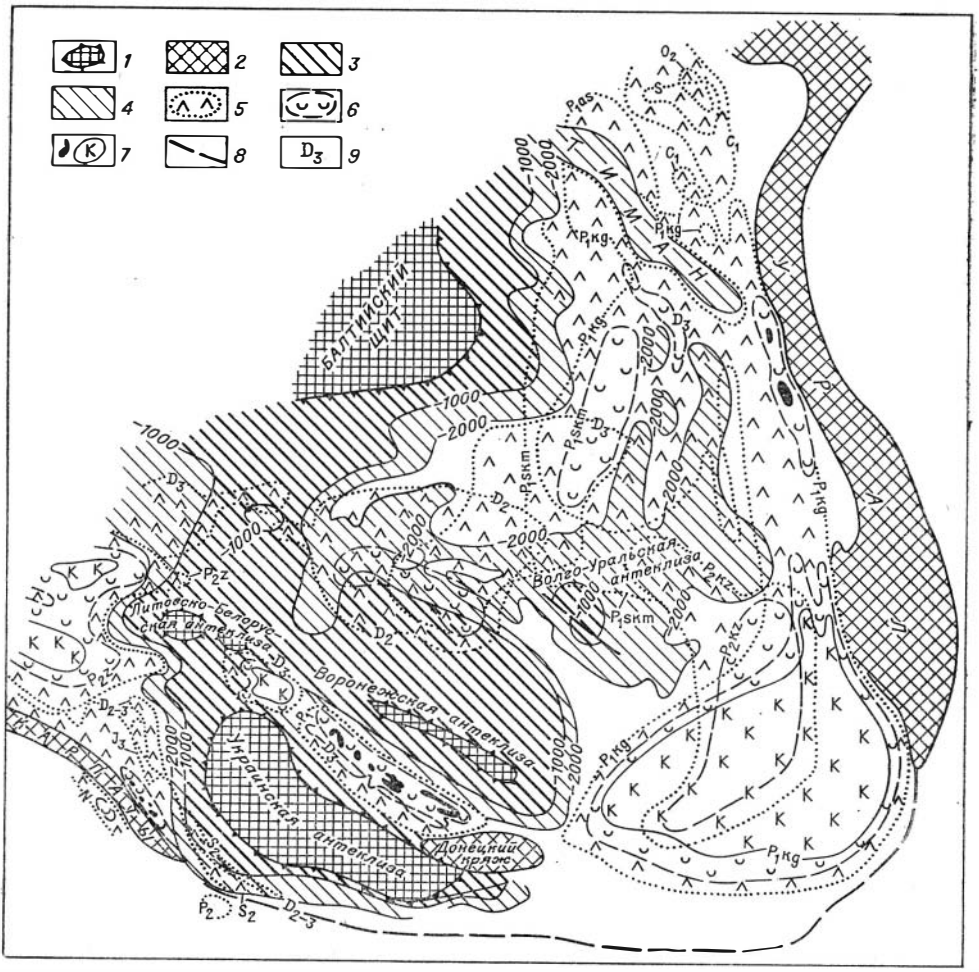


Схема размещения галогенных формаций Русской платформы на фоне структуры ее фундамента.

1 — выходы кристаллического фундамента, щиты и антеклизы; *2* — складчатые области; *3* — склоны щитов, антеклиз и сводов (абс. отм. до 1000 м); *4* — то же (абс. отм. от 1000 до 2000 м); *5* — распространение гипсоангидритсодержащих литокомплексов; *6* — распространение галитсодержащих литокомплексов; *7* — распространение калиеносных литокомплексов; *8* — южная граница Русской платформы; *9* — индексы возраста галогенных формаций.

соносные формации, либо периферийные карбонатно-сульфатные комплексы соленосных формаций. Все наиболее крупные и интенсивно соленасыщенные галогенные формации платформы приурочены к системе синеклиз: на севере — Балтийской, Московской, Мезенской и Печорской, на юге — к грабенообразным Припятской и Днепровско-Донецкой впадинам, на востоке — к Предуральскому прогибу и Прикаспийской синеклизе, а на юго-западе — к Львовской и Причерноморской впадинам, а также к наложенному Предкарпатскому прогибу.

Интенсивная садка галита осуществлялась в среднедевонское (морсовское) время в Гжатском и Подмосковном грабенах Московской синеклизы и в Припятской впадине. Еще более мощные толщи каменной соли накопились в позднедевонское время в Припятской, Днепровско-Донецкой и Мезенской впадинах. Мощное раннепермское соленакопление на платформе вначале наблюдалось в Днепровско-Донецкой впадине (ассельский и сакмарский ярусы) и в Средне-Русском грабене Московской синеклизы (сакмарское), а затем в кунгурское время распространилось на Предуральский прогиб, Прикаспийскую и Мезенскую синеклизы. Верхнепермское

соленакопление дифференцировалось в Балтийской синеклизе и Бузулукской (видимо, и в Прикаспийской) впадине.

В бассейнах Львовской и Причерноморской впадин галогенез обычно завершался на стадии садки гипса. Здесь широко распространены силурийские, средне-позднедевонские и позднеюрские гипсоносные формации, локально-позднепермские. Залежи каменной соли до сих пор известны лишь среди позднеюрских ангидритов на небольшой площади северо-восточнее г. Измаила (Килия).

В узком Предкарпатском прогибе, окаймлявшем Русскую платформу на юго-западе, в миоценовое время образовались своеобразные галогенные формации, в том числе уникальные для нашей страны калиеносные формации сульфатного подтипа.

Таким образом, на территории Русской платформы в соответствии с ее тектоническим развитием проявляются основные особенности эволюции галогенеза, а также и эпох интенсивного соленакопления. Для средне- и позднедевонского времени характерно широкое распространение галогенеза на площади вытянутых с северо-запада на юго-восток трех систем крупных отрицательных структур: 1) Балтийской, Московской и Мезенской синеклиз, 2) Припятской и Днепровско-Донецкой и 3) Львовской и Причерноморской впадин. Интенсивное соленакопление происходило в бассейнах второй системы впадин (включая садку калийных солей) и локально в первой.

На рубеже между девоном и пермью консолидировались и расширялись области поднятий Литовско-Белорусской, Воронежской и Украинской антеклиз. Образовалась единая полоса поднятий, которая соединила Балтийский щит через Локновский его выступ и Латвийскую седловину с Литовско-Белорусской антеклизой, Воронежской и Украинской антеклизами. В связи с этим пермское соленакопление резко дифференцировалось западнее этой системы поднятий (Балтийская синеклиза, Брестская впадина) и восточнее (восток Московской синеклизы, север Мезенской синеклизы, Предуральский прогиб, Прикаспийская, Бузулукская и Днепровско-Донецкая впадины). Среди антеклиз платформы только Волго-Уральская в это время еще продолжала периодически локально испытывать погружения. На территории этой многосводовой антеклизы в карбоне и перми временами отлагались еще гипсы, а локально даже каменная соль.

Послепалеозойская перестройка структурного плана Русской платформы явилась причиной того, что благоприятные условия для галогенеза сохранились лишь на юго-западной и южных ее окраинах. Юрский галогенез здесь был преимущественно гипсо-ангидритовым. Интенсивное соле- и калиенакопление приходится на миоцен.

Существует прямая зависимость между глубиной залегания поверхности фундамента (ее погружения) и мощностями, степенью соленасыщенности и полнотой литонаборов галогенных формаций. В условиях наследовавшегося погружения отрицательных структур в наиболее интенсивно прогибавшихся структурах накапливались самые мощные и соленасыщенные галогенные формации. Соляные комплексы галогенных формаций Русской платформы приурочены к понижениям поверхности ее фундамента, имеющим отметки более минус 2000 м. Исключение составляет самая ее древняя среднедевонская (морсовская) соленосная формация, соляной комплекс которой на юго-западе Московской синеклизы распространен на площади, где поверхность фундамента платформы лежит всего на глубине 1000 м. Это, видимо, связано с локальным изменением последевонского темпа прогибания этой части синеклизы.

В размещении площадей литокомплексов галогенных формаций также обнаруживается прямая связь с дифференциацией их мощностей, обусловливающей степень полноты их литонаборов. Мощные длительно накапливавшиеся галогенные формации часто приурочены к обширным

прогибавшимся структурам и, как правило, распространены на больших площадях. В них заключены огромные объемы солей. Для таких галогенных формаций характерно зональное размещение литокомплексов. От периферии к прогнутым осевым частям солеродных бассейнов терригенные литокомплексы последовательно сменяются карбонатными, гипсо-ангидритовыми, галитовыми с различными наборами калийных и магниевых солей. Для калиеносных литокомплексов устанавливается своя определенная зональность, особая для различных подтипов калиеносных формаций. Таким образом, карты литофациальных комплексов галогенных формаций являются одновременно прогнозными схемами заключенного в них комплекса минеральных солей, гипсо-ангидритов и карбонатных пород.

Ныне на Русской платформе выявлено более тридцати галогенных формаций, обладающих значительными ресурсами галогенного сырья. Наиболее древние ордовикские и силурийские галогенные формации являются гипсо-доломитовыми. Они включают лишь прослои и пласты гипсов и ангидритов. Представлены эти отложения во впадинах, прилегающих к южным склонам Балтийского щита и юго-западным склонам Украинской антеклизы, а также в Печорской синеклизе. В верхней части разреза такой силурийской формации в Молдавии встречены отдельные прослои каменной соли.

Девонские галогенные формации широко распространены в Балтийской, Московской, Мезенской и Печорской синеклизах, Припятской, Днепровско-Донецкой, Львовской и Причерноморской впадинах. По-видимому, они достигают также Предуральского прогиба и Прикаспийской синеклизы.

Среднедевонские морсовские (наровские) галогенные формации развиты в Московской синеклизе и Припятской впадине, где представлены даже соляными комплексами. Формации маломощные (до 85 м). Суммарная мощность пластов каменной соли на Мясоедовской площади достигает 40—62 м, на Вишанской — 16 м. Наличие в них каменной соли предполагается и в Прикаспийской синеклизе (Баскунчак).

Позднедевонский галогенез представлен мощными соленосными и калиеносными формациями франа и фамена в Припятской и Днепровско-Донецкой впадинах, соленосной формацией франа в Мезенской синеклизе (Серегово) и гипсоносными формациями Балтийской, Московской, Печорской синеклиз и Львовского прогиба. Верхнефранские галогенные формации в Припятской и Днепровско-Донецкой впадинах калиеносны. Их возраст воронежско-евлановско-ливенский. Мощность соляных литокомплексов до 1150 м. В разрезе формаций обнаружены до 2—3 горизонтов калийных солей, представленных сильвинитами. Мощность пачек каменной соли достигает 50—80 м — они переслаиваются с несоляными породами. Мощность калийных горизонтов обычно не более 5—10 м.

Практически наиболее важная среди девонских галогенных формаций — фаменская калиеносная формация Припятской впадины. Она сложена нижней галитовой (до 1200 м) и верхней калиеносной (2000 — 2500 м) толщами. Ныне в разрезе этой формации выделяется почти 60 калийных горизонтов [Кислик и др., 1976], сложенных сильвинитами и карналлитовой породой. Из них промышленно кондиционны не более десяти горизонтов; их мощность от 3 до 20 м.

В каменноугольных отложениях Русской платформы представлены только прослои и линзы гипса и ангидрита. Такие гипсоносные карбонатные формации имеются преимущественно в восточной части платформы — на востоке Московской, в Мезенской и Печорской синеклизах, в локальных прогибах Волго-Уральской антеклизы. Мощность в них пластов гипса и ангидрита до 10—20 м, а их пачек до 50 м. С этими формациями локально связана флюоритовая, целестиновая, баритовая и полиметаллическая минерализация.

Пермский галогенез на Русской платформе проявился накоплением самых больших объемов соляных пород. Нижнепермское соленакопление на востоке платформы подготавливалось садкой сульфатов кальция в ассельское, сакмарское и артинское время на обширной территории востока Московской и Мезенской синеклиз, а также в пределах Волго-Уральской антеклизы. Этим были созданы условия для накопления мощной калиеносной формации в ассельско-сакмарском тупиковом бассейне Днепровско-Донецкой впадины и маломощных сакмарских соленосных формаций в Котласской впадине юга Мезенской синеклизы и в Галичской впадине северо-востока Московской синеклизы. В Днепровско-Донецкой впадине мощность калиеносной формации, относящейся к сульфатно-хлоридному подтипу, достигает 1800 м [Кореневский и др., 1968]. В верхней ее калиеносной толще представлены пять горизонтов калийно-магниевых солей — нижний карналлито-кизеритовый (местами с бишофитом), три сильвинитовых и верхний сильвино-карналлитовый. Мощность калиеносных горизонтов 15—30 м, а пластов калийно-магниевых солей в них от 1,0 до 5,5 м. В Котласской и Галичской впадинах мощность соленосной толщи, включающей местами до 5—7 пластов каменной соли, достигает 35 м.

Однако ассельско-сакмарско-артинский галогенез был только подготовительным этапом для накопления самой грандиозной на Русской платформе кунгурской калиеносной формации Предуральского прогиба и Прикаспийской синеклизы [Кореневский, Воронова, 1966]. Соляные литокомплексы формации локализованы в Верхнепечорской, Соликамской, Бельской и Актюбинской впадинах прогиба и в Прикаспийской синеклизе. На последнюю приходится преобладающая часть площади распространения кунгурских соляных литокомплексов, а также максимальные мощность и соленасыщенность кунгурской калиеносной формации. В иренском разрезе формации выделяется десять ритмов соленакопления, начинающихся пластами базальных ангидритов. В каменной соли пяти нижних ритмов отмечается вкрапленность полигалита, а в 3-м и 5-м ритмах еще и наличие пластов полигалитовой породы. В центральной части синеклизы к 5- — 7-му ритмам приурочены залежи сильвинита, к 6-му и 7-му еще и залежи карналлитовой и бишофитовой пород. В 8-м и 9-м ритмах, кроме сильвинита, карналлитовой и бишофитовой пород, встречаются еще кизеритовая и каинитовая породы. Мощность кунгурской галогенной формации в центральной части синеклизы превышает 2,5 км. Здесь почти весь ее разрез соляный. В пределах синеклизы сосредоточены огромные запасы сильвинитов, карналлитовых и бишофитовых пород. По литологии калиеносная формация синеклизы относится к сульфатно-хлоридному подтипу.

В Соликамской впадине сокращается мощность нижней части разреза кунгурской формации. Пласты калийных солей сложены здесь лишь сильвинитами и карналлитовой породой. Калиеносные формации, выполняющие Соликамскую и Верхнепечорскую впадины, относятся к хлоридному подтипу.

Верхнепермские галогенные формации, широко развитые на территории Западной Европы, у нас встречаются лишь в Балтийской синеклизе, Бузулукской впадине и Преддобруджинском прогибе. Цехштейновая калиеносная формация Балтийской синеклизы представлена двумя ее нижними циклами. В Калининградской области мощность формации не превышает 400—450 м. На крайнем юго-западе области в разрезе нижнего цикла формации обнаружены пласты кизеритового хартзальца (Подлесное) и полигалитовой породы (Нивенское). Вскрытая мощность калиеносного горизонта 13,4 м; он состоит из 12-ти прослоев калийных солей мощностью от 0,6 до 3,6 м. По этим данным формация отнесена к сульфатно-хлоридному подтипу.

Нижнеказанская соленосная формация Бузулукской впадины включает толщу каменной соли мощностью до 98 м. Общая мощность формации

достигает 168 м. В Преддобруджинском прогибе верхнепермская галогенная формация включает прослои и пропластки ангидрита.

Послепалеозойские галогенные формации имеются лишь на юго-западе платформы. Верхнеюрская ангидрито-карбонатная формация распространена в Львовской и Молдавской впадинах. Ее мощность достигает 150, а пачек ангидрита — 25 м. В Молдавии, где мощность формации возрастает до 250—300 м, в ее разрезе севернее Килии появляются прослои каменной соли.

В Предкарпатском прогибе развиты четыре галогенные формации: нижне- и верхневоротыщенские, верхнестебникская и тирасская [Кореневский и др., 1977]. Три первые формации — калиеносные, принадлежащие сульфатному подтипу, тирасская сложена преимущественно гипсами и ангидритами, но включает соляной литокомплекс. Для калиеносных формаций Предкарпатья характерна высокая глинистость пород, почти полное отсутствие карбонатных пород и незначительная роль в разрезе ангидритов (за исключением нижневоротыщенской формации). Только в отдельных пластах каменной и калийно-магниевых солей содержание нерастворимого остатка уменьшается до 5—10%. Мощность воротыщенских галогенных формаций до 1000 м, а верхнестебникской — 600—800 м.

В предкарпатских формациях залежи калийно-магниевых солей сложены преимущественно каинитовой, лангбейнито-каинитовой и смешанными породами, представленными каинитом, лангбейнитом, кизеритом, сильвином и полигалитом. Их мощность чаще всего около 20—40 м, иногда 100 м. Имеются здесь и линзовидные залежи сильвинитов мощностью не более нескольких метров.

На территории Русской платформы ныне сосредоточена вся калийная промышленность Советского Союза. Имеющиеся здесь ресурсы калийных солей позволяют в дополнение к трем действующим в Предуралье, Белоруссии и Предкарпатье центрам калийной промышленности создать новый в Прикаспии. Для поисков новых месторождений калийных солей перспективны пермские формации Бахмутской и Верхнепечорской (возможно, Бузулукской) впадин, Балтийской синеклизы и девонские Днепровско-Донецкой впадины. Маломощные соленосные формации (мощностью до 100—180 м) неперспективны для поисков промышленных залежей калийных солей.

Калийно-магниевые соли, особенно карналлитовые и бишофитовые породы, являются одновременно источниками брома, рубидия, а иногда и цезия. Значительные ресурсы этих микрокомпонентов заключены в калиеносных формациях хлоридного и сульфатно-хлоридного подтипов. Особенно высоки эти перспективы в кунгурских формациях Прикаспийской синеклизы и пермского Предуралья. Бороносность связана только с калиеносными формациями сульфатно-хлоридного подтипа и их остаточными гипергенными образованиями. В связи с этим на бор перспективны пермские формации Прикаспийской синеклизы, Днепровско-Донецкой впадины и Балтийской синеклизы.

С галогенными формациями связаны значительные запасы каменной соли, ангидрита (гипса), нередко и карбонатных пород. Практически каменная соль и ангидриты (гипсы) могут использоваться во всех соленосных и калиеносных (исключая сульфатный подтип) формациях платформы. Запасы каменной соли только в одной Прикаспийской синеклизе колоссальны и практически неисчерпаемы, несмотря на сложность солянокупольной формы ее залегания.

С карбонатно-ангидритовыми комплексами галогенных формаций, особенно на стыке их с нефтегазоносными регионами, связано образование месторождений самородной серы. На Русской платформе они приурочены к галито-ангидритовым формациям казани Поволжья и тортона Предкарпатья, имеются они и в калиеносных формациях и кепроках со-

ляных куполов купгура Прикаспия и прилегающей части Предуралья (Подорожное), а также девона Днепровско-Донецкой впадины. Перспективы сероносности отмечаются и для других формаций.

Часто с этими же или подобными карбонатно-ангидритовыми литокомплексами проявляется интенсивная целестиновая и флюоритовая, реже — полиметаллическая, баритовая или марганцевая минерализации. Наиболее часто обнаруживаются целестиновые горизонты, которые практически имеются почти во всех гипс(ангидрит)содержащих комплексах и формациях. Горизонты, обогащенные флюоритом, обнаружены в каширских доломитах юго-западного крыла Московской синеклизы на обрамлении средне-, верхнекаменноугольной гипсоносной формации, в тюйской пачке кунгурской калиеносной формации Предуральского прогиба, в кепроке девонского Песочненского соляного штока Днепровско-Донецкой впадины и в девоне соседнего Приазовья. Горизонты, обогащенные барито-целестином и баритом, встречаются реже. Возможно, к такому типу баритовых месторождений может быть отнесено Пальникское (в 125 км юго-западнее г. Воркуты), которое примыкает к восточному контуру франской гипсоносной формации.

В аналогичных литокомплексах обнаруживается полиметаллическая минерализация (Бахмутская котловина, Предкарпатье), а в периферийных их частях — марганцевая (Предуралье, Предкарпатье). В красноцветных формациях, контактирующих с галогенными, часто представлена медная минерализация (Бахмутская котловина, Волго-Уральская антеклиза, Предуралье).

Наконец, крупные галогенные формации и соляные купола часто экранируют нефтегазовые залежи (Предкарпатье, Припятская и Днепровско-Донецкая впадины, Волго-Уральская антеклиза и Прикаспийская синеклиза). Этим объясняется частое сонахождение или соседство галогенных и нефтеносных регионов. Благодаря такому сонахождению в галогенных или их вмещающих формациях иногда образуются месторождения озокерита (Предкарпатье), асфальтита и киров (Прикаспий).

Таким образом, на территории Русской платформы имеется много разновозрастных галогенных формаций с различной степенью завершенности циклов галогенной седиментации, классифицированных нами на три типа, а каждый из них еще на подтипы. Выделенные подтипы характеризуются своеобразием наборов минеральных солей и сопутствующей минерализации. Это позволяет использовать выявленные закономерности размещения галогенных формаций и комплекса их полезных ископаемых для практических целей комплексного прогнозирования, поисково-разведочных работ и использования минерального сырья. Галогенные формации Русской платформы обладают значительными ресурсами не только каменной и калийно-магниевых солей, ангидрита (гипса) и карбонатных пород, но также самородной серы, боратов, брома, рубидия, целестина, флюорита, марганцевой минерализации, иногда озокерита. Они экранируют нефтегазовые месторождения, создают гидрохимические барьеры для образования полиметаллической и медной минерализации.

Ф. И. Ковальский

ГАЛОГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ СОЛЯНЫХ КУПОЛОВ СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ

Основатель отечественного учения о геологических формациях Н. С. Шатский (1955) этим термином определял естественные комплексы горных пород, парагенетически тесно связанные друг с другом и приуроченные к определенным тектоническим структурам; формации обра-

зуются под влиянием конкретного тектонического режима и структурного развития земной коры. Галогенные формации были выделены Н. М. Страховым (1956), подчеркнувшим, что в их строении участвуют в различных сочетаниях гипсы (и ангидриты), каменная соль, калийно-магниевые соли, доломиты и терригенные породы, формирование которых протекало в условиях солеродных бассейнов того или иного типа. Галогенные формации достаточно разнообразны, они связаны с морским и континентальным осадконакоплением, приурочиваются к платформенным синеклизам, краевым прогибам и даже внутренним межгорным прогибам складчатых зон. Однако общим признаком соленосных формаций служит их состав, что позволяет относить такие соленосные отложения к единому формационному типу (или к абстрактной формации, по Н. П. Хераскову, 1952). Формационный тип галогенных отложений характеризуется реальными и конкретными признаками, которые свойственны всей совокупности объединяемых им формаций. К числу последних относятся галогенные образования, слагающие ядра солянокупольных структур Северного Прикаспия.

Прикаспийская впадина — одна из крупнейших тектонических депрессий мира. На протяжении длительной истории своего развития она испытывала устойчивое погружение. Отличительная особенность этой геоструктуры — широкое развитие соляных куполов, общее число которых превышает ныне 1500. В последние годы галогенную формацию Прикаспийской впадины стали рассматривать в контурах более крупного соленосного региона, т. е. в составе Предуральско-Прикаспийского бассейна. Не оспаривая права исследователей на подобные крупные обобщения, мы хотим подчеркнуть необходимость и целесообразность изучения конкретной галогенной формации, так как своеобразие строения и геологического развития Прикаспийской впадины позволяет считать ее объектом, заслуживающим самостоятельного изучения. Уместно отметить, что в ее недрах сосредоточено почти 80% объема соляных пород, развитых на территории Восточно-Европейского соленосного бассейна пермского возраста [Жарков, 1973].

В настоящее время общепризнано, что в природе реально существуют категории структур и геотектонического режима, которые не могут быть однозначно отнесены к платформам или к геосинклиналям. Яркой иллюстрацией этому могут служить представления о тектонической природе Прикаспийской впадины, которая в разное время именовалась сложной плитой, узловой синеклизой, фиалогеном, экзогональной (краеугольной) впадиной, батисинеклизой и экзосинеклизой. Подавляющая масса исследователей этим как бы подчеркивала особую природу тектонотипа Прикаспийской впадины как региональной отрицательной структуры. Если продолжать считать подобные геоструктуры платформенными, то в таксономическом плане структуры, подобные Прикаспийской впадине, следует рассматривать в качестве антиподов щитов, а не антиклиз, так как развитие такой впадины характеризуется длительным и непрерывным погружением на протяжении всего периода существования, тогда как щитам свойственно преимущественно устойчивое поднятие, чем они и отличаются от смежных с ними плит.

Многими исследователями подчеркивались отличия в строении фундамента Прикаспийской впадины и прилегающей части Русской плиты. П. Н. Кропоткин и др. (1971) пришли к выводу, что по амплитуде и контрастности вертикальных движений Прикаспийскую впадину можно считать миогеосинклиналью, испытавшей погружение на протяжении всего фанерозоя, однако в ее пределах не проявились складчатость и метаморфизм пород. Эти черты сближают Северный Прикаспий с парагеосинклиналями [по В. В. Белоусову, 1978], хотя характеризуемая область резко отличается от Донецкой парагеосинклинали, системы Вичита и других структур, рассматриваемых как типичные парагеосинклинали. Хара-

ктерно, что В. В. Белоусов (1978, с. 120), рассмотрев эндогенные режимы материков, так и не решился квалифицировать Прикаспийскую впадину как проявление тектонического режима того или иного типа, оставив ее в «стороне».

По нашему мнению, Прикаспийская впадина и аналогичные ей геоструктуры не представляют собой результат проявления ни платформенного, ни геосинклинального режима. Подобный тип геоструктур занимает особое положение наряду с платформами и геосинклиналями, и им свойствен свой собственный геотектонический режим, по своему характеру возможно промежуточный, но реально существующий в природе. Существование современных глубоководных впадин, лишь частично заполненных осадками, позволяет нам предположить, что Прикаспийская впадина является древним ископаемым аналогом современных субокеанических впадин с «океанической» или близкой к ней по строению корой. Поэтому Прикаспийскую впадину следует рассматривать в качестве равноправного, самостоятельного элемента земной коры, расположенного между платформой и геосинклиналью, который на определенном этапе своего развития оказался спаянным с юго-восточной окраиной Восточно-Европейской платформы. Воссоздание деталей развития этой структуры позволяет в дальнейшем пролить свет и на палеогеографические условия формирования кунгурских соленосных отложений.

При весьма значительных размерах (более 500 тыс. кв. км) Северный Прикаспий отличается от других внутренних и окраинных впадин платформ большой глубиной залегания поверхности фундамента (до 22—23 км), существенной редукцией «гранитного» слоя коры. Внутренняя структура впадины повсеместно осложнена контрастными формами, созданными соляной тектоникой. Если судить по этим признакам, то можно считать справедливым предлагаемую многими авторами аналогию Прикаспийской и Мексиканской впадин.

До сих пор исследователи кунгурских соленосных отложений Прикаспийской впадины подчеркивали сходство соляных пород внутренних районов и обрамления впадины. На этой основе было установлено, что характерная зональность строения соляных образований, свойственная пластовым месторождениям, сохраняется и может быть выявлена в соляных массивах, претерпевших в той или иной степени определенную тектоническую перестройку [Валяшко и др., 1978].

Отличительной чертой ядер соляных куполов и массивов Прикаспийской впадины служит высокая степень дислоцированности пластов пород галогенной формации. Пласты этих пород смяты в узкие изоклинальные, нередко опрокинутые складки, а также в широкие и пологие складки. Следовательно, по характеру залегания пластов пород соляно-купольная область резко отличается от районов ее внешнего обрамления, в пределах которых соленосные пласты вместе с подстилающими и перекрывающими породами образуют пологую моноклиналь, т. е. структуру явно платформенного характера.

Складчатые дислокации пластов соляных пород в ядрах куполов оказали заметное влияние прежде всего на облик калийно-магниевых солей, что отразилось в их минеральных парагенезисах. В частности, происходит разложение карналлита и замещение его вторичным сильвинитом. Тектонические процессы, помимо складчатости, вызвали брекчирование и дробление соляной толщи, будинаж отдельных пластов, заключенных в ней. В наиболее напряженных в ходе деформации участках (осевые зоны складок, крылья онрокинутых складок и т. п.) перераспределение материала, в частности калийно-магниевых солей, происходит в замки складок.

Соляные породы содержат захороненную рапу. В связи с разложением и перекристаллизацией многоводных кристаллогидратов под воздействием давления и повышенной температуры образуются дополни-

тельные объемы рассолов. Под влиянием тектонических напряжений и рапа, и рассолы активно мигрируют, в результате чего происходит залечивание полостей трещин и пустот минеральными новообразованиями, что особенно заметно проявляется в карналлитовых и каинитовых породах.

В последнее время получены новые данные о геохимической специализации эвапоритов соляных куполов Прикаспийской впадины, которым посвящены некоторые доклады и сообщения, прозвучавшие на настоящем солевом совещании. Факты перекристаллизации солей и изменения их минерального состава установлены при изучении Эльтонского, Баскунчакского, Индерского куполов и некоторых других соляпокупольных структур.

Можно утверждать, что в процессе соленакопления и особенно после завершения галогепеза на территории собственно Прикаспийской впадины и на площади ее внешнего (платформенного) обрамления проявились тектонические движения, резко отличные друг от друга по своему характеру и масштабу. Все это в конечном счете привело к образованию в Северном Прикаспии реально существующих галогенных формаций платформенного типа и солянокупольной. Формирование последней протекало в условиях своеобразного тектонического режима, а в дальнейшем она испытала существенную структурную перестройку, сопровождавшуюся изменением вещественного состава. Ее отличительная особенность — сохранение (унаследованность) первичной седиментационно-раннегенетической зональности строения соляной толщи и приобретение вторичных, наложенных изменений, связанных с тектоническими напряжениями, вызвавшими дислокацию соляных пластов. Нам кажется, что перечисленных признаков достаточно для признания галогенной солянокупольной формации.

Выделение галогенной формации соляных куполов в Северном Прикаспии в качестве самостоятельного объекта изучения позволит более целеустремленно планировать научно-исследовательские и геологоразведочные работы и повысить их эффективность и результативность. Сегодня уже можно утверждать, что с галогенными формациями Северного Прикаспия связаны месторождения достаточно разнообразного минерального сырья. Задача геологов научно-исследовательских и производственных организаций — ускорить промышленное освоение выявленных на этой территории полезных ископаемых.

И. В. Рубанов

ЭВОЛЮЦИЯ НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОГО ГАЛОГЕНЕЗА СРЕДНЕЙ АЗИИ

Соляные формации изучаются с давних времен и по их составу, строению и условиям формирования собран обширный материал. И все же многие стороны современного и древнего галогенеза остаются недостаточно понятыми [Яншин, 1977]. В частности, спорными являются представления о глубине солеродного бассейна, мало сведений о влиянии температуры на ход галогенеза, противоречивы факты о роли диагенеза в минералообразовании, нет четких критериев для отнесения солей к морским или континентальным и т. д.

На примере неоген-четвертичного галогенеза Средней Азии попытаемся осветить некоторые его черты.

Соляные формации (залежи) на рассматриваемой территории имеют нижнемиоценовый, верхнеплиоценовый и четвертичный возраст. В ниж-

нем миоцене соляные формации были сформированы в межгорных впадинах Тянь-Шаня, в верхнем плиоцене (в акчагыле) — в приморских низинах Прикаспия и Приаралья, а в четвертичном периоде — в наиболее пониженных участках Туранской низменности.

Нижнемиоценовые соляные формации. Известно [Шербина, 1956; Иванов, Левицкий, 1960; Ибрагимов, 1955; Благовидов, 1978; и др.], что наиболее распространенные соляные минералы соляных формаций межгорных впадин Тянь-Шаня — галит и глауберит (около 80—90%). Астраханит и тенардит распространены ограниченно. Мирабилит в первичном залегании нигде не обнаружен и встречается лишь в современных корах выветривания *, развитых на глауберите. В настоящее время мало сведений по фациальной изменчивости соляных толщ межгорных впадин Тянь-Шаня. Известно лишь, что в одной из 14 впадин (в Кетмень-Тюбинской) обнаружен астраханит, в трех других — Кегенской, Кочкорской и Кетмень-Тюбинской — тенардит, а в остальных соли представлены лишь галитом, глауберитом и гипсом (ангидритом) [Шербина, 1956].

Строение соляных формаций различных впадин сходно между собой. Залегают они обычно на терригенном красноцветном комплексе осадков олигоцен-нижнемиоценового возраста мощностью от нескольких десятков метров до 1000—1500 м. Сами соляные формации входят в пестроцветный комплекс, перекрывающий красноцветный и имеющий мощность до 4000 м. Собственно галогенные отложения относятся к нижнему миоцену, хотя в отдельных впадинах они и имеют, вероятно, несколько отличный возраст. Соленосность осадков в разрезах фиксируется по все большей (снизу вверх) насыщенности терригенных пород гипсом, а затем — галитом и глауберитом. Галит и глауберит образуют прослои мощностью до нескольких метров то чистые, то более или менее загрязненные глинисто-алевритовым материалом. Характер переслаивания соленосных пород виден на примере разреза Кетмень-Тюбинской впадины. Внизу, в глинах, вначале появляется все большее и большее количество кристаллов темного (за счет глинистых включений) глауберита. Постепенно порода сменяется почти мономинеральным глауберитом (пласты мощностью 50—120 см.) Глауберит перекрывается 3-метровым пластом довольно чистого галита с включениями кристаллов глауберита (до 30 мм). Астраханит залегает в нижних и средних частях прослоев галита, тогда как тенардит образует включения и прослои в галите без особой закономерности. К верхам разреза степень насыщенности солями терригенных осадков сменяется в обратном порядке. Такая же смена соленосности в породах, выполняющих впадины, наблюдается от их центральных участков к периферии. Мощности собственно соленосных свит колеблются от нескольких десятков до 500 и даже 1000 м; на долю солей приходится от единиц до 30—50% мощности свит. В некоторых впадинах (например, в Северо-Западноферганской) гипсоносные осадки, покрывающие соли, имеют мощность, в несколько раз превышающую мощность соленосной свиты (до 2,5 тыс. м).

Верхнеплиоценовые соляные формации. К соляным формациям этого возраста относятся Узунсуйская, Аккалинская и Кушканатаусская. Узунсуйская формация находится в Восточном Прикаспии. Коренным ложем для этой соляной формации являются палеогеновые, а на западе миоценовые глины [Колесников, 1940]. На них с угловым несогласием и размывом залегает 300-метровая толща гипсоносных песчано-глинистых пород акчагыльского возраста, в нижней половине которых и расположена соленосная толща. Соль приурочена к глинистым пескам буро-

---

* Наличие мирабилита в Северо-Западной Фергане [Иванов, Левицкий, 1960] вряд ли следует считать доказанным, поскольку более поздними исследованиями [Герасимова, 1960; Рубанов, 1963, 1967] этот минерал в первичном залегании не обнаружен.

красного и зеленоватого цвета, где она образует линзы и прослои, сложенные галитом, тенардитом и мирабилитом. Площадь распространения соляной залежи около 8 кв. км (6 км×1—1,5 км), мощность — от 1,3 до 8 м. Мирабилит образует чистые пласты мощностью до 2,5 м преимущественно в верхней части соляной залежи. В нем содержатся гнезда и линзы тенардита размером до 20—60 см. Каменная соль массивная, светлого цвета. Содержание хлористого натрия в ней — до 98,7%. В соляной толще имеются линзы астраханита мощностью до 50—60 см и прослои каинита мощностью до 4—15 см. Достаточно широко развит глауберит. В качестве примеси присутствуют полигалит, кизерит, эпсомит, шенит, глазерит, сильвин.

Аккалинская соляная формация, как и Узунсуйская, акчагыльского возраста. Соляная толща здесь также залегает на размытой поверхности палеогеновых глин. Наиболее детально соляная толща изучена по скв. 18, где мощность ее 53,4 м, из которых на долю солей 9 пластов приходится более 14 м. Нижний соляной пласт мирабилитовый и достигает 5,75 м. Выше следуют 4 пары прослоев глин и галита с большей или меньшей примесью глауберита. Мощность каждого из прослоев от 0,45 до 1 м. В верхних соляных пластах вначале появляется примесь астраханита к галиту (4-й слой сверху — 0,85 м), затем примесь астраханита и мирабилита (3-й слой сверху — 2,2 м). Второй сверху пласт сложен мирабилитом (0,6 м), а первый — астраханитом (1,0 м) с примесью мирабилита и тенардита. Кроме этих минералов нами в скв. 1 Министерства геологии УзбССР в верхней части разреза наряду с галитом установлен еще один соляной минерал — эпсомит. Его суммарная мощность достигает двух метров, тогда как астраханит здесь распространен ограниченно. Следует сказать, что среди неоген-антропогеновых соляных отложений Средней Азии эпсомит в таком большом количестве, как в Аккале, нигде не обнаружен. В этом отношении данное месторождение уникальное.

Характер стратификации соляных минералов на аккалинской соленосной формации полностью соответствует нормальному ходу осолонения бассейна и последовательности выпадения минералов от менее растворимых к более растворимым (мирабилит — галит — астраханит — эпсомит).

Иное строение у соляной формации Кушканатау, также залегающей на палеогеновых глинах. Мощность ее достигает 31,5 м. Соляная линза вытянута в широтном направлении на 11 км при ширине 6 км. В центральной ее части (ближе к северу) терригенные осадки почти отсутствуют, а мощность солей достигает 15,5 м. К периферическим зонам наблюдаются увеличение мощности терригенных пород и выклинивание солей. Основная часть залежи сложена астраханитом (около 60%), который образует преимущественно ее центральные участки. Вокруг астраханита расположена зона галита, а на юге — мирабилита. На основании изучения характера переслаивания пластов солей кушканатауской соляной формации нами установлено, что внизу соляной толщи и в верхних ее частях астраханит обычно перекрыт галитом. Такое переслаивание солей [Валяшко, 1950] свидетельствует об обратной стратификации солей в кушканатауской соляной формации, сформированной в два этапа в условиях сухого озера.

Соляные формации четвертичного возраста на территории Средней Азии развиты достаточно широко. Остановимся на характеристике наиболее представительных из них — Карабогазгольской, Барсакельмесской, Аральских и Джаксыклычской.

Большинство четвертичных соляных залежей Средней Азии (как и акчагыльских) расположено на дне эрозионных котловин, выработанных в палеогеновых водоупорных глинах. Часть из этих котловин закрытого типа, вследствие чего водно-соляное питание залежей происходит здесь

за счет подземных (грунтовых и пластовых) вод, часть — открытого типа, питающихся речными водами. В минеральном составе соляных формаций закрытого типа преобладает галит, открытого — астраханит и тенардит (мирабилит).

Карабогазгольская соляная формация имеет верхнечетвертичный возраст. Залегает она на дне эрозионной котловины, выработанной в палеогеновых глинах. Площадь формации около 18 тыс. кв. км, а мощность более 40 м, из которой на долю солей приходится почти половина. Соль представлена галитом, глауберитом и астраханитом (в верхнем пласте — эпсомитом), которые образуют четыре довольно чистых прослоя (мощностью от 2,5 до 10 м) среди «морских» глин. Соли накапливались на дне мелководного (в несколько метров) залива, питавшегося водой Каспия, солевой состав воды в котором близок составу речных вод. Мирабилит на Кара-Богаз-Голе в осадке не накапливался вследствие того, что летом рапа прогревалась до самого дна залива и зимняя его садка полностью растворялась и переходила вновь в раствор.

Барсакельмесская соляная залежь — наиболее крупная из современных соляных формаций Средней Азии. Площадь ее распространения достигает 1000 кв. км, а мощность — 27 м. Залегает она на дне глубокой (до 100 м) эрозионной котловины закрытого типа, выработанной в сарматских известняках и в палеогеновых глинах, слагающих ее дно. Максимально развит среди соляных минералов соляной толщи галит, который составляет более 95% всего объема солей. Астраханит в виде маломощного (до 0,5 м) слоя, развитого на северо-востоке залежи, является вторым по распространенности минералом. Глауберит встречается почти по всему разрезу в виде включений отдельных кристаллов размером в несколько миллиметров. Питание соляной залежи происходит исключительно за счет подземных (грунтовых вод).

Аральские соляные формации расположены на дне глубоких (до 60 м) впадин Аральского моря под 0,5—1,5-метровым слоем ила. Соль голоценового возраста представлена исключительно мирабилитом [Рубанов, 1978]. Общая площадь ее распространения около 2000 кв. км, вскрытая мощность более 70 см. Развита она в Западной глубоководной впадине, в заливе Тще-Бас и в Малом море. Вся впадина Арала является, по существу, огромной эрозионной котловиной открытого типа, в солевом питании которой основная роль принадлежит рекам Амударье и Сырдарье. В отличие от Кара-Богаз-Гола зимняя садка мирабилита здесь не переходила в раствор в теплый период года вследствие низких среднегодовых температур придонной рапы (около 4°С) в глубоководных впадинах.

Из числа других современных соляных формаций наиболее представительными являются соляные отложения группы соляных озер Джаксыклыч, расположенной в эрозионной котловине открытого типа. Водно-солевое питание этих озер на первом этапе было несколько похожим на карабогазгольское — за счет воды Аральского моря, ныне прерванного в результате падения уровня моря. Современные «сухие» соляные озера джаксыклычской группы расположены как на дне котловины, так и на ее склонах. Озера периферийной зоны имеют преимущественно мирабилитовый состав солей, центральной — галитовый, а промежуточной — астраханитовый. Площадь каждой из соляных залежей исчисляется первыми десятками квадратных километров, а мощность — первыми метрами.

Из числа мелких (в несколько сот квадратных метров при мощности до 1—2 м) современных солевых формаций интересно отметить мирабилитовые соляные залежи, изредка встречающиеся по всей Туранской низменности (Камысбулак, Муллалы, Тумрюк и др.). Все они занимают дно неглубоких блюдцеобразных понижений и небольших эрозионных котловин. В отличие от крупных соляных залежей, сформировавшихся

в условиях закрытых котловин, питание их происходит преимущественно за счет временных поверхностных вод. Вследствие ограниченных размеров этих «блюдец» вся вода в них в теплый период года быстро испаряется и выпавший зимой мирабилит, обезвоживаясь летом (под воздействием аэрации), сверху покрывается пористой пушонкой тенардита (мощностью до 20 см), которая и предохраняет его в дальнейшем от полного обезвоживания.

Из вышеприведенного описания неоген-четвертичных соляных формаций видно большое разнообразие в их размерах, строении и составе. Эти особенности строения солевых формаций были обусловлены всей той геологической историей, которая предшествовала современной эпохе.

На большей части территории Средней Азии после ухода палеогенового моря наступил континентальный этап осадконакопления. В течение неогена с запада и северо-запада в пределы этой территории временами трансгрессировало море (мелководное), далеко проникая в отдельных ее участках в глубь континента. В периоды регрессий моря, вызванных в основном положительными вертикальными движениями отдельных участков региона, наступали периоды развития эрозионных процессов, особенно интенсивно проявившихся в Приаралье в предверхнеакчагыльское время [Пинхасов и др., 1975]. Общее углубление эрозионных долин достигло тогда 150—200 м и привело в конечном счете к образованию обширной Сарыкамыш-Аральской впадины, которая в течение последующего времени то переполнялась водой, то обсыхала, все больше и больше заполняясь осадками.

Многократные перемещения береговой линии моря преимущественно с юго-востока на северо-запад и обратно на фоне все усиливающегося роста гор на юго-востоке и дифференцированные поднятия и опускания отдельных участков равнинной области на северо-западе привели к созданию сложной картины геологического строения рассматриваемого региона.

Вслед за уходом палеогенового моря на крайнем юго-востоке региона, в пределах будущих горных поднятий Тянь-Шаня, образовались многочисленные большие и малые депрессии — межгорные впадины, в которые начали интенсивно сноситься терригенные осадки.

Аллювиально-дельтовые осадки, широко развитые в это время на равнинах северо-запада, вместе с повсеместным развитием гидрографической сети все больше и больше стали вытеснять морские и к началу четвертичного периода покрыли почти непрерывным плащом все равнинные пространства Средней Азии. Лишь на крайнем северо-западе, на высоко поднятом плато Устюрт, нижненеогеновые морские осадки, бронированные сверху морскими сарматскими известняками, оставались (и до ныне) свободными от перекрытия их континентальными отложениями.

Вместе с изменением палеогеоморфологии всего региона, вызванного неотектоническими движениями, в послепалеогеновое время начал заметно меняться и климат в сторону постепенной его аридизации.

Если климат в начале миоцена был теплый и влажный — субтропический [Садовская, 1978], то уже к концу неогена и особенно в среднем плиоцене отмечаются достаточно четкие признаки существования здесь аридного климата с жарким и сухим летом и холодными зимами [Несмеянов, 1977; Пинхасов, Набиев, 1977]. В четвертичном периоде аридизация климата еще больше усилилась и приобрела современные черты *. На фоне общей аридизации климата были и плювиальные периоды, признаки которых наиболее ясно отразились в составе континентальных осадков среднего течения Амударьи [Перельман, 1959]. Первое время, когда окружавшие эти впадины горы были еще низкими и не давали

* По А. И. Паку (1978), в верхнем палеогене климат умеренно влажный, в миоцене — экстрааридный, в плиоцене — умеренно аридный, в четвертичном — аридный.

Климат и минеральный состав неоген-четвертичных галогенных формаций Средней Азии

Возраст	Климат аридный	Главные соляные минералы
Нижний миоцен	Субтропический	Глауберит, галит
Верхний плиоцен	Умеренный	Мирабилит, галит, астраханит
Четвертичный	»	Галит, астраханит, мирабилит

большого количества обломочного материала, а климат начал уже иссушаться (вероятно, за счет уменьшения притока влажных ветров, поступавших с юга, со стороны океана), в большинстве из них (Кетмень-Тюбинская, Кокомеренская, Ферганская, Нарынская и др.) создались благоприятные условия для соленакопления [Шербина, 1956]. Накапливавшиеся соли отличались большой загрязненностью терригенным материалом. В их составе преобладали глауберит и галит, изредка астраханит и тенардит. Мирабилит в это время нигде не накапливался (см. таблицу). Там, где приток обломочного материала был больше поступления хемогенного, накопились лишь гипсоносные молассы, в той или иной мере засоленные. Вероятно, уже тогда в зонах выклинивания грунтовых вод и их капиллярного поднятия к поверхности Земли появились условия для формирования шоров и засоленных почв. Во всяком случае, признаки такого засоления улавливаются почти во всех неоген-четвертичных континентальных осадках равнин Средней Азии в виде бо́льших или меньших скоплений гипса и отдельных горизонтов пород с повышенной общей засоленностью.

По мере дальнейшего роста гор зона максимальной концентрации солей сдвинулась на северо-запад и в верхнем плиоцене и четвертичном периоде расположилась в Приаралье и Восточном Прикаспии. Вначале (в акчагыльское время) были сформированы соляные формации Кушканатау и Аккалы (Южное Приаралье) и Узунсу (Восточный Прикаспий), а затем (в четвертичном периоде) на обширных равнинах Туранской низменности накопились многочисленные галогенные формации озерного, шорового и почвенного происхождения. В это время были накоплены соли в Кара-Богаз-Голе [Дзенс-Литовский, 1962; Вахрамеева, 1968], в озерах Барсакельмес, Джаксыклыч [Гроховский, 1972] и др. [Посохов, 1955], а также в глубоководных участках Аральского моря [Рубанов, 1977], когда оно сильно усыхало (в голоцене). Помимо соляных минералов, накапливавшихся в начале миоцена, теперь широко развились мирабилит и астраханит.

Характерная особенность соленакопления рассматриваемого периода — приуроченность его вначале (в нижнем неогене) к межгорным депрессиям (Тянь-Шаня), а затем (в верхний плиоцен-четвертичное время) к эрозионным котловинам, выработанным преимущественно в глинах палеогена (почти непрерывным и мощным плащом, покрывающим равнинные пространства Средней Азии) [Рубанов, 1963, 1967]. В депрессиях накапливались мощные (до нескольких тысяч метров) галогенные толщи. В котловинах мощности соляных формаций ограничивались глубиной этих котловин и не превышали нескольких десятков метров.

Из вышеприведенной характеристики главнейших миоцен-четвертичных соляных формаций Средней Азии отчетливо видна эволюция континентального галогенеза от времени ухода палеогенового моря до ныне, обусловленная постепенной аридизацией климата на фоне общего поднятия суши. В начале неогена в условиях высоких среднегодовых температур сухих субтропиков описываемой территории в соляных озерах

осаждались преимущественно глауберит и галит. Мирабилит вследствие высоких среднегодовых температур того времени не накапливался. Постепенно (уже к концу неогена и до ныне) понижение зимних температур при сохранении высоких летних привело к массовому осаждению в соляных озерах мирабилита и астраханита. Мирабилит сохранялся лучше всего на дне глубоководных впадин (Арал в недавнем прошлом) либо в небольших плоских блюдцеобразных понижениях, где происходило быстрое испарение рапы с выпадением слоя мирабилита, изолируемого сверху (от летнего обезвоживания) пушонкой тенардита.

Л. Г. Ткачук, Д. П. Хрущов

СОЛЕРОДНЫЕ БАССЕЙНЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАРАТЕТИСА

Как известно, стратиграфическое положение миоценовых галогенных формаций внутренних прогибов Карпато-Балкано-Динарской горной системы определяется довольно однозначно, исключение составляет лишь формация Тузла, нижняя возрастная граница которой не вполне ясна. Таким образом, основным звеном проблемы сопоставления галогенных образований Центрального Паратетиса явились определение возраста и корреляция галогенных свит и серий Предкарпатского прогиба. Решение этой задачи позволило осуществить корреляцию галогенных отложений внутренних прогибов с галогенными толщами Предкарпатья и Ломской впадины Предбалканского прогиба (табл. 1). Схема сопоставления галогенных формаций принята как основа для построения схем осадконакопления солеродных бассейнов Центрального Паратетиса (см. рисунок).

Придерживаясь механизма морского эвапоритового образования галогенных формаций, авторы считают, что основными факторами распределения литофациальных комплексов являются характер взаимоотношений с питающей морской провинцией и особенности геотектонического развития солеродного бассейна. Рассмотрим специфические черты бассейнов различных возрастных этапов. В раннем миоцене соленакопление возникло на территории Предкарпатья. В аквитане (позднем эгере) единая соленосная свита развивалась в Предкарпатском прогибе в условиях длинного узкого залива. Связь с морем осуществлялась с юго-западной части, через пролив, который соединялся с трансильванской частью внутрикарпатских депрессий (односторонняя связь с морем сохранилась также в бурдигале гельвете). Возможно существование других проливов, проходивших через пониженные участки Карпат. Соли осаждались в тупиковых участках бассейна; по мере удаления от устья соленосность увеличивалась. Поэтому наиболее крупные залежи калийных солей сосредоточены в северной, удаленной части залива и приурочены к самым интенсивно погружающимся участкам. Краевые фации бассейна, выраженные гипсоносными толщами, распространены ограниченно на внутреннем крае бассейна. По-видимому, большая часть сульфатов осаждалась при прохождении через промежуточные бассейны. Краевые фации вторгались в область Карпат в виде заливов.

В бурдигале (эггенбурге) соленосные фации располагались только в северной части Предкарпатского прогиба, где развиты наиболее мощные, но ограниченно распространенные калийные залежи. На всем протяжении остальной части прогиба, как и в пределах внутрикарпатских депрессий, синхронные отложения представлены преимущественно нормально-морскими породами.

В гельвете, скорее всего в позднегельветское время, соответствующее карпату, образование галогенных толщ наблюдалось в Предкарпатском прогибе, а также в Восточно-Словацкой впадине и в бассейне Тузла.

Эвапоритовые отложения формировались на значительной части площади Предкарпатского прогиба. Калиеносные свиты осаждались в северной (наиболее удаленной от устья) части залива. В пределах румынской части бассейна отлагались гипсоносные осадки.

Характер эволюции солеродного бассейна нижнемолассовой формации Предкарпатского прогиба выражается в особенностях распространения соленосных толщ. Воротыщенская серия и ее аналоги (аквитан — бурдигал) образовывались в узком ровообразном прогибе, который формировался перед поднимавшимися Карпатами на подвижном геосинклинальном ложе. Соленосные отложения и калийные залежи имеют вид сильно удлиненных линз и пластов значительной мощности. Верхнестебникская соленосная свита (гельвет) образовывалась в условиях миграции бассейна во внешнюю сторону, в направлении платформы. Акватория бассейна расширялась, захватывая менее подвижные участки, прилегающие к форланду. Соленосные отложения свиты рассредоточены в виде отдельных залежей меньшей мощности и иной конфигурации. Специфика условий образований отражалась как на вещественном составе пород, так и на их структурно-текстурных особенностях. Соляные породы формации, в том числе и калийные соли, сильно загрязнены примесью глинистого материала, образуя постепенные переходы от соляных к соленосным и засоленным породам. Глинистый и песчано-алевритовый материал поступал в бассейн путем сноса гидросистемой прилегающего континента, ветром и течением поступающих морских вод. Нависающие обрывистые берега создали условия для поступления и разноса мелкообломочного материала, образования осадочных брекчий, появления грубообломочных пород (фангломератов), внедряющихся в виде языков, и (реже) выдержанных горизонтов. Крутые склоны бассейна обусловливали широкое развитие олистолитов. В целом солеродные бассейны нижнемолассовой формации представляли шнуровидную зону засоленных грязевых болот с локальным внедрением конгломератов и брекчий; в депрессионных зонах образовывалась каменная соль, а в зонах относительных погружений галитовых озер скапливались высококонцентрированные рассолы, из которых осаждались калийные соли.

В Восточно-Словацкой впадине в карпатское время солеродный бассейн возник в тупиковой части залива, напоминающего по своим очертаниям равносторонний треугольник, северо-восточный борт которого слагали флишевые отложения Карпат. С юго-востока залив, по-видимому, был ограничен баром. В центре тупиковой части бассейна отлагались соленосные толщи, сменяющиеся к устью сульфатными образованиями.

Солеродный бассейн Тузла представлял залив, довольно глубоко вдававшийся в пределы внешней части Динарских гор. От питающего морского пролива (Савского грабена), соединявшегося с Паннонским морем, бассейн отделялся протяженным валообразным поднятием, которое впоследствии было превращено в массив Маевица.

В тортоне галогенез наиболее широко распространен в пределах Центрального Паратетиса. Галогенные формации возникли в Предкарпатье, в смежной с ним части Предбайкальского прогиба, в Трансильванском прогибе и Северо-Апусенской впадине, а также в трех впадинах Закарпатского прогиба — Марамурешско-Солотвинской, Мукачевской и Восточно-Словацкой. По вещественному составу и условиям образования они имеют много общего. Типизация этих формаций по морфологическим признакам затруднительна. Все они образовались в условиях бассейна заливного типа, более или менее сложной конфигурации, возникавших в результате отчленения от моря. Степень изоляции определяла состав галогенных пород каждого из этих бассейнов. В случае более или менее полного развития галогенеза в срединной части бассейнов располагаются соляные литолого-фациальные комплексы. Они окаймляются породами сульфатных фаций, которые последовательно сменяются сульфатно-карбонат-

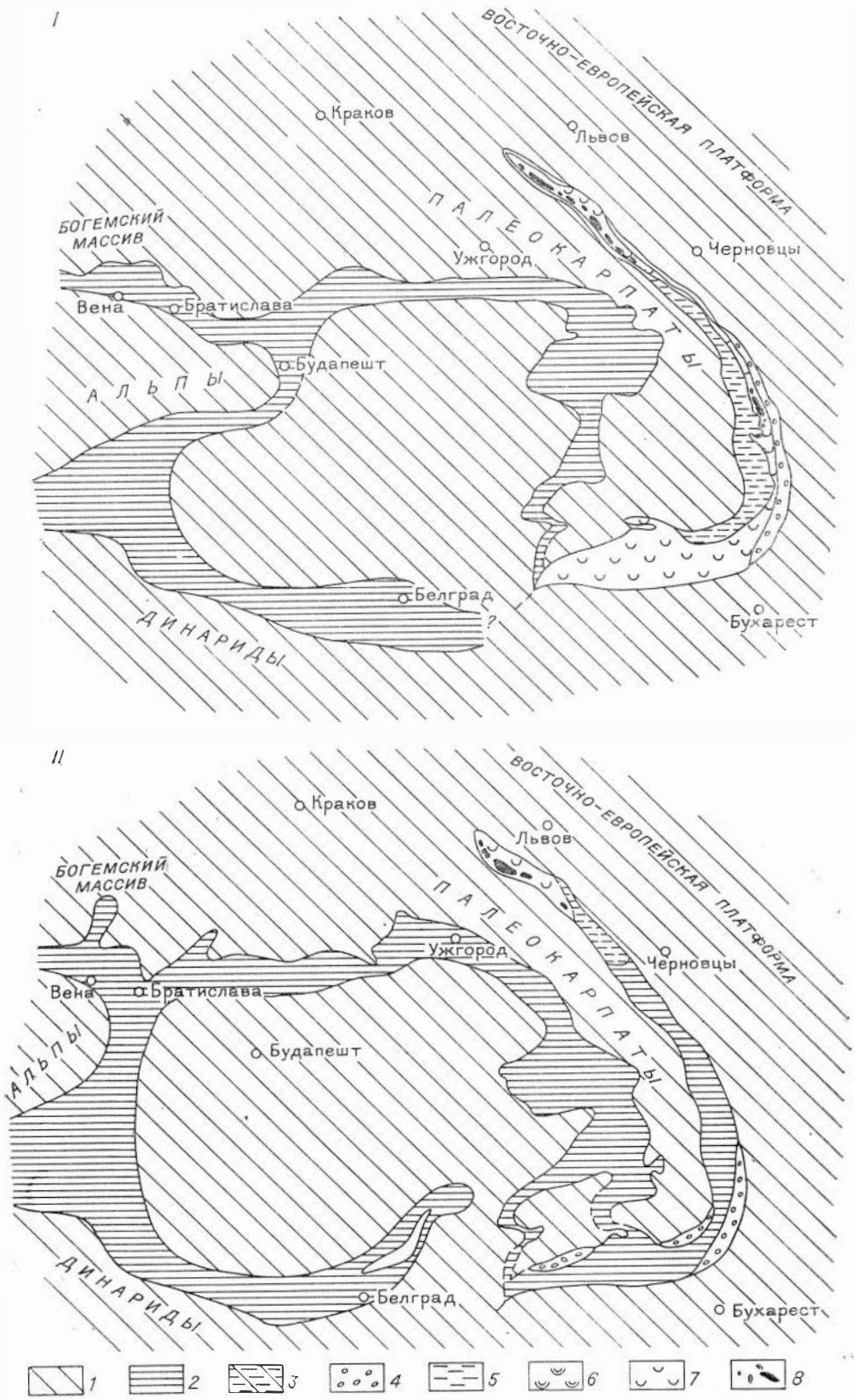
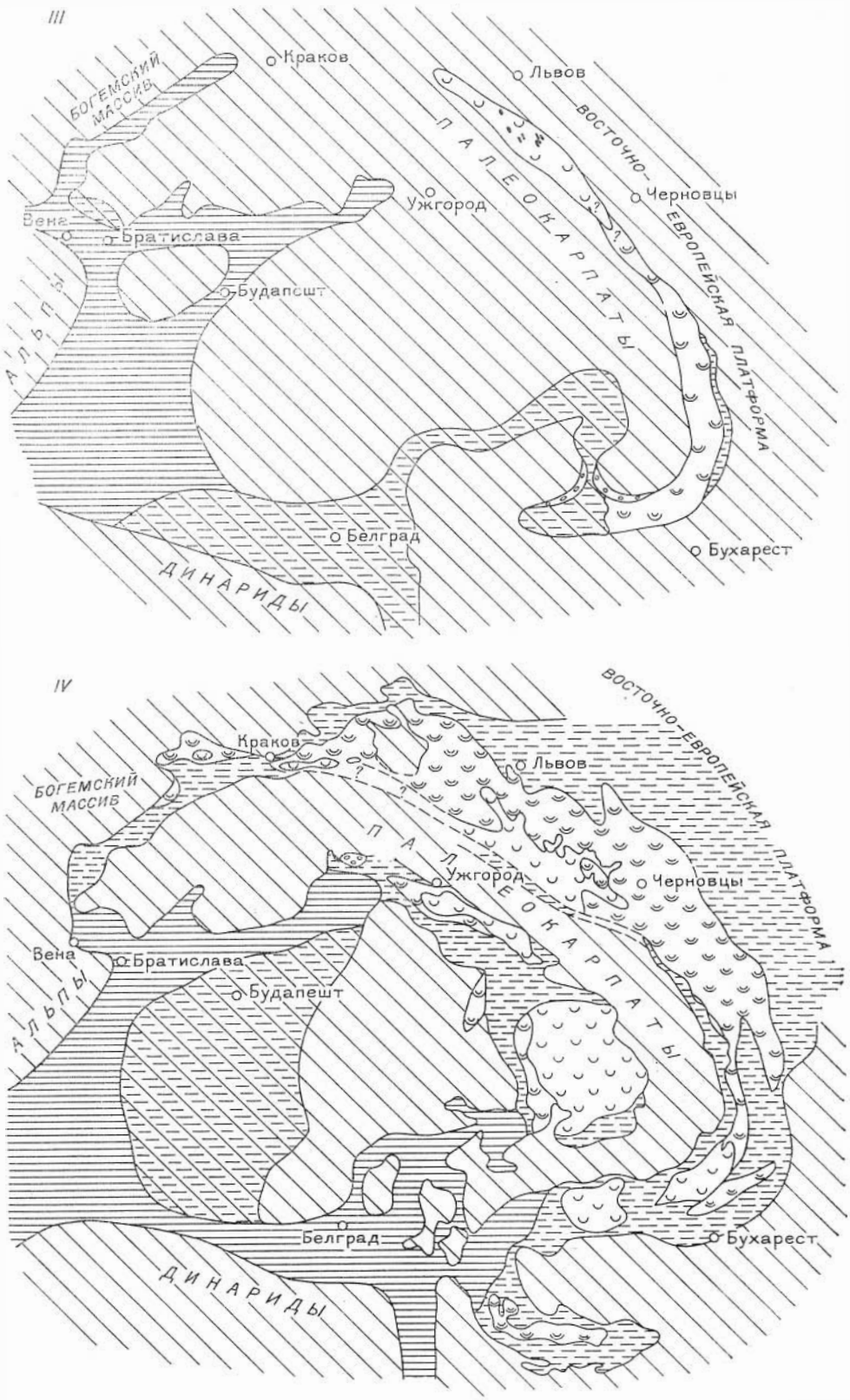


Схема осадконакопления в солеродных

I — аквитан (ранневоротыщенское время); II — бурдигал (поздневоротыщенское время); III — массивы; *2* — морские и заливные осадки; *3* — чередование морских и пресноводных осадков; *4* — соносные и ангидритсодержащие осадки;



бассейнах Центрального Паратетиса.

гельвет (позднестебникское время), IV — верхний тортон (тирасское время). *1* — континентальные грубообломочные осадки; *5* — осадки краевых и передовых фаций солеродного бассейна; *6* — гип- *7* — соленосные и *8* — калиеносные осадки.

Таблица 1

Схема сопоставления галогенных формаций Центрального Паратетиса

Шкала Центрального Паратетиса		Традиционная шкала		Впадина Тузла	Закарпатский прогиб			Северо-Апусенская впадина	Трансильванская впадина	Предкарпатский прогиб		Предбалканский прогиб (Ломская впадина)
					Восточно-Словацкая впадина	Мукачевская и Солотвинская впадины	Марамурешская впадина					
Ярус	Подъярус	Ярус	Подъярус									
Баден	Косовский	Тортон	Верхний	Галогенная формация								
	Величковский				Верхний соленосный горизонт	Теребелинская свита	Соленосная формация	Гипсоносная формация	Галогенная формация (соленосный горизонт)	Верхнемолассовая галогенная формация	Тирасская свита и ее аналоги в румынской, польской и чехословацкой частях прогиба (а также в смежной части юго-запада Восточно-Европейской платформы)	Гипсоносные отложения
	Маравский		Нижний									
Карпат		Гельвет		Галогенная формация (соленосная формация Тузла)	Галогенная формация (нижний соленосный горизонт)						Верхнестебникская свита и ее аналоги в румынской и польской частях прогиба	

Оттнанг	Эггенбург	Бурдигал	?	Верхневоротыщенская свита	Нижнемолассовая галогенная формация
				Нижневоротыщенская свита и ее аналоги в румынской и польской частях прогиба	
Эгер		Аквитан			
		Олигоцен		Переходная толща (поляницкая свита и ее аналоги в румынской и польской частях прогиба)	

ными, карбонатными и терригенными отложениями. Характерная особенность галогенных формаций тортона — асимметрическое расположение внешних (сульфатных и карбонатных) литолого-фациальных комплексов. Эти комплексы «оттесняются» на внешние стороны бассейнов; на внутренних, прилегающих к Карпатам, их частях развиваются преимущественно обломочные отложения. В Предкарпатском бассейне асимметричный характер распределения литофациальных комплексов выражен наиболее резко. Асимметричное строение свойственно и болгарской части солеродного бассейна, где сульфатные фации оттеснялись к северу преимущественно терригенными отложениями, поступавшими с Балкан. Поперечные профили солеродных бассейнов также были асимметричными. Во внешних зонах бассейна Предкарпатского прогиба предполагается широкое развитие себкх.

Существенные проявления калийных солей в тортонских галогенных формациях Центрального Паратетиса и, в частности, Предкарпатского прогиба не установлены. Причины этого достаточно ясно вытекают из анализа палеогеографической обстановки. Большая часть внутрикарпатских депрессий была слабо изолирована, причем к краевым их частям прилегали достаточно широкие проливы. Естественно, создание условий калиенакопления в такой ситуации затруднительно. Теоретически проявления калийных солей могут быть обнаружены во внутренних частях солеродных бассейнов. Действительно, имеются признаки калиеносности в восточном и юго-восточном участках Трансильванской впадины и косвенные признаки в Восточно-Словацкой впадине. Примерно такая же обстановка была присуща Тортонскому бассейну Предкарпатского прогиба. Установленный в результате палеогеографической реконструкции двусторонний характер связи его с морским водоемом Паратетиса предполагает возможность постоянного перемещения масс рассолов, что препятствовало изоляции солеродного бассейна, достаточной для отложения калийных солей. Исходя из теоретических положений, образование незначительных участков с осаждением калийных солей могло происходить в наи-

более удаленных от устьев пролива частях, т. е. в средней его части. Действительно, наблюдаются незначительные проявления калийных солей (пласт полигалита) в северной части Советского Предкарпатья.

Следует отметить резкое различие в характере отложений нижне- и верхнемолассовой формаций Предкарпатского прогиба. Основной признак нижнемолассовой формации — калиеносность, обусловленная завершенностью процессов галогенеза, которая связана с палеогеографическими и палеотектоническими причинами. Соленосным отложениям этой формации присуще также высокое содержание терригенной примеси, объясняемое наложением процесса терригенного осадконакопления на процесс галогенеза на всех его стадиях и почти полным отсутствием обычной сезонной слоистости каменной соли. Последнее связано с тем, что проявление сезонной слоистости маскируется значительным количеством терригенной примеси и наличием слоистости, определяемой тектонической ритмичностью более высокого порядка, напоминающей по характеру флишевую. В расположении отложений формации наблюдается локализованность в пределах внутренней зоны прогиба. Для верхнемолассового периода развития бассейна характерно значительное расширение и усложнение конфигурации, поскольку в прогибание были вовлечены не только внутренняя, но и внешняя зона прогиба и прилегающие части платформы (на востоке — Восточно-Европейская, на юге — Мизийская). Верхнемолассовой формации, как и галогенным формациям внутрикарпатских прогибов, свойственна обычная сезонная слоистость каменной соли. Для гипсоангидритовых пород отмечается распространение нодулярных и субвертикально ориентированных диагенетических текстур, а также развитие полигональных текстур и иных следов субаэральных условий седиментации.

Некоторое сходство с нижнемолассовой формацией, выражающееся в значительной загрязненности терригенной примесью, отмечается в частях тортонских галогенных формаций, непосредственно прилегавших к Карпатам (Восточно-Словацкая депрессия, район Качика в Румынском Предкарпатье и др.).

Своеобразная черта большинства галогенных формаций Центрального Паратетиса — залегание галогенных, в том числе соленосных и даже калиеносных отложений непосредственно на нормально-морских породах. В сравнении с идеализированным разрезом галогенной формации (карбонаты — сульфаты — соляные породы...) такая особенность свидетельствует о быстром развитии галогенеза, и в частности соленакопления. В общем случае это объясняется быстрым образованием солеродных бассейнов, обусловленным интенсивным погружением предгорных и внутренних прогибов в период орогенеза, в частном случае — с переливанием рассолов, влияние которого на возникновение соленакопления в Советском Предкарпатье предполагалось многими исследователями.

Изучены физико-химические условия седиментации в солеродных бассейнах Предкарпатского, Закарпатского и Трансильванского прогибов по данным ультрамикрохимического анализа жидких и газово-жидких включений *.

На основании исследования первичных жидких включений в седиментационном галите получены данные об основных параметрах физико-химической обстановки образования соляных пород. По химическому составу исходные рассолы всех изученных солеродных бассейнов относились к сульфатному типу. По породам нижнемолассовой галогенной формации Предкарпатского прогиба установлены следующие особенности развития галогенеза. Рапа аквитанского (нижневоротыщенского) бассейна отличалась низким содержанием кальция (1,8—28,5 г/л) и повышенной концент-

---

* Определения выполнены О. И. Петриченко частично по материалу, собранному автором в Румынии и Польше; интерпретация результатов совместная [Хрущов, Петриченко, 1977].

рацией магния (25,8—80,2 г/л). Сумма $K^- + Mg^{2-} + SO_4^{2-}$ составляла 49—165 г/л. Фигуративная точка состава в начальный период выпадения галита располагается в левой части поля левеита.

В бурдигальском (верхневоротыщенском) бассейне исходный состав рапы характеризовался достаточно высокой концентрацией калия (16,2—26,8 мг/л) и пониженным содержанием сульфат-иона (46,1—77,2 мг/л), на основании чего эти растворы отнесены к метаморфизованным сгущенным морским водам [Ковалевич, 1978]. Сумма $K^- + Mg^{2-} + SO_4^{2-}$ составляла 118—182 мг/л. Относительно высокое содержание калия в рассолах объясняется размывом более древних калиеносных отложений.

В тортонском солеродном бассейне Предкарпатья (тирасское время) параметры физико-химических условий были различными, фигуративные точки для северо-восточной (польской) и южной (румынской) частей находятся вблизи границы сильвина и каинита; рапа относилась к сульфатному типу с низким содержанием кальция. Состав раствора в средней (советской) части прогиба отличался повышенным содержанием сульфат-иона; фигуративные точки располагаются в основном в полях эпсомита и астраханита. Специфика состава рапы этой части бассейна может объясняться размывом древней (юрской) галогенной толщи.

Соленосные (галитовые) толщи Закарпатской впадины образовались также из рассолов, близких к составу современной сгущенной морской воды; фигуративные точки располагаются вблизи границы полей сильвина и эпсомита. Средние содержания (г/л): K^- — 15,5; Mg^{2-} — 28,5; SO_4^{2-} — 36,5.

По имеющимся образцам галита Трансильванской впадины определено, что рапа этого бассейна была обеднена калием (3,9—9,8 мг/л); содержание сульфат-иона составило 14,5—20,8 мг/л.

Сумма $K^- + Mg^{2-} + SO_4^{2-}$ равнялась в тортонских солеродных бассейнах для Закарпатского прогиба 32—91 мг/л, для Трансильванской впадины — 32—60, для тирасской свиты Предкарпатья — 34—71 мг/л. Таким образом, соленакопление в тортонских бассейнах Центрального Паратетиса заканчивалось на ранних этапах галитовой стадии, при максимальной концентрации $K^- + Mg^{2-} + SO_4^{2-}$ до 90 мг/л.

Рассолы всех изученных тортонских солеродных бассейнов могут быть отнесены к сульфатно-магниевому подтипу сульфатного типа. В этих бассейнах установлено также возрастание общей концентрации и сульфатности рапы по мере удаления от источника питания морскими водами.

В каменной соли Закарпатского прогиба среднее содержание брома составляет 0,010%, бром-хлорный коэффициент — 0,188, что соответствует зоне нормального галита; локально наблюдается понижение содержания брома, объясняемое перекристаллизацией галита.

Для Трансильванской впадины среднее содержание брома по единичным образцам — 0,05%, бром-хлорный коэффициент — 0,084. По pH — Eh параметрам включений в галите, определенным О. И. Петриченко, рапа солеродных бассейнов не отличалась от рассолов современных соляных озер морского происхождения. В зоне сильвинитов в ряде случаев наблюдается снижение значений pH до 3,5 и даже ниже.

Площади распространения и объем галогенных формаций приведены в табл. 2. Из сопоставления полученных данных можно сделать некоторые выводы. Объем соленосных комплексов значительно превышает объем сульфатных, хотя последние занимают существенно большие площади. Отсюда следует, что чем большую часть формации составляют соленосные комплексы, тем более интенсивными были темпы погружений (если не глубины) бассейна. Самая крупная галогенная формация — верхнемолассовая — образовалась на территории Предкарпатского прогиба. Вещественный состав соленосных серий (и калиеносность) не имел прямой связи с объемом соленакопления, а контролировался иными факторами, которые упоминались выше (в пределах самих калиеносных формаций наблюдают-

Таблица 2

Площади (км²) распределения и объемы (км³) галогенных формаций Центрального Паратетиса

Регион, формация	Соленосные комплексы		Сульфатные комплексы		Формации в целом	
	Площадь	Объем	Площадь	Объем	Площадь	Объем
Предкарпатский прогиб						
Нижнемолассовая						
Аквитан-бурдигальские серии	10 000	2 500	—	—	10 000	2 500
Гельветские серии	3 000	800	3 000	1300	6 000	2 100
Всего	13 000	3 300	3 000	1300	16 000	4 600
Верхнемолассовая (тортонская)	17 800	2 800	63 100	2180	80 900	4 980
Внутрикарпатские депрессии						
Закарпатский прогиб						
Гельветская (Восточно-Словацкая депрессия)	28	1,7	25	?	53	1,7
Тортонская	2 500	550	1 000	120	3 570	670
Трансильванская впадина						
Тортонская	17 000	6 800	2 400	220	19 400	7 020
Северо-Апусенская впадина						
Тортонская	—	—	2 400	?	2 400	?
Всего по крупнейшим формациям	50 398	16751,7	771 925	3820	122 323	172 707

ся более сложные взаимосвязи). Объемы соленакопления во внешних и внутренних прогибах соизмеримы, однако объемы сульфатных отложений значительно больше во внешнем прогибе. Точно так же площади развития соленосных отложений внешнего прогиба превышают таковые внутренних прогибов. Все это связано с общим характером развития бассейнов Центрального Паратетиса, одна из особенностей которого — последовательная экспансия внешнего прогиба в направлении Восточно-Европейской платформы.

П. Е. Ефремов

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ СОЛЕНОСНЫХ ТОЛЩ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ МЕСОПОТАМСКОГО ПРОГИБА

В северной части Месопотамского прогиба соленосные отложения установлены в среднем (свита нижний фарс) и нижнем (свита диббоне) миоцене. На крайнем юго-востоке Ирака соленосные породы встречены также на большой глубине (около 4,5 км) в верхнеюрских отложениях (свита готния). Все они имеют пластовый характер залегания, за исключением предполагаемого развития в ряде южных районов погребенных соляных куполов (Нахр Умр, Джебель Санам).

Наиболее изучены соленосные толщи нижнего фарса, широко развитые в центральной части Месопотамского прогиба. Эти отложения участвуют в строении крупных и мелких нефтяных и газонефтяных месторождений востока Сирии, севера и северо-запада Ирака, являясь, с одной стороны, надежной регионально выдержанной покрышкой (ангидриты,

гипсы, каменная соль), с другой — резервуаром для нефти и газа (в карбонатных пластах нижнего фарса).

На большей части территории Северного Ирака и северо-востока Сирии отложения нижнего фарса представлены 600—700-метровой толщей главным образом гипсоангидритовых пород. Нижняя часть толщи мощностью 300—400 м сложена гипсами и ангидритами, содержащими мощные линзы каменной соли и отдельные прослои доломитов и известняков. Верхняя часть свиты мощностью 250—300 м представлена гипсами и ангидритами, содержащими прослои мергелей, известняков, алевролитов и аргиллитов. Западная граница развития солеродного бассейна прослеживается по резкому изменению литологического состава пород нижнего фарса, где они представлены 50—60-метровой толщей глин, мергелей, известняков, песчаников и конгломератов. Эта граница примерно совпадает с Рессафинским структурным уступом, хорошо выраженным в рельефе и связанным, вероятно, с крупным разломом фундамента.

В строении отложений нижнего фарса отмечается четко выраженная ритмичность. По условиям осадконакопления в его разрезе (на примере известного нефтяного месторождения Киркук) можно выделить три группы осадков (снизу вверх): стабильную, активную и пассивную (рис. 1).

Стабильная группа объединяет осадки переходных слоев (местами с базальным конгломератом), в которых выделяется 13 ритмов осадков следующей последовательности наслоения: алевролиты с аргиллитами — известняки с мергелями — ангидриты. Это ритмы солеродного бассейна с незавершенным циклом из-за отсутствия пластов каменной соли.

Активная группа объединяет породы соленосной толщи, включающей от 1 до 6 ритмов накопления осадков, типичных для солеродных бассейнов с завершенным циклом, когда в осадок выпадает каменная соль.

Пассивная группа объединяет осадки формации Сипедж и верхней красноцветной толщи, которые содержат 11 ритмов однотипных осадков солеродного бассейна с незавершенным циклом, включающих породы в следующей последовательности: алевролиты и аргиллиты — известняки, мергели — ангидриты.

Наибольший интерес представляет соленосная толща, содержащая пласты каменной соли, вскрытые в центральной части солеродного бассейна, развитого в осевой части взбросово-сбросовой зоны Месопотамского прогиба. Согласно литофациальной карте среднего миоцена (рис. 2), наибольшее число соляных пластов (4—6) нижнего фарса выделяется в районе развития месторождений нефти и газа Бай Хассан, Джамбур, Киркук в Ираке и Джибисса в Сирии. Там же обнаружены наиболее мощные пласты каменной соли (от 40 до 70 м).

При движении к бортовым участкам солеродного бассейна число соляных пластов и их мощность уменьшаются вплоть до фациального замещения их ангидритами и гипсами. Глубина залегания соляных пластов в пределах бассейна меняется от 200 м на его бортах до 1800 м в осевой части (Хаббаз). На юго-востоке упомянутой выше зоны Месопотамского прогиба соляные пласты нижнего фарса залегают еще глубже (на 2500—3000 м), где они находятся под большим давлением и обладают текучестью, нередко приводящей к раздавливанию обсадной колонны в скважинах (например, скв. Джебель Фуки-2).

Элементы соляного тектогенеза обнаружены также на целом ряде линейных антиклинальных складок, осложненных надвигами и разрывами в верхнем структурном этаже. Типичным примером структуры, осложненной надвигом и пластическими деформациями каменной соли, может служить купол Баба месторождения Киркук, на котором северо-восточное крыло надвинуто на юго-западное. На этих участках в соленосных отложениях надвиг переходит в сброс, а мощность каменной соли в надвинутой зоне заметно возрастает. Зона увеличенной мощности каменной соли установлена в районе скважин К-139 и К-104 на юго-западном крыле купола

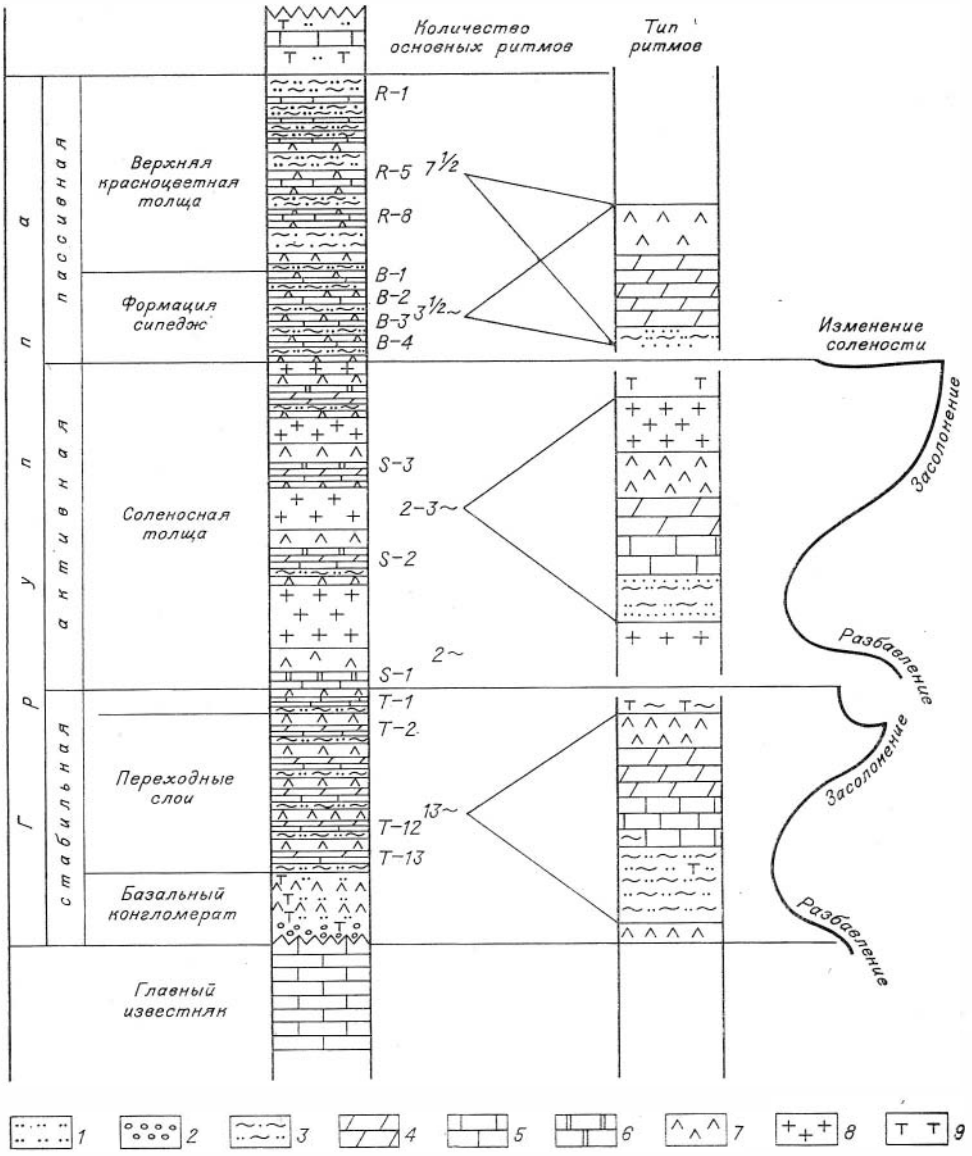


Рис. 1. Ритмы седиментации отложений нижнего фарса северной части Месопотамского прогиба.

1 — песчаники; *2* — конгломераты; *3* — алевролиты; *4* — мергели; *5* — известняки; *6* — доломиты; *7* — ангидриты (гипсы); *8* — каменная соль; *9* — эффузивы.

Баба. Здесь были пробурены специальные скважины К-214 и GS-2 с полным отбором керна в интервалах залегания соленосных пород. В скв. К-214 пласты каменной соли вскрыты в интервале глубин 272,5—314,5 и 386—428 м, а в скв. GS-2 224—232 и 253—326,5 м. В скв. GS-2 мощность нижнего соляного пласта 73,5 м, что на 31,5 м больше, чем в скв. К-214, где оба пласта имеют мощность по 42 м. Содержание NaCl в соляном пласте скв. GS-2 97,1—98,5%, а нерастворимых частиц — 0,8—2,1%. Этот состав аналогичен соли в скв. К-214. Пласты по своей чистоте, глубине залегания и мощности вполне могут быть использованы в качестве подземных хранилищ (ПХ) сжиженных газов.

Согласно расчетам в районе скв. GS-2 возможно создание емкостей объемом в 140 тыс. м³, а в районе скв. К-214 — 50 тыс. м³. Количество емкостей определяется потребностью промышленности с учетом возможности

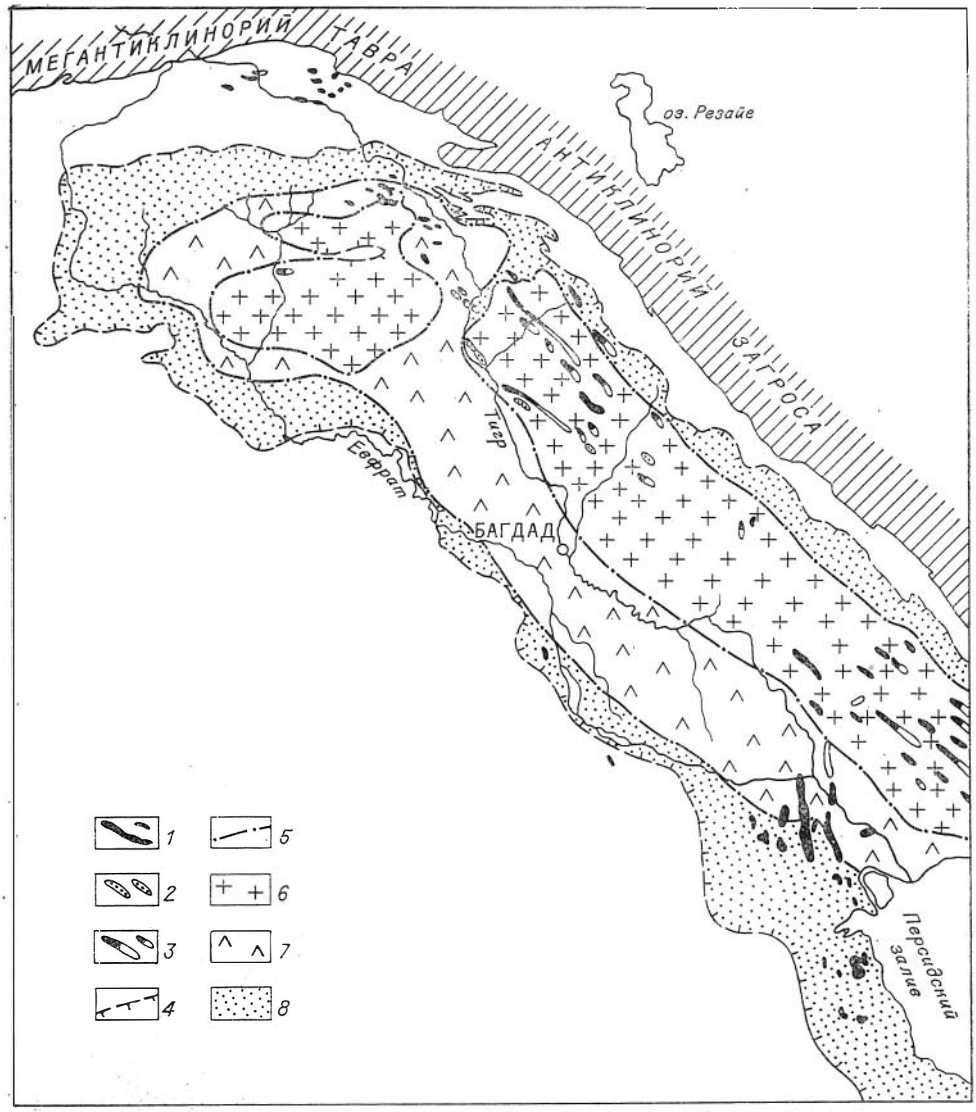


Рис. 2. Схема литофаций отложений свиты нижний фарс среднего миоцена северной части Месопотамского прогиба.

1—3 — месторождения (*1* — нефтяные, *2* — газовые, *3* — газонефтяные); *4*, *5* — границы (*4* — современного распространения отложений среднего миоцена, *5* — литофациальных зон); *6—8* — зоны развития (*6* — каменных солей, ангидритов и гипсов с отдельными прослоями известняков и алевролитов, *7* — ангидритов и гипсов с подчиненными прослоями мергелей, известняков, алевролитов и песчаников, *8* — терригенных пород местами с подчиненными прослоями ангидритов и гипсов).

их размещения, которые могут быть определены после изучения геологического строения соленосной толщи рассматриваемого участка путем проведения специальных геофизических исследований (электроразведки ЗСТ в комплексе с детальной гравиразведкой). Такие же исследования необходимо провести с целью изучения соленосных отложений свиты диббоне нижнего миоцена в районе горы Синджар, где бурением установлено наличие трех пластов каменной соли суммарной мощностью около 200—245 м. Наиболее мощный — нижний соляной пласт, развитый в центральной части солеродного бассейна долины Махмур: от 167 м в скв. Гбейбе-1 до 200 м в скв. Гуна-1 и Тель Хаджар-1 (рис. 3). Средний соляной пласт имеет мощность 30—35 м, а верхний — 10 м. Разделены они между собой

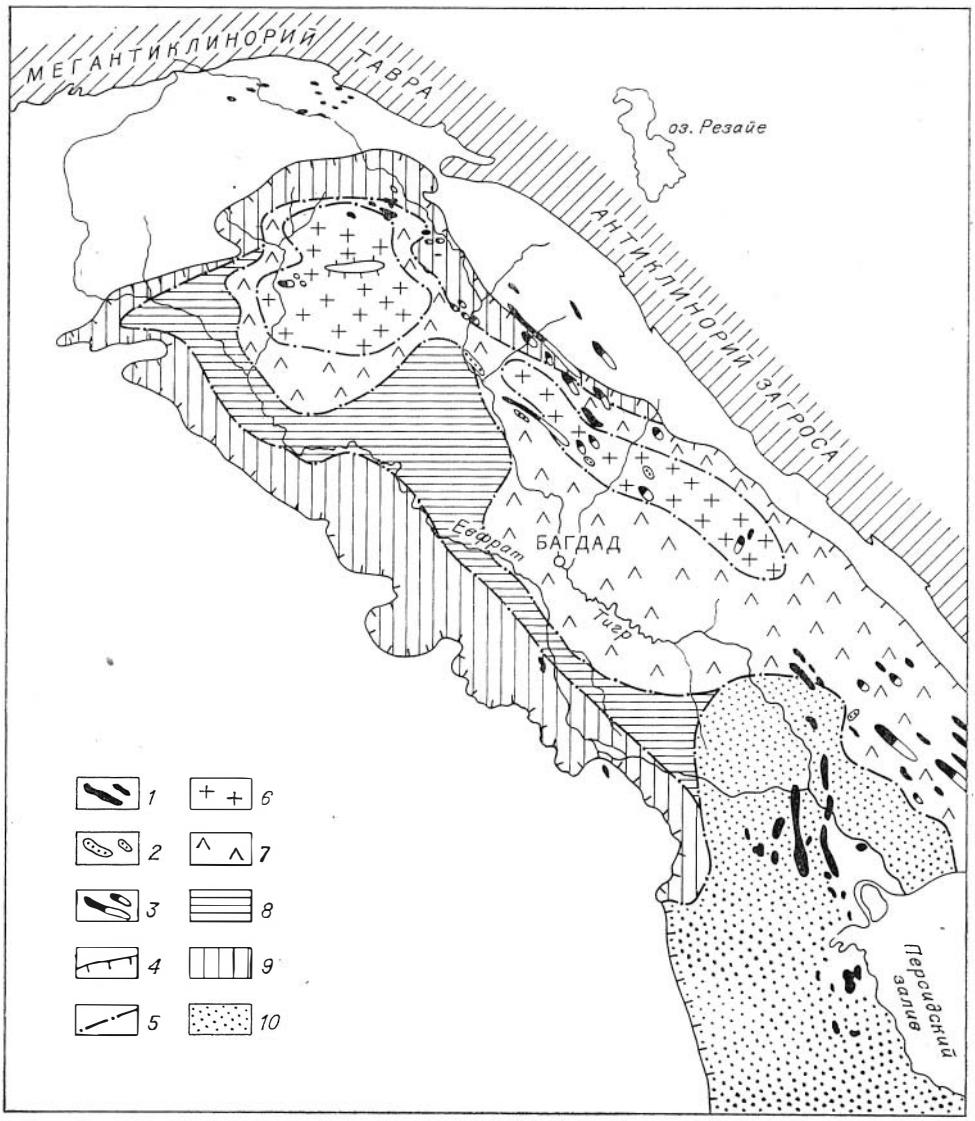


Рис. 3. Схема литофаций отложений свиты диббоне нижнего миоцена северной части Месопотамского прогиба.

1—3 — месторождения (*1* — нефтяные, *2* — газовые, *3* — газонефтяные); *4*, *5* — границы (*4* — современного распространения отложений нижнего миоцена, *5* — литофациальных зон); *6—10* — зоны развития (*6* — известняков мергелистых и доломитистых с ангидритами и каменной солью, *7* — известняков с прослоями мергелей и ангидритов, *8* — доломитистых известняков и мергелей, *9* — известняков детритовых с пропластками конгломератов, *10* — терригенных отложений).

маломощными пачками глин, мергелей и ангидритов, образуя тем самым три цикла соленакопления.

Глубина залегания соляной толщи колеблется в пределах 1080—850 м (Гбейбе-1), 760—540 м (Гуна-1) и 1300—1050 м (Тель Хаджар-1). Таким образом, глубина залегания и мощность нижнего соляного пласта позволяют создать в том районе ПХ сжиженных газов максимально возможной емкости.

Маломощные пласты каменной соли в отложениях свиты диббоне установлены также бурением в восточной части Центральной взбросово-сбросовой зоны Месопотамского прогиба, где в нижнемиоценовое время существовал небольшой по размерам солеродный бассейн, основная часть которого уходит в пределы Ирана. Суммарная мощность пластов каменной

соли здесь не превышает 10 м, глубина залегания около 1000 м. В связи с малой мощностью соляных пластов они не представляют интереса с точки зрения создания здесь ПХ.

Соленосные отложения свиты готния верхней юры установлены глубоким бурением на глубинах свыше 4000 м и имеют большую мощность. В пределах юга Ирака скв. Джерейшан-1 каменная соль вскрыта в интервале 4450—4540 м при забое в 4548 м. Предполагается, что на тектонически активных участках каменные соли свиты готния в результате пластических деформаций образуют погребенные соляные купола. К примеру, формирование нефтеносной структуры Нахр Умр на юге Ирака связывают с ростом погребенного соляного купола, ядро которого сложено верхнеюрской каменной солью. С целью определения предполагаемой солянокупольной природы возвышенности Джебель Санам, расположенной вблизи границы Ирака с Кувейтом в районе нефтяного месторождения Зубейр, в 1979—1980 гг. запланировано пробурить специальную разведочную скважину на глубину до 2000 м. В случае подтверждения солянокупольной природы возвышенности Джебель Санам и уточнении конфигурации соляного тела в его пределах могут быть созданы путем выщелачивания каменной соли камеры емкости для создания ПХ сжиженного газа и других продуктов переработки нефти.

Таким образом, по имеющимся данным в северной части Месопотамского прогиба в течение геологической истории существовало три солеродных бассейна: а) верхнеюрский — в южных районах Ирака вблизи северо-западного побережья Персидского залива; б) нижнемиоценовый — в районе горы Синджар и на востоке осевой части Центральной взбросово-сбросовой зоны; в) среднемиоценовый — в пределах всей Центральной взбросово-сбросовой зоны.

С геологической точки зрения наиболее благоприятными условиями для создания ПХ обладают соленосные пласты свиты диббоне нижнего миоцена в районе горы Синджар, где нижний пласт каменной соли достигает мощности 160—195 м и залегает на глубинах от 600 до 1300 м.

С технико-экономической точки зрения наибольший интерес представляет осевая часть среднемиоценового солеродного бассейна, где на отдельных локальных структурах в районах развития надвигов и сбросов, осложненных элементами соляной тектоники, встречены соляные толщи нижнего фарса повышенной мощности до 40 м и более, с высоким содержанием NaCl.

Е. Д. Сулиди-Кондратьев, В. В. Козлов

СОЛЕНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ СЕВЕРНОЙ АФРИКИ И АРАВИИ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В пределах Сахарской и Аравийской плит, Атласской складчатой области, Месопотамского прогиба и миогеосинклинали Внешнего Загроса обособляются главные эпохи соленакопления в венде, триасе, сеноне, миоцене и в четвертичное время. В венде сформировался крупный Ормузский солеродный бассейн на северо-востоке Аравии. В триасе соленакопление происходило в больших масштабах на всем северо-западе Африки. Сенонский солеродный бассейн охватывал значительную часть Алжирской Сахары. Соленосные формации развиты в миоцене Средиземноморья и Месопотамии. В четвертичное время в условиях аридного климата происходит

садка солей в лагунах и бессточных озерных котловинах (себхах и шоттах). С процессами рифтогенеза связывается соленакопление в рифтовых впадинах Красного и Мертвого морей.

Сведения о соленосных формациях и месторождениях солей Северной Африки и Аравии приводятся во многих работах, включая исследования последних лет [Salvan, 1968; Иванов, 1969; Merabet, Popov, 1968; Kulke, 1973; и др.].

СОЛЕНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ

В вендской эпохе в Ормузском солеродном бассейне каменная соль приурочена к серии Ормуз, залегающей в основании осадочного чехла Аравийской плиты. Эти образования выведены на поверхность в виде многочисленных крупных диапиров. Аналогичные диапиры намечаются на значительной части акватории Персидского залива и Ормузского пролива (рис. 1). Выше массивной каменной соли в составе серии Ормуз залегают гипсы, доломиты, известняки, пестроцветные мергели и песчаники, включающие покровы риолитов и их туфы. Вендский возраст толщи подтвержден радиохронологическими данными. Внедрение диапиров происходило в неогене и частично продолжалось в плейстоцене. Отдельные диапиры овальной формы в плане имеют поперечник от 1—2 до 8—12 км и более. Они сложены каменной солью с примесью глинистого материала и включениями отдельных обломков и целых блоков самых различных пород, захваченных в процессе подъема диапиров. К диапирам приурочены многочисленные месторождения каменной соли, крупнейшие из которых находятся на островах Кешм и Ормуз, на восточном окончании Персидского залива.

Триасовый солеродный бассейн занимает обширную территорию в пределах Атласской области и Северной Сахары площадью около 1800 тыс. кв. км. В ряде районов Атласской области триасовые отложения вскрыты буровыми скважинами. На остальной территории они обнажаются в соляных диапирах. В предрифском прогибе развиты две соленосные толщи, разделенные базальтами. Нижняя толща (мощностью 100—200 м) сложена сравнительно чистой каменной солью с отдельными залежами калийных солей, верхняя (мощностью 500—700 м) — пачками каменной соли, разделенными пластами аргиллитов и песчаников. Одна из скважин прошла по соли более 2 км, что связано с наличием диапира. В области Высоких Плато соленосная формация триаса достигает мощности 250 — 570 м. Ее нижняя толща состоит из чистой соли (100—150 м). Выше залегают базальты, чередующиеся с пластами глин и гипсов в

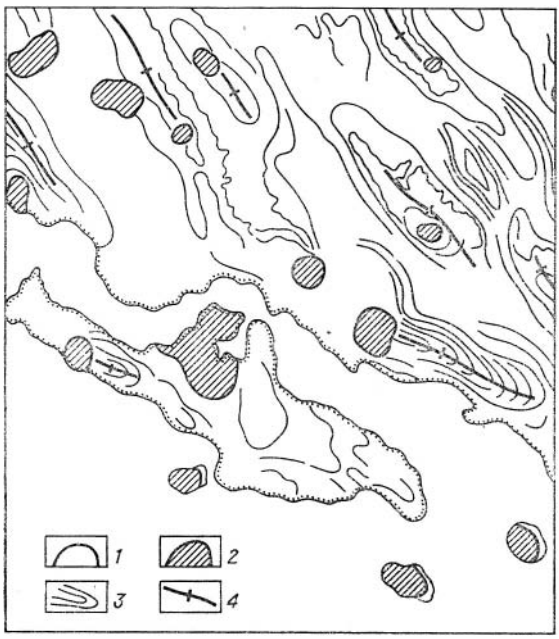


Рис. 1. Структурная схема развития соляных диапиров на побережье Ормузского пролива и о-ва Кешм.

1 — тектонические контакты соляных диапиров; *2* — соляные диапиры; *3* — структурные линии, подчеркивающие строение слоистых толщ; *4* — оси антиклиналей.

верхней части (мощность 20—50 м). Верхняя толща включает многочисленные пласты глин, а в кровле — ангидритов. Мощность 50 — 120 м. Она перекрывается ангидритами с прослоями глин и доломитов и с отдельными пластами каменной соли. Большинством исследователей допускается позднетриасовый (кейпер) возраст соленосной формации, так как она согласно перекрыта доломитами лейаса.

Соляные диапиры широко распространены в Атласской области, намечая площадь развития эвапоритовой формации триаса. Внедрения эвапоритов имеются в различных тектонических зонах Атласской области: в миогеосинклинали Эр-Рифа и Телль-Атласа, в Предрифском прогибе Рарба, на периферических массивах Марокканской Месеты и Высоких Плато (за исключением их центральных частей), частично в Высоком Атласе и в особенности в Сахарском и Тунисском Атласе.

В сеноне в пределах Северной Сахары возникло два бассейна накопления солей. Бассейн Уэд-Миа протягивается в меридиональном направлении на 600 км при ширине 150—200 км. В центральной части бассейна развита мощная толща каменной соли (до 180 м). В краевых частях и в пределах крупных поднятий она замещена ангидритами. Выше повсеместно залегают ангидриты, глины и доломиты. Бассейн Бешар протягивается в широтном направлении на 600 км при ширине до 100 км, образуя залив между Высоким Атласом и Антиатласом. Его наиболее прогнутая часть располагается непосредственно у границы горных сооружений Высокого и Сахарского Атласа. Сенонская соленосная формация залегает на известняках и ангидритах турона. Она включает нижнюю соленосную толщу, сложенную массивной солью с прослоями мергелей и аргиллитов, мощностью 415 м. Выше залегает толща мергелей и глин мощностью до 130 м. Верхняя толща (мощностью 270 м) состоит из пластов каменной соли, разделенных прослоями красноцветных глин и мергелей.

Миоценовая эпоха ознаменовалась формированием солеродных бассейнов Месопотамии и Средиземного моря. В Месопотамии каменная соль приурочена к формации нижний фарс, распространенной на обширной территории. Мощность соленосных отложений достигает 300—400 м, местами до 2000 м. Каменная соль залегает в виде пластов (мощностью до 10—20 м) среди ангидритов, глин, мергелей и известняков. К миоценовым отложениям приурочены многочисленные месторождения соли в горах Загроса и на севере Аравийской плиты. Месторождение Хармошия, расположенное в бассейне Евфрата (восток Сирии), представлено пластами каменной соли мощностью 4—10 и 6 м, залегающими на глубинах 150—200 м.

В позднем миоцене (мессинии) образовался солеродный бассейн Средиземного моря. Его возникновение объясняется нарушением связей с Мировым океаном. Каменная соль распространяется на больших площадях в акватории Средиземного моря и в ряде районов подтверждена бурением. Здесь также развиты соляные диапиры, которые часто возвышаются на несколько десятков метров над глубоководными равнинами.

На территории Северной Африки и Аравии имеются многочисленные озера, содержащие рапу с различной концентрацией солей. Они расположены в межгорных бессточных котловинах и частично во впадинах, примыкающих к побережью Средиземного моря. Обычно их принято называть шоттами или береговыми себхами. Во многих озерах рапа образовалась за счет выщелачивания солей поверхностными и грунтовыми водами из диапиров, сложенных соленосными отложениями триаса. Менее минерализованные водоемы связаны с выпариванием обычных вод в условиях бессточных котловин. Отдельные озера являются лагунами, отшнурованными от моря.

СОЛЯНАЯ ТЕКТОНИКА

В краевых частях Северной Африки и Аравии и в акватории Средиземного моря в результате проявления тектонических деформаций возникли многочисленные соляные диапиры. Они представлены куполами, блоками неправильной формы, крутопадающими клиньями и пластинами, чешуями и линзами в основании тектонических покровов. Отмечается отчетливая связь многих диапиров с ядрами антиклиналей и узлами пересечений крупных разломов. Внедрение диапиров происходило в неоген-четвертичное время, когда имел место интенсивный орогенез. Для некоторых диапиров отмечаются современные подвижки.

В Атласской области, включающей миогеосинклиналь Телль-Атласа, платформенный блок Высоких Плато и Берберский краевой авлакоген, широко распространены диапировые внедрения триаса. Их важная роль в структуре была особенно подчеркнута многими исследователями Северо-Западной Африки [Жинью, 1952; Обуэн, 1967; и др.]. По морфологии диапировые образования триаса могут быть разделены на следующие типы: 1) истинные диапиры, возвышающиеся в виде гряд или отдельных гор, обычно овальной формы в плане, наиболее характерные для Сахарского Атласа; 2) соляные диапиры, выраженные депрессиями в рельефе, к которым часто приурочены соляные озера, встречающиеся в Марокканской Месете и в области Высоких Плато; 3) внедрения в виде тектонических блоков неправильной формы, обычно приурочены к участкам с интенсивной раздробленностью в горах Ореса, Ходны, Бабора; 4) узкие клинья, выжатые вдоль крутопадающих разломов, в особенности сдвигов, протягивающиеся до 10 км при ширине в десятки метров, встречающиеся в тех же районах, что и диапиры предшествующего типа; 5) пластины и линзы, залегающие в основании надвинутых чешуй, широко распространены в миогеосинклинали Телль-Атласа, где они участвуют в формировании покровов, прослеживаются на многие километры вдоль фронта надвигов. В диапирах некоторых районов (Сахарский Атлас) каменная соль выведена на поверхность; в других местах (Высокие Плато) (рис. 2) она вскрыва-

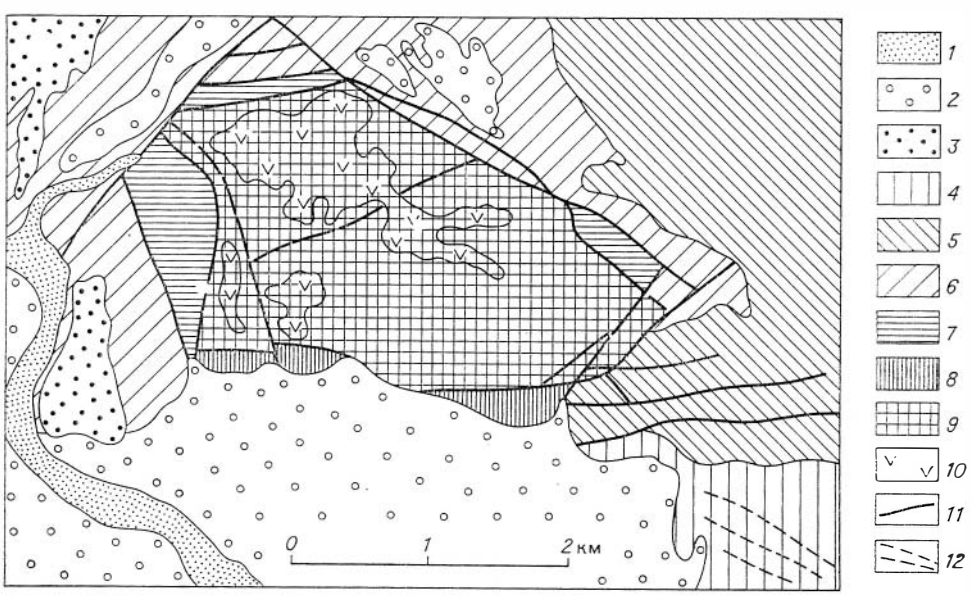


Рис. 2. Схематическая геологическая карта диапира Джебель-Мелах.

1 — аллювиальные голоценовые отложения; *2* — пролювиальные голоценовые отложения; *3* — аллювиальные плейстоценовые отложения; *4* — плиоценовые конгломераты; *5* — миоценовые глины и известняки; *6* — олигоценовые конгломераты; *7* — маастрихтские известняки; *8* — лейасовые доломиты; *9* — триасовая каменная соль; *10* — гипсовая кора; *11* — тектонические контакты диапира и разрывные нарушения; *12* — слоистость.

ется скважинами под чехлом глинисто-гипсовых образований мощностью 30—120 м. Каменная соль слагает ядра диапиров, где она сильно перемята и имеет хаотическое строение, подчеркнутое прослоями глинистого материала.

Намечаются закономерности в размещении соляных диапиров Атласа, так как многие из них находятся в узлах пересечений крупных разломов, а часть приурочена к ядрам антиклиналей, нарушенных многочисленными разломами и имеющими облик структур типа «битой тарелки».

Диапиры внедрялись в несколько эпох, причем формирование некоторых крупных диапиров было, вероятно, длительным и многостадийным. В районах восточного окончания Высоких Плато и в Оресе установлено, что внедрение диапиров происходило в раннем миоцене, в пред-, среднеплиоценовое, предчетвертичное и четвертичное время. Для некоторых диапиров предполагаются современные подвижки, чем объясняется сохранность легкорастворимой каменной соли прямо на поверхности. Представления о сравнительно древнем, досантонском или дотуронском внедрении отдельных диапиров являются дискуссионными.

Наблюдаются некоторые различия в составе, морфологии и размерах диапиров разного возраста. Более молодые диапиры, как правило, имеют крупные размеры, представлены куполами или штоками изометричной формы с развитием каменной соли прямо на поверхности или на небольших глубинах.

Устанавливается четкая зависимость внедрений диапиров от характера тектонических движений. Предмиоценовые внедрения в Атласской области соответствуют позднепалеогеновой эпохе основных складкообразовательных движений. Предплиоценовые внедрения в форме чешуй и пластин отвечают главной стадии надвигообразования в Телльской миогеосинклинали. Четвертичные внедрения имеют вид диапировых куполов, приуроченных к ослабленным зонам молодых разломов.

В условиях интенсивных деформаций и покровообразования (Телльская миогеосинклиналь) при захвате диапирами вмещающих пород образовалась хаотическая смесь, которая рассматривается нами в качестве тектонической макробрекчии или эвапоритового меланжа. Подобно серпентинитовому мелапжу, он облегчает движение покровов, играя роль тектонической смазки — «мыльного слоя», по терминологии французских геологов. Благодаря своей пластичности и интенсивным сжатиям эвапоритовый меланж проникает в самые верхние горизонты осадочного чехла, включая миоцен. Он формирует пологие чешуи, располагающиеся в пределах миогеосинклинали обычно на границе тектонически наложенных серий, а также в виде линз и блоков вдоль вертикальных разломов либо в диапироподобных массах.

В Телльской миогеосинклинали эвапоритовый меланж сложен мергельно-гипсовой основной массой с включениями ячеистых доломитов («карнёль» французских геологов), песчаников и известняков. Основная морфологическая разновидность — мелкие и крупные чешуи вдоль надвиговых нарушений. В силу большой пластичности эвапоритового меланжа он выдавливается, «вытекает» вдоль плоскостей скольжения и образует относительно маломощные, полого залегающие пластины, занимающие на поверхности значительные площади и имеющие неправильную форму в плане, например массив Джебель-Надор в Северо-Восточном Алжире. Эвапоритовый меланж сложен породами, образовавшимися в начальную стадию формирования Телльской миогеосинклинали, что делает сопоставимой его роль со значением офиолитового меланжа в формировании эвгеосинклинальных областей.

Для триасового солеродного бассейна Северо-Западной Африки характерно проявление в больших масштабах основного вулканизма, что обусловило возникновение эвапоритово-базитовой ассоциации. Устанавливается связь этой ассоциации с деструктивными процессами, приводя-

щими к рифтогенезу на фоне общего погружения краевой части континента. В это время образовались многочисленные силлы, дайки и покровы основного состава, иногда со щелочной тенденцией. Они залегают преимущественно среди эвапоритов триаса, в большинстве районов выведены на поверхность в соляных диапирах, вскрываются буровыми скважинами и лишь на юго-западе области выходят на поверхность.

В прогибе Тарфая вскрыты розовые песчаники триаса, среди которых располагаются долериты мощностью 265 м. В Предрифском прогибе в составе соленосной серии триаса обнаружены долериты мощностью до 100 м. В области Высоких Плато долериты также известны в составе соленосной серии триаса. Их мощность обычно составляет 20—50 м, увеличиваясь местами до 200—300 м. В диапирах, широко распространенных в Сахарском и Тунисском Атласе и в областях Высоких Плато, долериты присутствуют в виде отдельных глыб или небольших блоков. Чаще всего это будинированные дайки. Их протяженность измеряется десятками метров при мощности в первые метры. Они сложены сильно измененными альбитизированными долеритами и диабаз-порфиритами. Скорее всего, это остатки даек, так как силлы или покровы, залегающие обычно под мощной толщей соли триаса, на поверхность в диапирах не выведены.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ

Обширный материал по соленосным формациям Северной Африки и Аравии в сочетании с палеогеографическими и тектоническими условиями их формирования [Сулиди-Кондратьев и др., 1974, 1976, 1978, 1979] позволяет затронуть вопрос об источниках солей. Нами допускается, что в формировании соленосных формаций Северной Африки и Аравии возможно участие как поверхностных, так и глубинных источников.

Приуроченность месторождений солей к определенным эпохам соле-

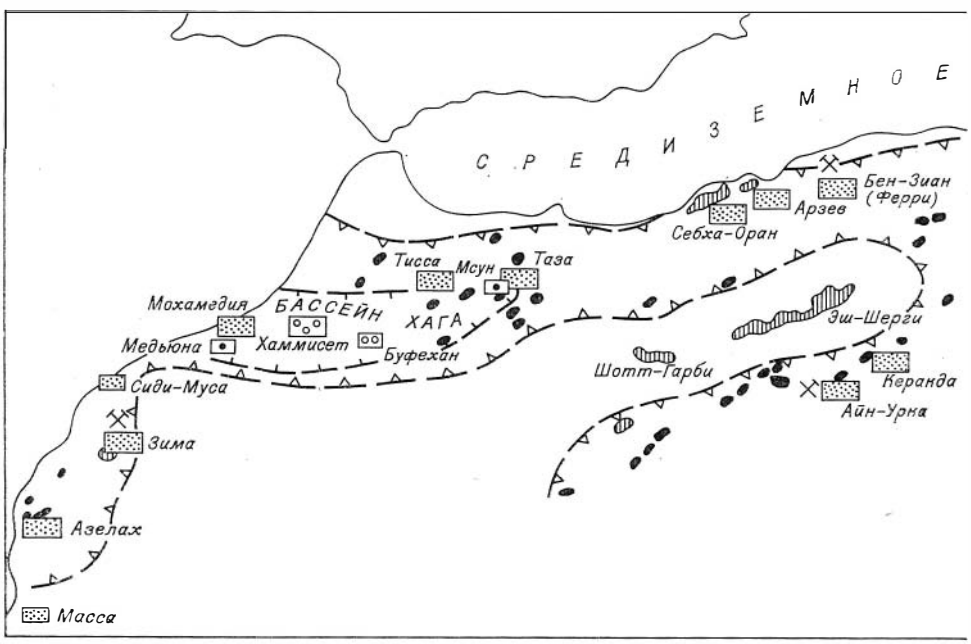


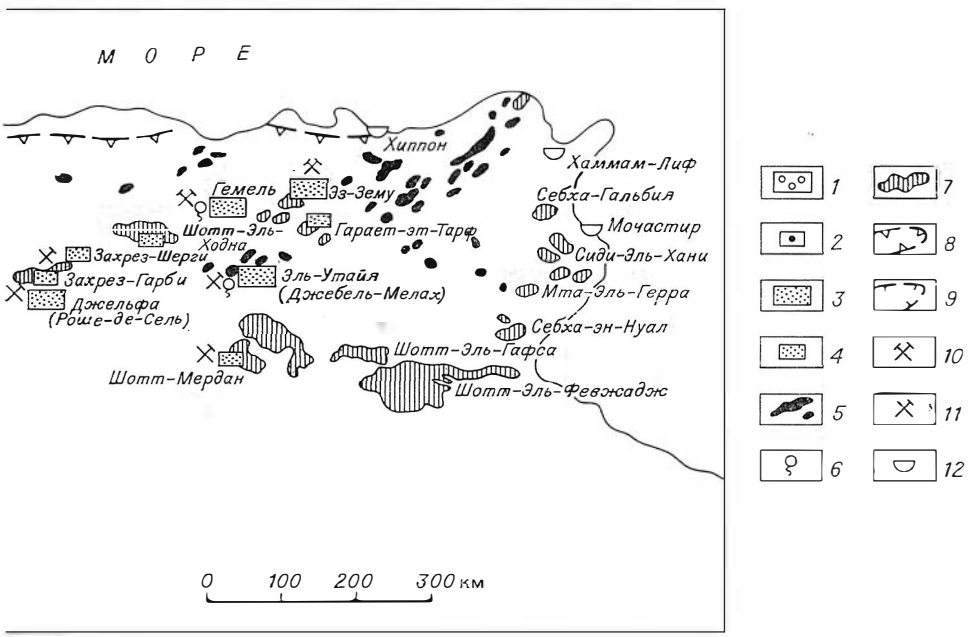
Рис. 3. Схема расположения солеродных бассейнов и месторождений
1 — месторождения калийных солей; *2* — проявления калийных солей; *3* — месторождения по-
сложенные соленосными формациями триаса; *6* — крупные соленосные источники; *7* — пересыхаю-
полагаемые контуры бассейна накопления калийных солей; *10* — месторождения эксплуатируемые;
воды.

накопления (вендской, триасовой, сенонской, миоценовой и четвертичной) связана с тем, что именно в эти эпохи проявился ряд благоприятных факторов. В триасе и сеноне в условиях аридного климата отшнуровывались обширные лагуны, в которые периодически происходил подток соленых морских вод.

Накопление солей в четвертичное время было вызвано образованием бессточных котловин в орогенную стадию развития территории Атласа, заполненных пересыхающими озерами. Орогенные движения привели одновременно к подъему соляных диапиров, сложенных эвапоритами триаса. Поступление триасовой соли способствовало ее высокой концентрации в рапе. Для накопления соли благоприятен средиземноморский климат со сравнительно влажной зимой, когда в озера поступают поверхностные и подземные воды, насыщенные солями, и с сухим и жарким летом, когда происходит интенсивное испарение с образованием рапы. Соли накапливались также в лагунах, отшнуровывавшихся от моря в связи с колебаниями его уровня, как это было показано на примере береговых себх Туниса [Floridia, Perthuisot, 1970; и др.].

Однако в современных водоемах Атласской области интенсивное отложение соли-новосадки и образование корневых залежей значительной мощности отмечается в тех случаях, когда они располагаются непосредственно над диапирами триаса. В рифтовых впадинах Красного и, вероятно, Мертвого морей возникновение насыщенных рассолов связано с поступлением глубинного материала. Предполагается, что аналогичные процессы могли происходить и при образовании триасового солеродного бассейна, связанного с рифтовым режимом, а также и в миоценовых бассейнах Средиземноморья. Показательно, что главные эпохи соленакопления в триасе и миоцене здесь явно связаны с процессами деструкции континентальной коры в процессе рифтогенеза, сопровождавшимися вулканическими явлениями в больших масштабах.

Вместе с тем вопрос об условиях накопления солей в миоцене (мессинии) еще далек от решения. Одни исследователи полагают, что мес-



солей в Атласской области (Северо-Западная Африка).

варенной соли; *4* — основные проявления и мелкие месторождения поваренной соли; *5* — диапиры, щие соленые озера (шотты и себхи); *8* — площадь развития соленосных формаций триаса; *9* — пред- *11* — месторождения с кустарной добычей в небольших объемах; *12* — солепромыслы из морской

синские эвапориты образовались в лагунных условиях при периодическом высыхании мелководных бассейнов [Nesteroff, 1973; Leenhardt, 1973]. По мнению других, этот бассейн был мелководным, но изолированным от Атлантического океана, а отложению эвапоритов способствовали аридные условия [Hsü, 1974]. Представляется несомненной связь соленакопления в мессинии с формированием субокеанических впадин Средиземноморья [Кропоткин, Валяев, 1970; и др.].

Отметим, что во всех случаях, когда соленакопление происходит в особо больших масштабах (триас Атласской области, мессиний Средиземноморья, рассолы Мертвого моря), наряду с благоприятными палеогеографическими обстановками проявляются процессы деструкции коры (рифтогенез, формирование субокеанических впадин) и наиболее вероятен подток глубинного материала.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ СОЛЕЙ

На территории Северной Африки и Аравии отмечается большое разнообразие типов месторождений солей и их широкое распространение (рис. 3).

Приуроченность основных геолого-промышленных типов месторождений поваренной и калийных солей к эпохам соленакопления показана в таблице.

Приведем характеристику наиболее хорошо изученных месторождений разных типов.

Месторождение Эль-Утайя (Джебель-Мелах) расположено на северо-восточном окончании Сахарского Атласа. Диапир выражен в рельефе в виде соляной горы — Джебель-Мелах. Вершина ее превышает 600 м. Размер диапира 4×2,5 км. На вершине соль перекрыта чехлом глинисто-гипсового состава мощностью до 50 м. Здесь же проявлен интенсивный соляной карст. На крутых склонах всюду выступает массивная каменная соль. Площадь выхода каменной соли около 6 кв. км. Видимая мощность ее почти 300 м. Запасы соли только в пределах изученного участка достигают 170 млн. т, что в пересчете на 100% галита составляет 150 млн. т.

Наиболее значительные залежи калийных солей известны в Марокко, на территории Предрифского прогиба, где они приурочены к соленосному триасовому бассейну Хага. Этот бассейн протягивается между городами Фес и Касабланка. Здесь выявлены месторождение Хамиссет и ряд проявлений калийных солей (Медьюна, Буфехан, Мсун).

Площадь месторождения Хамиссет 300—500 кв. км. Глубина залегания пластов калийных солей 500—800 м. Центральная часть залежи образована карналлитовой породой, мощность которой от 5—6 до 9,35 м, к краю уменьшается до 1,5 м. Она обрамляется небольшой ширины полосой (200—800 м), в которой внизу залегает карналлитовая порода, а выше — сильвинит. По периферии залежь сложена сильвинитом мощностью 1—5 м, геологические запасы которого составляют 60 млн. т, карналлитовой породы — 250 млн. т. Разведанные запасы сильвинита на двух участках оцениваются в 4,5 млн. т.

По запасам солей различного состава особенно выделяется Мертвое море. Его рапа является в настоящее время объектом интенсивной эксплуатации. Общий объем рассола здесь оценивается в 158,9 млрд. куб. м с общими запасами солей 43 млрд. т.

В районе горы Марада в Ливии в озерных котловинах развиты магнезиальные и калийные соли. Эти бессточные котловины выполнены четвертичными суглинками, перекрывающими миоценовые породы, заключающие пласты гипсов. Запасы карналлитовой руды с содержанием 40% калия оцениваются в 1,6 млн. т. Здесь же имеются магнезиальные соли, запасы которых составляют 7,5 млн. т. В озерах по обрамлению впадины Мурзук развита сода. При пересыхании этих озер в летний период обра-

Приуроченность геолого-промышленных типов месторождений солей к эпохам соленакопления

Эпоха	Основные геолого-промышленные типы месторождений поваренной и калийных солей
Четвертичная	Рапа соленых озер, корневые залежи поваренной соли, соль-новосадка, рассолы источников
Миоценовая	Пластовые залежи каменной соли на глубине
Сенонская	Пластовые залежи каменной соли на глубине с участками, перспективными для поисков калийных солей
Триасовая	Месторождения каменной соли в диапирах, пластовые залежи каменной и калийных солей на глубине
Вендская	Месторождения каменной соли в диапирах

зуется корка солей мощностью 15—30 см с высоким содержанием карбоната натрия.

К соленосным формациям Северной Африки и Аравии приурочены многочисленные месторождения каменной соли промышленного значения, месторождения калийных солей в Предрифском прогибе и Мертвом море. В озерных впадинах Сахары отмечается садка магнезиальных солей и соды. С соленосными формациями связаны залежи гипса, ангидрита, доломитов. Отмечается приуроченность к диапирам триаса полиметаллического оруденения в Атласской области, что позволяет проводить аналогии между формированием рассолов и металлоносных илов в рифтовых впадинах Красного моря и возможными процессами триасового рифтогенеза. Соленосные формации Северной Африки и Аравии (в частности, триас Сахары и миоцен Месопотамии) служат региональными покрышками в бассейнах нефтегазонакопления.

Г. Б. Сальман

МЕЗОЗОЙСКИЕ СОЛЕРОДНЫЕ БАССЕЙНЫ НА ШЕЛЬФАХ АТЛАНТИКИ

В Атлантическом океане в пределах континентальных окраин широко развиты погребенные впадины, выполненные мезозойскими и кайнозойскими отложениями. В центральных частях многих из этих депрессий выявлены соленосные толщи мезозойского возраста. По тектонической приуроченности выделяются два типа солеродных бассейнов: рифтовый и эпиконтинентальный. Бассейны рифтового типа приурочены к грабенам, развитым вдоль континентальной окраины и на шельфе. Эпиконтинентальные солеродные бассейны мезозойского времени связаны с депрессиями в пределах континентов и частично распространяются на шельф и континентальный склон. К первому типу принадлежат бассейны мезозойского соленакопления, выявленные в пределах атлантической континентальной окраины Северной Америки, в Южной Америке у берегов Бразилии,в Европе на шельфе Португалии и вдоль атлантической континентальной окраины Африки. Ко второму типу относятся мезозойский солеродный бассейн Мексиканского залива и Аквитанский бассейн, погребенное продолжение которого установлено на шельфе Бискайского залива.

Мезозойские солеродные бассейны в истории формирования континентальных окраин атлантического типа занимают определенное положе-

ние. В процессе образования континентальной окраины выделяются четыре стадии, которые отражены в разрезе осадочного чехла и в структуре бассейнов [Геология и история развития..., 1978]. Ранняя стадия, дорифтовая, охватывает время формирования структуры основания и нижней части осадочного чехла. Для нее характерны широкое площадное распространение осадочных толщ небольшой мощности и сравнительно спокойный тектонический режим. В эту стадию включены этапы развития региона, предшествующие образованию структур Атлантического океана.

Рифтогенная стадия знаменуется широким развитием разрывных нарушений и образованием блоковой структуры — систем горстов и грабенов, развивающихся в основном параллельно континентальной окраине. Формирование осадочного чехла на этой стадии обусловлено интенсивным сносом обломочного материала с поднятых блоков основания в грабены и тектонические депрессии. На рифтогенной стадии образуется нижний этаж осадочного чехла — преимущественно грубообломочные терригенные толщи континентального и прибрежного генезиса.

Стадия прибрежных бассейнов, а для определенных районов это стадия эвапоритовых бассейнов, характеризуется появлением в разрезе континентальных окраин толщ морских мелководных, главным образом карбонатных, образований. Ей свойственно появление в разрезе мощных эвапоритовых толщ, содержащих галогенные отложения. Соленосные толщи формируются, как правило, в прогибах, наследующих грабены предыдущей стадии. В конце стадии солеродные бассейны перерождаются в эвапоритовые с преимущественным накоплением красноцветов или ангидритов и карбонатных отложений.

Стадия открытого моря — завершающая стадия формирования континентальной окраины. Она характеризуется широкой морской трансгрессией и образованием основных морфоструктурных элементов континентальной окраины — шельфа, континентального склона и континентального подножия. Морские отложения несогласно перекрывают более раннюю рифтогенную структуру.

Время проявления некоторых стадий в пределах континентальных окраин различно для отдельных районов Атлантики. Так, для континентальной окраины Северной Америки, Северо-Западной Африки и юго-запада Европы рифтогенная стадия отмечается в конце перми — начале триаса, а в Южной Атлантике рифтогенез проявляется в неокоме. Стадия прибрежных бассейнов в Северной Атлантике и у побережья Северо-Западной Африки охватывает поздний триас, юру и неоком, а в Южной Атлантике — аптский и альбский века. Для этих районов смещены во времени и стадии открытого моря. Смещение стадий развития определило особенности распространения мезозойских солеродных бассейнов на шельфах Атлантики. По времени проявления интенсивного соленакопления в мезозое устанавливаются два максимума. Первый (более ранний) связан со стадией прибрежных бассейнов Северной Атлантики и охватывает поздний триас — раннюю юру, а второй соответствует стадии прибрежных бассейнов Южной Атлантики, когда соленакопление происходило в течение аптского века [Rona, 1976].

Верхнетриасовые — нижнеюрские отложения, содержащие толщи соли, обнаружены в пределах континентальной окраины Северной Америки, в бассейне Мексиканского залива и на восточной стороне Атлантики в бассейнах Аквитанском и Португальском и на континентальной окраине Северо-Западной Африки.

На атлантическом шельфе Северной Америки соленосные отложения выявлены бурением и сейсморазведочными работами в отдельных грабенах, протягивающихся цепочкой от Ньюфаундленда до Флориды. Это впадины Гранд-Банк, шельфа Новой Шотландии, Джорджес-Банк, Балтиморского каньона и Плато-Блейк (см. рисунок). Эвапоритовые отложения позднетриасового и юрского возраста распространены преимуще-

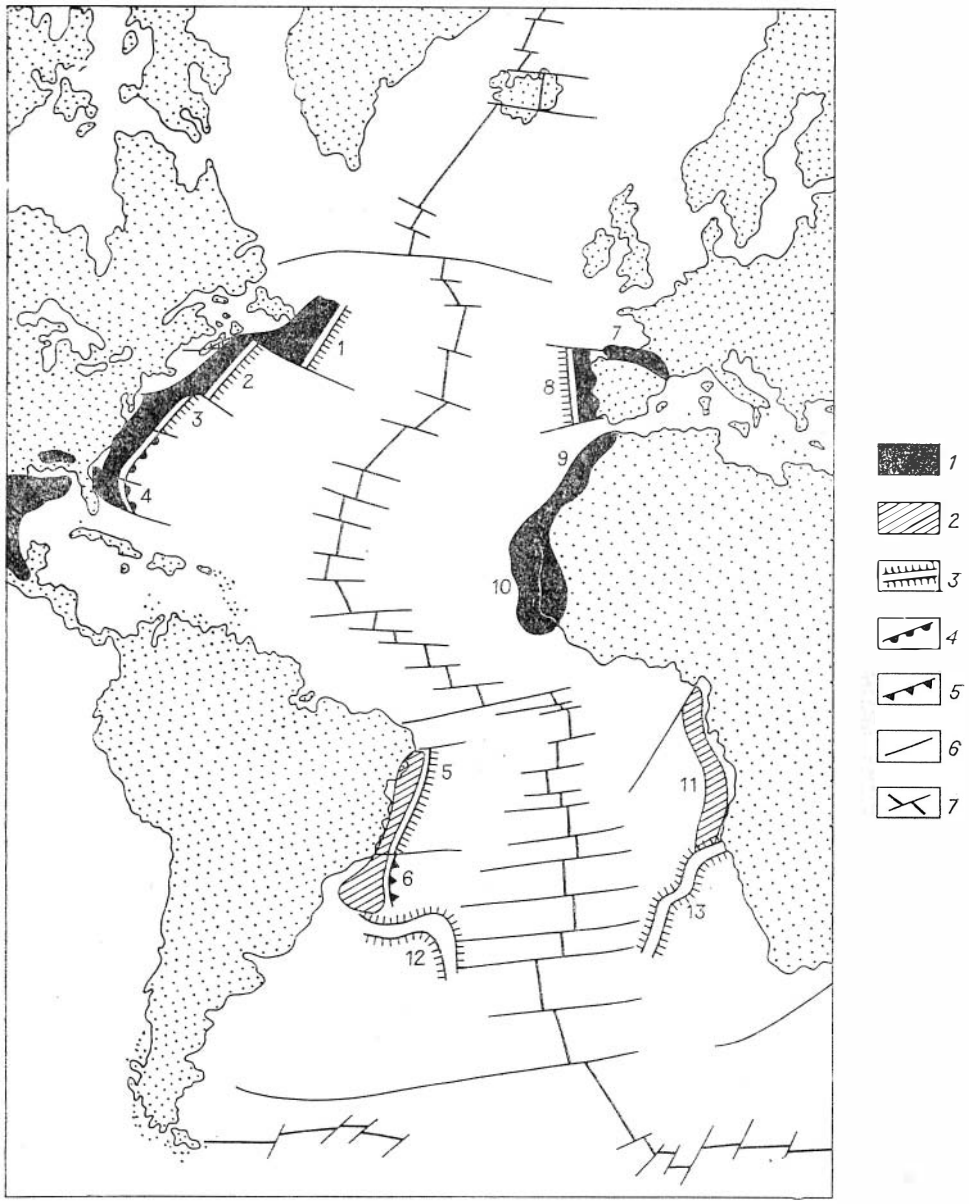


Схема распространения солеродных бассейнов на шельфах Атлантики.

1 — соленосные отложения верхнего триаса — нижней юры; *2* — соленосные отложения аптского возраста; *3* — выступы фундамента; *4* — рифовые барьеры; *5* — вулканические поднятия; *6* — главнейшие разломы; *7* — рифт срединно-океанического хребта.

Солеродные бассейны (впадины, прогибы): 1 — Гранд-Банк, 2 — шельфа Новой Шотландии, 3 — Джорджес-Банк, 4 — Балтиморского Каньона и Плато-Блейк, 5 — Сержипи-Алагоас, Эспириту-Санту и Кампус, 6 — Сантус, 7 — Аквитанский, 8 — Португальский, 9 — Западно-Марокканская и Ааюн, 10 — Сенегальская, 11 — Кванза-Камерунская. Поднятия: 12 — Риу-Гранди, 13 — хр. Китового.

ственно в пределах шельфа, а иногда прослеживаются и на континентальном склоне [Bally, 1976]. В структурном отношении соленосные толщи приурочены к грабенам. Внешним барьером, который, по-видимому, отделил солеродную лагуну от открытого морского бассейна на востоке, служили горстовые поднятия фундамента, заложившиеся на начальной стадии рифтогенеза [Sheridan, 1974]. Южнее Плато-Блейк юрские соленосные отложения сменяются мощной ангидрито-карбонатной толщей, которая уже в пределах Кубы замещается терригенными отложениями нормального морского бассейна.

На востоке Северной Атлантики соленосные отложения триас-юрского возраста известны в Португальском и Аквитанском бассейнах. Португальский бассейн представляет собой сложный грабен, значительная часть которого расположена в пределах шельфа. Сейсмическими исследованиями установлено широкое развитие диапировых складок с ядрами протыкания соли триас-лейасового возраста. Западным ограничением солеродного бассейна являются выступы основания на банке Галисия и на подводных горах Порту и Вигу [Montadert e. a., 1974]. Соленосные отложения триасового возраста известны также и в Аквитанском бассейне. Здесь они приурочены к пологой платформенной синеклизе, сформировавшейся на эпипалеозойском основании молодой платформы.

Соленосные отложения континентальной окраины Северо-Западной Африки связаны с бассейнами Западно-Марокканским, Ааюн и Сенегальским. В этом регионе рифтогенная стадия формирования континентальной окраины отчетливо начала проявляться с пермского периода, когда произошло заложение протяженных грабенов субмеридионального простирания. Континентальное осадконакопление, существовавшее в начале рифтогенного этапа, сменилось накоплением мощных эвапоритовых толщ с каменной солью. Характерная особенность соленосных отложений этого района — присутствие в разрезе базальтовых лав. Стратиграфическое положение соленосных отложений достаточно точно не определено, и, повидимому, значительная часть соленосного разреза относится к триасу, а подстилающий терригенный комплекс имеет пермский возраст. Эвапоритовые отложения перекрываются средне- и верхнеюрскими карбонатными породами с прослоями ангидритов. Соленосные отложения Сенегальского бассейна по палинологическим данным имеют, очевидно, позднетриасовый — раннеюрский возраст [Rona, 1976]. Сенегальский бассейн определяет южную границу ореала триас-раннеюрских эвапоритовых комплексов. В более южных районах синхронные образования отсутствуют и, вероятно, не отлагались [Геология и история развития..., 1978].

Аптские соленосные отложения распространены на западе и востоке Атлантики непосредственно к югу от современного положения экватора. Они вытянуты полосами вдоль бразильской континентальной окраины Южной Америки и вдоль континентальной окраины Западной Африки.

В Южной Америке соленосные отложения аптского возраста установлены во впадинах Эспириту-Санту, Сержипи-Алагоас, Кампус и Сантус. Они представляют собой погребенные грабены, формирование которых связано с рифтогенезом в неокоме. Соленосные толщи апта залегают на континентальных терригенных образованиях рифтогенной стадии. Внешним барьером, отделявшим солеродную лагуну от морского бассейна, повидимому, являлись краевые поднятия фундамента, располагавшиеся вдоль внешнего края современного шельфа [Campos e. a., 1974; Bacoccoli, Meister, 1975]. Однако современное положение края шельфа не контролирует распространение соленосных отложений, и аптские соли распространены значительно шире, даже в пределах континентального подножия и континентального склона. Об этом свидетельствует широкое распространение соленосных отложений в южной части соленосного бассейна во впадине Сантус на погребенном плато Сау-Паулу [Leyden e. a., 1978], где ширина развития соленосных отложений превышает 700 км. Образование столь обширной солеродной лагуны трудно объяснить существованием только одного грабена в структуре континентальной окраины. Южное ограничение распространения соленосных отложений апта связано с поднятием Риу-Гранди, которое, по всей видимости, представляет древний выступ фундамента, служивший барьером в аптское время для распространения в северном направлении нормального морского бассейна [Dingel, 1976].

На континентальной окраине Западной Африки соленосные отложения аптского возраста установлены в Кванза-Камерунском бассейне [Гео-

логия и история развития..., 1978; Dingel, 1976; Rona, 1976]. Кванза-Камерунский бассейн объединяет несколько впадин, расположенных в пределах шельфа и протягивающихся на континентальный склон. На севере распространение соленосных отложений ограничено Камерунским швом, выраженным на поверхности морского дна цепочкой вулканических островов. Южным ограничением служит поднятие фундамента хр. Китового. По геофизическим данным соленосные отложения распространяются далеко на запад до континентального подножия, достигая ширины 450 км. Южнее хр. Китового, так же как и южнее поднятия Риу-Гранди, соленосные отложения исчезают из разрезов континентальных окраин, и синхронные образования представлены морскими терригенными отложениями. Таким образом, можно уверенно говорить о существовании в аптский век регионального барьера Риу-Гранди — хр. Китовый, разделявшего нормальный морской бассейн и солеродную лагуну.

Распространение солеродных бассейнов мезозойского возраста в пределах шельфов Атлантики имеет две особенности: первая — приуроченность одновозрастных образований к южному и северному сегментам Атлантического океана и вторая — четкая биполярная симметрия распространения одновозрастных толщ относительно осевой зоны срединно-океанического хребта. Приведенные данные обычно используются при построении модели дрейфа материков Гондваны. На первый взгляд это убедительное доказательство достоверности гипотезы дрейфа континентов. Однако соленосные толщи в синхронных образованиях известны и в пределах внутренних впадин на континентах, причем широтная зональность солеродных бассейнов сохраняется. Это свидетельствует о выдержанности и постоянстве климатических зон, благоприятных для соленакопления, по обе стороны Атлантики. Широкое развитие блоковой тектоники на начальных стадиях рифтогенеза создают дополнительные благоприятные условия для возникновения изолированных, замкнутых бассейнов, где накапливались мощные толщи солей.

Ю. П. Казанский

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЭВАПОРИТОВ В ДОКЕМБРИИ

Вопросы зарождения и развития галогенеза в геологической истории Земли тесно связаны с проблемами общей теории осадконакопления. Существует несколько взглядов, по-разному объясняющих физико-химические условия древнего соленакопления. Их можно разделить на две группы. Согласно представлениям исследователей первой группы, процесс сульфато- и соленакопления существовал в ранние геологические эпохи, но его продукты благодаря метаморфическим преобразованиям были изменены в другие породы [Сердюченко, 1972; Виноградов и др., 1976; Розен, 1973; и др.] или уничтожены полностью в результате переработки земной коры. Основание для такого заключения — находки в древних толщах метаморфических минералов с «основными солевыми компонентами» (Na, Cl, SO_4, CO_2, F и др.). Представляется, что в этой концепции фиксируется только парагенез породообразующих окислов, и в то же время наименее доказуемым следует считать их осадочный генезис. Указанные компоненты могут оказаться пронзводными дегазации глубинных зон Земли. В архее, когда осадочная оболочка была менее мощная, чем в фанерозое, поступление этих элементов вместе с гидротермальными и вулканогенными растворами и газами в осадочные толщи было наиболее вероятным.

Вторая точка зрения допускает постепенное накопление «солевых» компонентов в гидросфере с последующим переходом их в осадки сульфатно-солевого состава [Страхов, 1963; Яншин, 1977; и др.]. Доказательством этого является характер распределения продуктов испарения морской воды — эвапоритов, сохранившихся в слабо метаморфизованных осадочных толщах докембрия. Эти продукты, представляющие собой в настоящее время доломиты, а также псевдоморфозы по кристаллам сульфатов и хлоридов, отдельные зерна, скопления и прослои этих соединений, отмечаются в самых древних осадочных толщах. Они многократно описаны. Находки псевдоморфоз по гипсу известны в мелководных осадках архейской серии Варравука, распространенных в восточной части Пилбара — Блок Западной Австралии [Barley e. a., 1979]. В иенгрской свите (Восточная Сибирь) установлены прослои доломитов, связанные с прибрежными зонами водоемов [Коников, Шалек, 1973]. Аналогичные породы обнаружены в нижнедокембрийской серии Анниоска в Скандинавии [Siedlencka, 1978]. Метаморфизованные карбонатные (доломитовые) породы, превращенные в диопсид-ангидритовые агрегаты, возраст которых определен в 2 млрд. лет и более, распространены в Караиба (Бразилия) [Leake e. a., 1979]. В Южной Африке сульфаты известны в нижнедокембрийских отложениях системы Свазиленд [Виноградов и др., 1976], но их образование, вероятно, связано с гидротермальными процессами. В более молодых породах Мальмани сохранились строматолитовые доломиты [Eriksson, 1977].

Особый интерес вызывают доломиты и терригенные породы раннего докембрия, содержащие псевдоморфозы по кристаллам галита и сульфатов кальция. Наиболее древние из них известны в Австралии и Канаде. В районе Маунт-Айза (Квинсленд, Австралия) они установлены в брекчированных доломитах [McClay, Carlile, 1978]. В надсерии Грейт-Слейв (Канада) отпечатки галита и конкреции доломита по ангидриту в большом количестве встречены в красноцветных сланцах, алевролитах и песчаниках [Badham, Stanworth, 1977].

Более многочисленны псевдоморфозы доломита и кварца по сульфатам и галиту, а также прослои доломитов в позднедокембрийских отложениях. Они известны в северных районах Скандинавского полуострова, в Северной Америке, Австралии и др. [Tucker, 1976; Siedlencka, 1976; Young, Long, 1977; и др.]. В Восточной Сибири, Канаде и Австралии в рифее и венде встречены уже линзы и прослои сульфатных пород, залегающие среди прибрежно-морских доломитов, а местами пропластки и отдельные слои галита [Работнов, 1973; и др.].

Следует подчеркнуть, что во всех отмеченных случаях карбонатные и терригенные породы, содержащие доломиты, сульфаты и хлориды или их псевдоморфозы, рассматриваются как прибрежные, мелководные осадки, образовавшиеся путем испарения морской воды в неглубоких водоемах, т. е. они относятся к эвапоритам в полном смысле этого термина. Условия их образования были отличны от обстановки формирования органогенных и тонкозернистых доломитов, распространявшихся в конце раннего протерозоя на обширных территориях древних платформ и отчасти геосинклинальных областей и рассматривавшихся как осадки шельфа или открытого моря [Казанский, 1974].

Вышеприведенные сведения о распространении доломитов, сульфатов и хлоридов свидетельствуют о следующем. Если исключить спорные примеры распространения сульфатно-соляных пород в раннем докембрии, полученные путем реконструкции глубокометаморфизованных пород, то все известные разрезы докембрия содержат незначительное количество эвапоритовых образований. Можно предположить, что эвапоритовый процесс существовал в прибрежных частях морских бассейнов, но для его развития в течение большей части докембрия не было соответствующих благоприятных условий. Только в рифее, а еще в большей степени в

Таблица 1

Физико-химические параметры морской седиментации в докембрии

Возраст, млн. лет	Состав газов атмосферы		Средняя температура на поверхности суши (моря), °С	Давление на поверхности суши (моря), атм	Состав ионов морской воды			
	преобладающих	второстепенных			преобладающих		второстепенных	
					катионов	анионов	катионов	анионов
600—2000 (2500?)	Na_2, CO_2, O_2	NH_3, инертные газы	30—50	4—10	Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+	HCO_3^-, CO_3^{2-}, Cl^-	K^+	SO_4^{2-}
>2000 (2500?)	CO_2, NH_3, N_2	O_2, метан(?), инертные газы	50—80	10—15	Ca^{2+}, Mg^{2+}, NH_4^+, Na^+	CO^{2-}, HCO_3^-	K^+	Cl^-, SO_4^{2-}

слоях, переходных к кембрию, появляются заметные скопления сульфатных и соляных минералов.

Причинами, тормозящими эвапоритовый процесс в докембрии, могли быть только физико-химические условия: термобарический режим, баланс влажности, солевой и газовый состав морских вод и т. д. Их характеристика дана в табл. 1. Из нее видно, что по физико-химическим условиям выделяется два этапа эвапоритового процесса в докембрии. Для самого раннего, охватывающего архей и ранний протерозой (или часть его), обстановка накопления эвапоритов была наиболее неблагоприятная. Она определялась высокими температурами и давлением, быстрым обменом влагой между водами бассейна и атмосферой, вероятно, общей низкой соленостью, которая определялась невысокими содержаниями ионов хлора и сульфата [Казанский, 1977, 1979]. Эвапориты представлены доломитами, содержащими кристаллы сульфатно-хлоридных минералов, преимущественно сульфата кальция. Характерная особенность в их распространении — приуроченность эвапоритовых минералов не только к карбонатным (доломитовым) породам, но и терригенным. Это обстоятельство еще раз подчеркивает спорадический характер в образовании эвапоритовых минералов, приуроченность процессов интенсивного испарения к прибрежным, мелким водоемам примитивно-прототропической зоны, граничащей на суше с примитивно-протосаванными и примитивно-протопустынно-тропическими зонами (табл. 2).

Солевой состав и термобарические условия в поздием докембрии изменялись путем повышения содержания в морской воде сульфат- и хлор-ионов, а также понижения температуры и давления в приповерхностных обстановках. В это время имеет место дифференциация доломитообразования на прибрежную и открытоморскую ветви. В прибрежной зоне оолитовые, онколитовые и органогенные доломиты ассоциируются с линзами сульфатов. Отдельные зерна ангидрита иногда встречаются внутри оолитов, например в стареченской свите на западном склоне Анабарского массива в Восточной Сибири (В. А. Дымкин, устное сообщение). Такие находки подтверждают седиментационное происхождение сульфатов, с одной стороны, а также высокие температуры (более 30°С) в зоне осадконакопления — с другой.

Таблица 2

Схема сопоставления зон морской эвапоритовой седиментации с континентальными ландшафтно-климатическими зонами

Возраст, млрд. лет	Зоны	
	морские	континентальные
600—2000 (2500?)	Аридные прототропическая и протосубтропическая	Протосаванные
		Протопустынно-тропические
>2000 (2500?)	Аридная примитивно-прототропическая	Примитивно-протосаванные
		Примитивно-протопустынно-тропические

Появление в разрезах прибрежных доломитовых осадков линз и прослоев сульфатов может свидетельствовать или о существовании в прибрежных областях суши обширных зон с отрицательным балансом влажности (табл. 2), или о возникновении [Deffeyes e. a., 1964] аридного микроклимата на поветренной стороне органогенной постройки и повышении концентрации сульфат-иона в лагуне. Появление прослоев и горизонтов галита в отложениях конца позднего докембрия доказывает повышение количества хлор-иона в морской воде до уровня, близкого современному.

Становление эвапоритовой седиментации в прибрежных зонах аридного прототропического климата в конце позднего докембрия сопровождалось зарождением в более глубоководных (шельфовых, пелагических) участках морей и океанов нового типа сульфато- и соленакопления, характеризовавшегося физико-химическими, фациальными и тектоническими, благоприятными для формирования мощных карбонатно-сульфатно-хлоридных толщ шельфовой и более глубоководной обстановок. Вероятно, этот тип соленосных осадков не следует параллелизовать с эвапоритовым.

Т. М. Жаркова

КЛАССИФИКАЦИЯ ПОРОД СОЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

Соленосные формации в отличие от других осадочных формаций имеют одну характерную особенность — они сложены большим количеством пород самого разного, часто многокомпонентного состава. Чтобы проводить сравнительный формационный анализ, систематизировать и классифицировать соленосные формации на основе породного состава, необходимо систематизировать и классифицировать слагающие их породы. До сих пор такой классификации нет. Не существует (за редким исключением) классификаций всех пород даже по отдельным конкретным формациям. В лучшем случае они имеются лишь для отдельных частей формаций, в основном для рудных горизонтов калийных месторождений или отдельных групп пород [Яржемский, 1967; Разумовская, 1962; Иванов, Воронова, 1972; Ходькова, 1973; и др.]. Это и понятно, так как классификацию пород, общую для всех соленосных формаций, возможно разработать лишь после изучения и обобщения петрографических данных по многим формациям. Казалось, можно было бы воспользоваться для подраз-

деления пород соленосных формаций одной из общих классификационных схем осадочных горных пород, которые были предложены в свое время Л. П. Пустоваловым (1940), М. С. Швецовым (1958), Л. Б. Рухиным (1953) и др. [Розенбуш, 1934; Твенхофел, 1936; Pettijohn, 1949]. Однако в таких классификациях собственно соленосным отложениям уделено мало внимания. Выделено очень небольшое количество породных подразделений и, главное, не даются количественные критерии для их выделения. В связи с тем, что для сравнительного анализа соленосных формаций (который необходим для выяснения эволюции соленакопления в геологической истории) требуется систематизация пород, пришлось провести работу по их классификации.

Предлагаемая классификация пород соленосных формаций основана на материалах изучения и обобщения данных по многим формациям мира и разрабатывалась в течение многих лет. Начало было заложено при изучении кембрийской соленосной формации Сибирской платформы [Жаркова, 1968, 1976_1]. Затем изучались девонские формации Московской синеклизы, Днепровско-Донецкой и Припятской впадин, Центрального Казахстана. В результате была составлена классификация пород кембрийских и девонских формаций Евразии [Жаркова, 1976_2]. Несколько позже началось изучение пород пермских соленосных формаций Прикаспийской впадины, Соликамского месторождения, Чу-Сарысуйской и Днепровско-Донецкой впадин. В это же время был исследован каменный материал калийных солей из девонской формации Прерия Западно-Канадского бассейна, присланный из Канады. Все это, а также обработка литературного материала по английскому и немецкому цехштейну позволили дать классификацию пород всех изученных палеозойских соленосных формаций.

В настоящее время нами изучается юрская соленосная формация Средней Азии, обобщаются материалы по триасовым, юрским, меловым, палеогеновым, неогеновым и четвертичным соленосным формациям Средиземного, Красного и Мертвого морей, шельфовых зон Атлантического океана и различных районов Евразии, Африки, Америки. В результате сейчас собран материал более чем по ста соленосным формациям. Материал этот по полноте и детальности изученности очень неравноценный. Данные по породам встречены примерно по 50 формациям. Наиболее же полный материал имеется по следующим формациям. Это кембрийская соленосная формация Сибирской платформы [Воронова, 1960; Жаркова, 1976_1; Писарчик, 1963]; силурийская Мичигано-Предаппалачского бассейна [Alling, Briggs, 1961; Matthews, 1970]; девонские Восточно-Европейского [Ерошина, 1968; Кислик, 1966; Лупинович и др., 1969; Литология..., 1960; и др.] и Западно-Канадского [Holter, 1969] бассейнов; каменноугольные бассейнов Парадокс [Hite, 1960; Peterson, Hite, 1960] и Амазонского [Bénavides, 1968; Szatmari e. a., 1979]; пермские Соликамской [Вахрамеева, 1956; Дубинина, 1954; Иванов, 1932, 1965; Копнин, 1965; Фивег, 1959; и др.] и Прикаспийской [Диаров, 1974; Жарков и др., 1980; Кореневский, Воронова, 1966; Мерзляков, 1979; Свидзинский, 1971; Свидзинский и др., 1977; Тихвинский, 1974] впадин, Центрально-Европейского бассейна [Löffler, 1962; Meier, 1969; Rösler, Koch, 1968; Smith, Crosby, 1979; Stewart, 1949, $1951_{1,2}$, Woods, 1979] и бассейна Мидконтинент в Северной Америке [Adams, 1944; Jones, 1972; Kroenlein, 1939; Oriel e. a., 1967], Чу-Сарысуйской впадины в Центральном Казахстане [Гуляева и др., 1968; Мерзляков, 1979]; юрская Среднеазиатского бассейна [Бабаев, Раубходжаева, 1972; Петров, Чистяков, 1964; Попов, 1968; Седлецкий, Деревягин, 1980]; меловые бассейнов Габона, Конго и Кванзы в Африке [DeRuiter, 1979], Кхарат в Таиланде и Лаосе [Szatmari e. a., 1979]; неогеновые бассейнов Уинта, Грин-Ривер и Пайсинес-Крик в Скалистых горах [Баталин и др., 1973; Culbertson, 1966], Предкарпатского прогиба [Лобанова, см. Яржемский, 1967; Ходькова, 1973] и межгорных впадин

Средней Азии [Благовидов, 1978; Рубанов, 1977], в Средиземноморье [Hsü, Montadert, 1978; Weise, 1951] и Красном море [Колман, 1979; Крашенинников, 1971; Ahmed, 1972; El-Shinnawi, Elzarka, 1977; Frazier, 1970; Heybroek, 1965; и др.]; четвертичные формации Данакильской впадины в Эфиопии [Holwerda, Hutchinson, 1968] и Мертвого моря [Zak, Bentor, 1972].

Материалы по всем этим формациям позволили, как нам кажется, учесть все (или почти все) разнообразие пород соленосных формаций и предположить их классификацию (см. табл. 1, 3, 4 и рисунок).

В табл. 1 дана общая схема подразделения всех пород, которые входят в состав формаций вне зависимости от генезиса и состава.

Породы соленосных формаций подразделяются на две группы: формациеопределяющую и формациенеопределяющую.

Формациеопределяющая группа объединяет все породы, более чем на 50% сложенные карбонатными, сульфатными и/или хлоридными минералами (которые условно можно назвать хемогенным компонентом). Именно к этим классам минералов относятся более или менее легкорастворимые соли натрия, калия, кальция и/или магния, присутствие которых и обусловливает отнесение формаций к соленосным. Породы этой группы подразделяются на классы, подклассы, отделы, подотделы, ряды семейств, семейства, подсемейства, ветви, подветви и элементарные группы пород (см. табл. 1, 3, 4). Основными же классификационными подразделениями пород являются классы, подклассы, семейства и элементарные группы пород. В основу классификации положено, во-первых, подразделение минералов на породообразующие, содержащиеся в породе в количестве более 5% (от 5 до 20% — второстепенные, более 20% — главные), и примеси — менее 5%; во-вторых, выделение характерных и нехарактерных подклассов минералов в составе каждого минерального класса (табл. 2). Остановимся на этом подразделении минералов.

Минералы разных классов, как известно, отличаются своим анионным составом. В пределах же классов они подразделяются нами по катионному составу. Условно выделяются характерные и нехарактерные катионы ми-

Таблица 1

Общая схема подразделения пород соленосных формаций

Группа	Подгруппа	Класс
Формациеопределяющая		Карбонатный Сульфатный Хлоридный Карбонатно-сульфатный Карбонатно-хлоридный Сульфатно-хлоридный Карбонатно-сульфатно-хлоридный
Формациенеопределяющая	Терригенная	Глинистый (глин и аргиллитов) Алевро-песчаный (алевролитов и песчаников) Грубообломочный (гравелитов, конгломератов и брекчий) Смешанный терригенный
	Нетерригенная	Фосфатный Боратовый Кремнистый
	Смешанная	?

Таблица 2

Породообразующие минералы формациеопределяющей группы пород соленосных формаций

Подразделение по характерным катионам		Класс					
		карбонатный	сульфатный				хлоридный
Щелочные минералы	Натрийсодержащие	Na-карбонаты (содовые)*	Na-сульфаты *		Тенардит Na_2SO_4 Мирабилит $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$ Глауберит $Na_2SO_4 \cdot CaSO_4$ Вантгоффит $3Na_2SO_4 \cdot MgSO_4$ Лёвеит $Na_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 2H_2O$ Астраханит $Na_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 4H_2O$	Na-хлорид **	Галит NaCl
		Шортит Na_2CO_3 Нахколит $NaHCO_3$ Трона $Na_2CO_3 \cdot NaHCO_3 \cdot 2H_2O$ Давсонит $NaAl(OH)_2 \cdot CO_3$ Нортупит $Na_2CO_3 \cdot MgCO_3 \cdot NaCl$ Гашксит $2NaCO_3 \cdot 9NaSO_4 \cdot KCl$					
	Калийсодержащие	—	K-сульфаты *	K_1-сульфаты	Глазерит $(K, Na)_2SO_4$ Гергеит $K_2SO_4 \cdot 5CaSO_4 \cdot H_2O$ Лангбейнит $K_2SO_4 \cdot 2MgSO_4$ Шёнит $K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 7H_2O$ Полигалит $K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 2CaSO_4 \cdot 2H_2O$	K-хлориды *	Сильвин KCl Ривеит $3KCl \cdot NaCl \cdot FeCl_2$ Карналлит $KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$
				K_2-сульфат	Каинит $KCl \cdot MgSO_4 \cdot 3H_2O$		
Нещелочные минералы (кальциевые и/или магниевые)		Ca/Mg-карбонаты**	Ca-сульфаты **		Ангидрит $CaSO_4$ Гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$	Ca/Mg-хлориды *	Тахгидрит $2MgCl_2 \cdot CaCl_2 \cdot 12H_2O$
		Кальцит $CaCO_3$ Доломит $CaCO_3 \cdot MgCO_3$ Магнезит $MgCO_3$	Mg-сульфаты *		Кизерит $MgSO_4 \cdot H_2O$ Эпсомит $MgSO_4 \cdot 7H_2O$		Бишофит $MgCl_2 \cdot 6H_2O$

Примечание. Одной звездочкой отмечены характерные, двумя — нехарактерные минералы. K_1-сульфаты — без дополнительных анионов, K_2-сульфат — с дополнительным анионом.

нералов в каждом классе, по присутствию или отсутствию которых минералы и делятся на характерные и нехарактерные подклассы. Для карбонатных минералов за характерный принят лишь Na-катион, в связи с чем они подразделяются на два подкласса: один характерный, минералы которого содержат натрий (Na-карбонаты), и один нехарактерный, в котором минералы не содержат натрия (Ca/Mg-карбонаты). Для сульфатных минералов характерны Na-, K- и Mg-катионы, нехарактерен — Ca-катион, и поэтому различаются три характерных подкласса сульфатов: натрийсодержащие (Na-сульфаты), калийсодержащие (K-сульфаты) и магниевые (Mg-сульфаты) и один нехарактерный подкласс кальцевых сульфатов (Ca-сульфаты). K-сульфаты подразделяются на два отдела — калийсодержащие сульфаты без дополнительных анионов (K_1-сульфаты) и калийсодержащий сульфат с дополнительным анионом (K_2-сульфат). Среди хлоридных минералов, для которых нехарактерным принимается Na-катион, выделяются два характерных подкласса: калийсодержащие хлориды (K-хлориды) и магниевые и кальций-магниевые хлориды (Ca/Mg-хлориды) и один нехарактерный подкласс, представленный натриевым хлоридом (Na-хлорид).

В зависимости от того, минералы какого или каких классов являются породообразующими, породы формациеопределяющей группы подразделяются на семь классов: карбонатный, сульфатный, хлоридный, карбонатно-сульфатный, карбонатно-хлоридный, сульфатно-хлоридный и карбонатно-сульфатно-хлоридный. Каждый из этих классов объединяет те породы формациеопределяющей группы, породообразующие минералы которых относятся к одному и тому же или к одинаковым минеральным классам (карбонатному, сульфатному и/или хлоридному) (табл. 3). Названия классов и входящих в них пород соответствуют названиям классов породообразующих минералов (например, карбонатный класс объединяет карбонатные породы, или карбонаты; сульфатно-хлоридный класс — сульфатно-хлоридные породы, или сульфат-хлориды; и т. д.). Порядок перечисления наименований произвольный, количественное содержание минералов он не отражает.

Классы пород подразделяются на подклассы в соответствии с подразделением на подклассы породообразующих минералов. Подкласс включает такие породы класса, в состав которых либо входят минералы одного и того же или одинаковых характерных подклассов, либо вообще не входят (например, подкласс сульфат-хлоридов с K-сульфатами включает все сульфатно-хлоридные породы, в составе которых из характерных имеются только калийсодержащие сульфаты, а подкласс Na-карбонатный — все карбонатные породы с натрийсодержащими породообразующими минералами). Названия подклассов пород либо соответствуют наименованиям минеральных подклассов (для «простых» классов пород), либо наименования минеральных подклассов добавляются к названиям классов (для «смешанных» классов пород).

В связи с тем, что нами принято деление калийсодержащих сульфатных минералов на K_1- и K_2-сульфаты, которые могут встречаться в породах как вместе, так и по одному, все подклассы (за исключением карбонатно-сульфатных) пород с K-сульфатами подразделяются на три отдела: 1) с K_1-сульфатами, 2) с K_1- и K_2-сульфатами и 3) с K_2-сульфатом. Каждый отдел, таким образом, объединяет лишь те породы подклассов разных классов, в которых присутствуют либо K_1-, либо K_1- и K_2-, либо K_2-сульфаты.

Часть подклассов и отделов тех «смешанных» классов, где в породах присутствуют хлоридные минералы, подразделяются на четыре подотдела. Каждый подотдел включает породы, в которых присутствуют хлоридные минералы либо одного и того же или одинаковых характерных «подклассов», либо только нехарактерного (т. е. Na-хлорид). Деление пород на подотделы аналогично подразделению на подклассы хлоридных пород.

Таблица 3

Классификация формациеопределяющей группы пород соленосных формаций

Классификационные подразделения						Состав рядов семейств, отделов или подклассов
Класс	Подкласс	Отдел	Подотдел	Ряд семейств	Семейство	
1	2	3	4	5	6	7
Карбонатный	Na-карбонатный (или содовый)			А	Нахколитовое Троновое Ганкситовое	Na-карбонаты
				Б	Кальцит-шортитовое Доломит-шортитовое Кальцит-доломит-шортитовое Кальцит-нортупитовое Доломит-нортупитовое Кальцит-доломит-нортупитовое Кальцит-нахколитовое Кальцит-доломит-нахколитовое Кальцит-давсонит-нахколитовое Кальцит-доломит-давсонит-нахколитовое	Na-карбонаты + Ca/Mg-карбонаты
	Ca/Mg-карбонатный				Кальцитовое Доломитовое Кальцит-доломитовое	Ca/Mg-карбонаты
Сульфатный	Na-сульфатный			А	Тенардитовое Мирабилитовое Мирабилит-тенардитовое Глауберитовое Астраханитовое Мирабилит-астраханитовое Тенардит-астраханитовое Астраханит-мирабилит-тенардитовое	Na-сульфаты
				Б	Глауберит-гипсовое	То же + Ca-сульфаты
	Na-K-сульфатный	С K_1-сульфатами		А	Шёнит-мирабилитовое	Na- и K_1-сульфаты
				Б	?	То же + Ca-сульфаты
		С K_1 и K_2-сульфатами			?	Na-, K_1- и K_2-сульфаты ± Ca-сульфаты
		С K_2-сульфатом			?	Na- и K_2-сульфаты ± ± Ca-сульфаты
	Na-K-Mg-сульфатный	С K_1-сульфатами		А	Эльсомит-глазерит-шёнит-астраханитовое	Na-, K_1- и Mg-сульфаты
				Б	?	То же + Ca-сульфаты
		С K_1- и K_2-сульфатами			?	Na-, K_1-, K_2- и Mg-сульфаты ± Ca-сульфаты

Продолжение табл. 3

1	2	3	4	5	6	7
Сульфатный		С K_2-сульфатом			?	Na-, K_2- и Mg-сульфаты±Ca-сульфаты
	K-сульфатный	С K_1-сульфатами		А	Полигалитовое	K_1-сульфаты
				Б	Полигалит-ангидритовое	То же+Ca-сульфаты
		С K_1- и K_2-сульфатами			?	K_1- и K_2-сульфаты± ±Ca-сульфаты
		С K_2-сульфатом		А	Каинитовое	K_2-сульфат
				Б	?	То же+Ca-сульфат
	K-Mg-сульфатный	С K_1-сульфатами		А	Эпсомит-шёнитовое	K_1- и Mg-сульфаты
				Б	?	То же+Ca-сульфаты
		С K_1- и K_2-сульфатами			?	K_1-, K_2- и Mg-сульфаты±Ca-сульфаты
		С K_2-сульфатом			?	K_2- и Mg-сульфаты ± ±Ca-сульфаты
	Mg-сульфатный			А	Кизеритовое	Mg-сульфаты
				Б	Эпсомит-гипсовое	То же+Ca-сульфаты
	Ca-сульфатный				Ангидритовое Гипсовое Гипс-ангидритовое	Ca-сульфаты
Хлоридный	Na-хлоридный				Галитовое	Na-хлорид
	K-хлоридный			А	Сильвиновое Карналлитовое	K-хлориды
				Б	Галит-сильвиновое Галит-риннеитовое Галит-риннеит-сильвиновое Галит-карналлитовое Галит-сильвин-карналлитовое	То же+Na-хлорид
	K-Ca/Mg-хлоридный			А	Карналлит-тахгидритовое Карналлит-бишофитовое	K- и Ca/Mg-хлориды
				Б	Галит-карналлит-тахгидритовое Галит-карналлит-бишофитовое	То же+Na-хлорид

Продолжение табл. 3

1	2	3	4	5	6	7
	Ca/Mg-хлоридный			А	Тахгидритовое Бишофитовое Бишофит-тахгидритовое	Ca/Mg-хлориды
				Б	Галит-бишофитовое	То же+Na-хлорид
Карбонатно-сульфатный	С К-сульфатами	CK_1-сульфатами		А	Доломит-полигалитовое	Ca/Mg-карбонаты+$+K_1$-сульфаты
				Б	Доломит-ангидрит-полигалитовое	То же+Ca-сульфаты
	С Ca-сульфатами				Кальцит-ангидритовое Доломит-ангидритовое Кальцит-доломит-ангидритовое Магнезит-ангидритовое Доломит-магнезит-ангидритовое Кальцит-гипсовое Доломит-гипсовое Кальцит-доломит-гипсовое Кальцит-гипс-ангидритовое Доломит-гипс-ангидритовое Кальцит-доломит-гипс-ангидритовое	Ca/Mg-карбонаты+Ca-сульфаты
Карбонатно-хлоридный	С Na-карбонатами			А	Трона-галитовое	Na-карбонаты+Na-хлорид
				Б	?	То же+Ca/Mg-карбонаты
	С Ca/Mg-карбонатами				Доломит-галитовое Кальцит-доломит-галитовое	Ca/Mg-карбонаты+$+$Na-хлорид
Сульфатно-хлоридный	С Na-сульфатами			А	Тенардит-галитовое Глауберит-галитовое Астраханит-галитовое	Na-сульфаты+Na-хлорид
				Б	Глауберит-ангидрит-галитовое Глауберит-гипс-галитовое	То же+Ca-сульфаты
	С Na- и K-сульфатами	С Na- и K_1-сульфатами		А	Мирабилит-шёнит-галитовое Лёвеит-лангбейнит-галитовое Вантгоффит-полигалит-галитовое	Na- и K_1-сульфаты+$+$Na-хлорид
				Б	?	То же+Ca-сульфаты
		С Na-, K_1- и K_2-сульфатами			?	Na-, K_1- и K_2-сульфаты+Na-хлорид$\pm$Ca-сульфаты
		С Na- и K_2-сульфатами			?	Na- и K_2-сульфаты+$+$Na-хлорид$\pm$Ca-сульфаты

Продолжение табл. 3

1	2	3	4	5	6	7
Сульфатно-хлоридный	С Na- и Mg-сульфатами			А	Астраханит-эпсомит-галитовое	Na- и Mg-сульфаты+Na-хлорид
				Б	?	То же+Ca-сульфаты
	С Na-, K- и Mg-сульфатами	С Na-, K_1- и Mg-сульфатами		А	Астраханит-глазерит-шёнит-эпсомит-галитовое	Na-, K_1- и Mg-сульфаты+Na-хлорид
				Б	?	То же+Ca-сульфаты
		С Na-, K_1-, K_2- и Mg-сульфатами			?	Na-, K_1, K_2 и Mg-сульфаты+Na-хлорид±Ca-сульфаты
		С Na-, K_2- и Mg-сульфатами			?	Na-, K_2- и Mg-сульфаты+Na-хлорид±Ca-сульфаты
	С K-сульфатами	С K_1-сульфатами	С Na-хлоридом	А	Лангбейнит-галитовое Полигалит-галитовое Лангбейнит-полигалит-галитовое Гергеит-галитовое Шёнит-галитовое	K_1-сульфаты+Na-хлорид
				Б	Лангбейнит-ангидрит-галитовое Полигалит-ангидрит-галитовое	То же+Ca-сульфаты
			С K-хлоридом(±Na-хлорид)	А	?	K_1-сульфаты+K_1-хлориды
				$А^1$	Лангбейнит-галит-сильвиновое Полигалит-галит-сильвиновое Лангбейнит-полигалит-галит-сильвиновое Полигалит-галит-карналлитовое	То же+Na-хлорид
				Б	?	K_1-сульфаты+K-хлориды+Ca-сульфаты
				$Б^1$	Лангбейнит-ангидрит-галит-сильвиновое Полигалит-ангидрит-галит-сильвиновое Лангбейнит-полигалит-ангидрит-галит-сильвиновое	То же+Na-хлорид
			С K- и Ca/Mg-хлоридами(±Na-хлорид)	А	Полигалит-карналлит-бишофитовое	K_1-сульфаты+K- и Ca/Mg-хлориды
				$А^1$	?	То же+Na-хлорид
				Б	?	K_1-сульфаты+K- и Ca/Mg-хлориды+Ca-сульфаты
				$Б^1$	Полигалит-ангидрит-галит-карналлит-бишофитовое	То же+Na-хлорид
			С Ca/Mg-хлоридами (±Na-хлорид)		?	K_1-сульфаты+Ca/Mg-хлориды±Na-хлорид±±Ca-сульфаты

1	2	3	4	5	6	7
Сульфатно-хлоридный	С К-сульфатами	С K_1- и K_2-сульфатами	С Na-хлоридом	А	Каинит-лангбейнит-галитовое Каинит-полигалит-галитовое Каинит-лангбейнит-полигалит-галитовое	K_1- и K_2-сульфаты+Na-хлорид
				Б	?	То же+Са-сульфаты
			С К-хлоридами (±Na-хлорид)	А	?	K_1- и K_2-сульфаты+К-хлориды
				$А^1$	Каинит-лангбейнит-галит-сильвиновое Каинит-полигалит-галит-сильвиновое Каинит-лангбейнит-полигалит-галит-сильвиновое	То же+Na-хлорид
				Б	?	K_1- и K_2-сульфаты+К-хлориды+Са-сульфаты
				$Б^1$	?	То же+Na-хлорид
			С К- и Ca/Mg-хлоридами (±Na-хлорид)		?	K_1- и K_2-сульфаты+К- и Ca/Mg-хлориды±Na-хлорид±Са-сульфаты
			С Ca/Mg-хлоридами (±Na-хлорид)		?	K_1- и K_2-сульфаты+Ca/Mg-хлориды±Na-хлорид±Са-сульфаты
		С K_2-сульфатами	С Na-хлоридом	А	Каинит-галитовое	K_2-сульфат+Na-хлорид
				Б	?	То же+Са-сульфаты
			С К-хлоридами (±Na-хлорид)	А	?	K_2-сульфат+К-хлориды
				$А^1$	Каинит-галит-сильвиновое Каинит-галит-карналлитовое Каинит-галит-сильвин-карналлитовое	То же+Na-хлорид
				Б	?	K_2-сульфат+К-хлориды+Са-сульфаты
				$Б^1$	Каинит-ангидрит-галит-карналлитовое	То же+Na-хлорид

1	2	3	4	5	6	7
Сульфатно-хлоридный	С К- сульфатами	С K_2-сульфатами	С К- и Ca/Mg-хлоридами (±Na-хлорид)		?	K_2-сульфат+К- и Ca/Mg-хлориды ±Na-хлорид±Ca-сульфаты
			С Ca/Mg-хлоридами (±Na-хлорид)		?	K_2-сульфаты+Ca/Mg-хлориды±Na-хлорид± ±Ca-сульфаты
	С К- и Mg- сульфатами	С K_1- и Mg-сульфатами	С Na-хлоридом	А	Лангбейнит-кизерит-галитовое Шёнит-эпсомит-галитовое	K_1- и Mg-сульфаты+ +Na-хлорид
				Б	?	То же+Ca-сульфаты
			С К-хлоридами (±Na-хлорид)	А	?	K_1- и Mg-сульфаты+ +К-хлориды
				$А^1$	Лангбейнит-кизерит-галит-сильвиновое Полигалит-кизерит-галит-сильвиновое Лангбейнит-полигалит-кизерит-галит-сильвиновое Лангбейнит-кизерит-галит-сильвин-карналлитовое Лангбейнит-полигалит-кизерит-галит-карналлитовое	То же+Na-хлорид
				Б	?	K_1- и Mg-сульфаты+ +К-хлориды+Ca-сульфаты
				$Б^1$	Лангбейнит-кизерит-ангидрит-галит-сильвиновое Полигалит-кизерит-ангидрит-галит-сильвиновое Лангбейнит-полигалит-кизерит-ангидрит-галит-сильвиновое	То же+Na-хлорид
			С К- и Ca/Mg-хлоридами (±Na-хлорид)		?	K_1- и Mg-сульфаты +К- и Ca/Mg-хлориды±Na-хлорид±Ca-сульфаты
			С Ca/Mg-хлоридами (±Na-хлорид)		?	K_1- и Mg-сульфаты+ +Ca/Mg-хлориды±Na-хлорид±Ca-сульфаты

Продолжение табл. 3

1	2	3	4	5	6	7
Сульфатно-хлоридный	С, К- и Mg-сульфатами	С K_1-, K_2- и Mg-сульфатами			?	K_1-, K_2- и Mg-сульфаты±Na-хлорид±K-хлориды±Ca/Mg-хлориды±±Ca-сульфаты
		С K_2- и Mg-сульфатами	С Na-хлоридом	А	Каинит-кизерит-галитовое	K_2- и Mg-сульфаты+ +Na-хлорид
				Б	?	То же+Ca-сульфаты
			С K-хлоридами (±Na-хлорид)	А	?	K_2- и Mg-сульфаты+ +K-хлориды
				$А^1$	Каинит-кизерит-галит-карналлитовое	То же+Na-хлорид
				Б	?	K_2- и Mg-сульфаты+ +K-хлориды+Ca-сульфаты
				$Б^1$	Каинит-кизерит-ангидрит-галит-карналлитовое	То же+Na-хлорид
			С K- и Ca/Mg-хлоридами (± ±Na-хлорид)		?	K_2-и Mg-сульфаты+ K- и Ca/Mg-хлориды± Na-хлорид±Ca-сульфаты
			С Ca/Mg-хлоридами (±Na-хлорид)		?	K_2- и Mg-сульфаты+ +Ca/Mg-хлориды±Na-хлорид±Ca-сульфаты
	С Mg-сульфатами		С Na-хлоридом	А	Кизерит-галитовое Эпсомит-галитовое	Mg-сульфаты+Na-хлорид
				Б	Кизерит-ангидрит-галитовое	То же+Ca-сульфат
			С K-хлоридами (±Na-хлорид)	А	Кизерит-карналлитовое Кизерит-сильвин-карналлитовое	Mg-сульфаты+K-хлориды
				$А^1$	Кизерит-галит-сильвиновое Кизерит-галит-карналлитовое Кизерит-галит-сильвин-карналлитовое	То же+Na-хлорид
				Б	?	Mg-сульфаты+K-хлориды+Ca-сульфаты
				$Б^1$	Кизерит-ангидрит-галит-сильвиновое Кизерит-ангидрит-галит-карналлитовое	То же+Na-хлорид

Окончание табл. 3

1	2	3	4	5	6	7
Сульфатно-хлоридный	С Mg-сульфатами		С K- и Ca/Mg-хлоридами (±Na-хлорид)	А	?	Mg-сульфаты+K- и Ca/Mg-хлориды
				А¹	Кизерит-галит-карналлит-тахгидритовое Кизерит-галит-карналлит-бишофитовое	То же+Na-хлорид
				Б	?	Mg-сульфаты+K- и Ca/Mg-хлориды+Ca-сульфаты
				Б¹	Кизерит-ангидрит-галит-карналлит-тахгидритовое	То же+Na-хлорид
			С Ca/Mg-хлоридами (±±Na-хлорид)	А	Кизерит-бишофитовое	Mg-сульфаты+Ca/Mg-хлориды
				А¹	?	То же+Na-хлорид
				Б	Кизерит-ангидрит-бишофитовое	Mg-сульфаты+Ca/Mg-хлориды+Ca-сульфаты
				Б¹	?	То же+Na-хлорид
	С Ca-сульфатами		С Na-хлоридом		Ангидрит-галитовое Гипс-галитовое Гипс-ангидрит-галитовое	Ca-сульфаты+Na-хлорид
			С K-хлоридами (±Na-хлорид)	А	Ангидрит-карналлитовое	Ca-сульфаты+K-хлориды
				Б	Ангидрит-галит-сильвиновое Гипс-галит-сильвиновое Ангидрит-галит-карналлитовое	То же+Na-хлорид
			С K- и Ca/Mg-хлоридами (±±Na-хлорид)		?	Ca-сульфаты+K- и Ca/Mg-хлориды±Na-хлорид+Ca-сульфаты
			С Ca/Mg-хлоридами (±Na-хлорид)	А	Ангидрит-бишофитовое	Ca-сульфаты+Ca/Mg-хлориды
				Б	?	То же+Na-хлорид
Карбонатно-сульфатно-хлоридный	С Na-сульфатами			А	Доломит-глауберит-галитовое	Ca/Mg-карбонаты+Na-сульфаты+Na-хлорид
				Б	?	То же+Ca-сульфаты
	С Ca-сульфатами				Доломит-ангидрит-галитовое Магнезит-ангидрит-галитовое Магнезит-доломит-ангидрит-галитовое	Ca/Mg-карбонаты+Ca-сульфаты+Na-хлорид

В составе почти всех подклассов (за исключением подклассов, которые сложены лишь нехарактерными подклассами минералов), а также отделов и подотделов выделяются ряды семейств на основании присутствия или отсутствия минералов нехарактерных подклассов. В тех породных подразделениях, где наблюдаются минералы лишь одного нехарактерного подкласса выделяется по два ряда семейств (А и Б), а где минералы двух подклассов — четыре ряда (А, $А^1$, Б, $Б^1$). Каждый ряд объединяет все породы, в которых породообразующие минералы относятся к одинаковым (как характерным, так и нехарактерным) подклассам (или отделам, если в породах имеются калийсодержащие минералы). В этом смысле породы подклассов, сложенных лишь нехарактерными минералами, представляют собой один ряд семейств.

Дальнейшее подразделение пород основано на их конкретном минеральном составе (в том числе и количественном).

Ряды семейств подразделяются на семейства, являющиеся одними из основных классификационных подразделений. Семейство объединяет породы, в которых один и тот же набор (список) породообразующих минералов карбонатного, сульфатного и/или хлоридного классов. Наименование семейства соответствует названиям минералов, которые перечисляются в любом порядке независимо от их количественного содержания (например, доломитовое семейство, ангидрит-полигалит-галитовое, каинит-лангбейнит-галит-сильвиновое). В наименовании же пород, входящих в то или иное семейство, к такому перечислению добавляются вначале слово «порода», а в конце — «состав»; лишь в одноминеральных семействах можно добавить только слово «порода» после названия минерала (например, вышеперечисленные семейства включают такие породы: доломитового состава, или доломитовые; ангидрит-полигалит-галитового состава; каинит-лангбейнит-галит-сильвинового состава).

Семейства подразделяются на подсемейства, ветви, подветви и элементарные группы пород. Принцип классификации и номенклатура пород показаны на рисунке и в табл. 4.

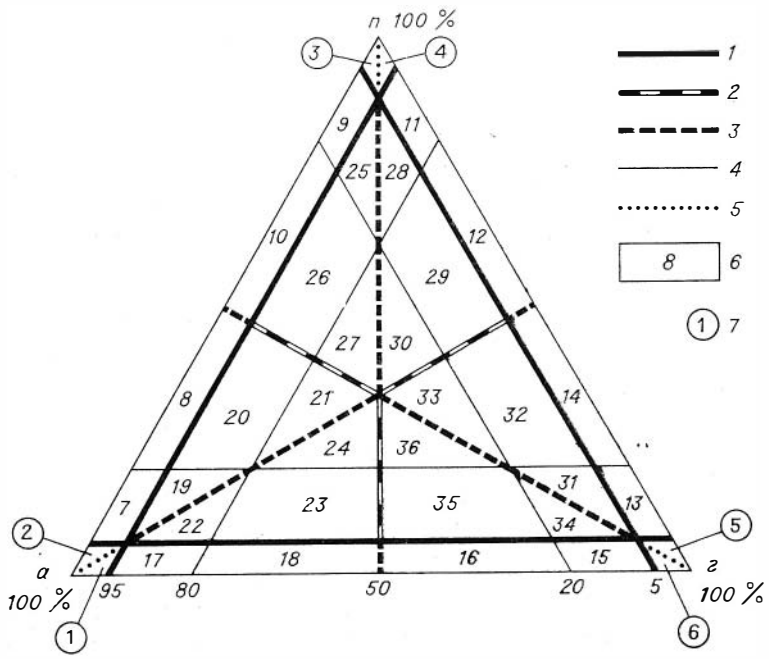


Схема классификации трехминеральных пород по содержанию минералов *а*, *п* и *г*.

1—5 — границы породных подразделений: *1* — семейств, *2* — подсемейств, *3* — ветвей, *4* — подветвей, *5* — элементарных групп пород; *6* — номер поля подветви; *7* — номер поля элементарной группы (см. табл. 4).

Подсемейства выделяются по доминирующему минералу. Они объединяют породы трех- и более компонентного семейства, которые имеют один и тот же доминирующий минерал. В семействах трехкомпонентных (имеются в виду, конечно, только породообразующие компоненты, т. е. минералы карбонатного, сульфатного или хлоридного классов) пород может быть три подсемейства, но все они не всегда реализуются. В четырехкомпонентных семействах пород, по-видимому, лишь в принципе может быть выделено четыре подсемейства; реально же различаются одно, два, реже три подсемейства. То же можно сказать и о выделении подсемейств в составе пятикомпонентных семейств.

Ветвь объединяет породы двух и более компонентных семейств с одинаковым относительным содержанием минералов. Название пород каждой ветви составляется из прилагательного в виде перечисления всех породообразующих минералов в порядке возрастания их количества и слова «порода». Семейства двухкомпонентных пород могут включать две ветви (которые, вероятно, можно рассматривать и как подсемейства), а трехкомпонентные до шести — по две ветви в каждом подсемействе. Подсемейства четырехкомпонентных семейств могут быть подразделены на шесть ветвей, однако реализуются они далеко не все. Еще в большей степени это относится к ветвям пятикомпонентных пород.

Породы ветви подразделяются на подветви по количественному содержанию всех породообразующих минералов. Ветви двухкомпонентных пород включают две, трехкомпонентных — три подветви. Ветви четырех- и более компонентных пород практически бывают представлены не более чем двумя-тремя подветвями. (Породы четырех- и более компонентных семейств, возможно, нецелесообразно подразделять на ветви и подветви). Каждая подветвь объединяет те породы, в которых одинаковы главные и второстепенные породообразующие минералы.

Элементарная группа пород — это все конкретные породы, в которых одинаковы относительные и количественные (в принятых пределах) содержания главных и второстепенных породообразующих минералов, минералов-примесей и других (нехемогенных) компонентов (терригенных и нетерригенных). Грубо говоря, элементарная группа объединяет все конкретные породы с одинаковым названием. А их названия составляются по принципу, который в настоящее время достаточно широко применяется [Rösler, Koch, 1968; Ходькова, 1973]. Название породы включает основу, первое и второе дополнения и/или определения.

Основа помещается в начале названия породы и представляет собой наименования главных породообразующих минералов; если их несколько, то они перечисляются в порядке возрастания их количественного содержания. Первое дополнение, следующее за основой, отражает второстепенные породообразующие минералы. Их названия перечисляются в порядке убывания количественного содержания и соединяются с основой предлогом «с». Второе дополнение, отражающее минералы-примеси, помещается за первым, с которым (а если его нет, то с основой) соединяется словами «с примесью», а затем в порядке убывания содержания перечисляются названия этих минералов-примесей (например, карналлит-бишофит с галитом и с примесью кизерита и ангидрита).

В некоторых названиях пород вместо наименований минералов используются традиционные названия. Так, в породах, где главным породообразующим минералом является только галит, применяется название «каменная соль», реже «галитовая порода». А в тех породах, в которых присутствуют кальцит и/или доломит, используются названия «известняк», «доломитовый и доломитистый известняк», «известковый и известковистый доломит», «примесь известкового и доломитового материала» и т. д., т. е. здесь основа заменяется определением (суффикс «ов» применяется для главного, но не доминирующего породообразующего минерала, «ист» — для второстепенного).

Таблица 4

Схема классификации и номенклатура трехминеральных пород разных семейств

Семейство	Подсемейство	Ветвь	Подветвь	Элементарная группа пород
1	2	3	4	5
Ангидритовое (а>5%, п<5%, г<5%) [1—2] Ангидритовые породы	—	—	—	Ангидриты с примесью галита и полигалита (п<г) [1]
				Ангидриты с примесью полигалита и галита (г<п) [2]
Полигалитовое (п>5%, а<5%, г<5%) [3—4] Полигалитовые породы	—	—	—	Полигалиты с примесью ангидрита и галита (г<а) [3]
				Полигалиты с примесью галита и ангидрита (а<г) [4]
Галитовое (г>5%, а<5%, п<5%) [5—6] Галитовые породы	—	—	—	Каменная соль с примесью полигалита и ангидрита (а<п) [5]
				Каменная соль с примесью ангидрита и полигалита (п<а) [6]
Ангидрит-полигалитовое (а>5%, п>5%, г<5%) [7—10] Породы ангидрит-полигалитового состава	—	Полигалит-ангидритовые породы (а>п) [7—8]	Ангидриты с полигалитом (п<20%) [7]	Ангидриты с полигалитом и с примесью галита
			Полигалит-ангидриты (п>20%) [8]	Полигалит-ангидриты с примесью галита
	—	Ангидрит-полигалитовые породы (п>а) [9—10]	Полигалиты с ангидритом (а<20%) [10]	Полигалиты с ангидритом и с примесью галита
			Ангидрит-полигалиты (а>20%) [9]	Ангидрит-полигалиты с примесью галита
Полигалит-галитовое (п>5%, г>5%, а<5%) [11—14] Породы полигалит-галитового состава	—	Галит-полигалитовые породы (п>г) [11—12]	Полигалиты с галитом (г<20%) [11]	Полигалиты с галитом и с примесью ангидрита
			Галит-полигалиты (г>20%) [12]	Галит-полигалиты с примесью ангидрита

Продолжение табл. 4

1	2	3	4	5
	—	Полигалит-галитовые породы (г>п) [13—14]	Галитовые породы с полигалитом (п<20%) [14]	Каменная соль с полигалитом и с примесью ангидрита
Ангидрит-галитовое (а>5%, г>5%, п<5%) [15—18] Породы ангидрит-галитового состава	—	Ангидрит-галитовые породы (г>а) [15—16]	Полигалит-галиты [13] (п>20%)	Полигалит-галиты с примесью ангидрита
			Галитовые породы с ангидритом (а<20%) [15]	Каменная соль с ангидритом и с примесью полигалита
	—	Галит-ангидритовые породы (а>г) [17—18]	Ангидрит-галиты (а>20%) [16]	Ангидрит-галиты с примесью полигалита
			Ангидриты с галитом (г<20%) [17]	Ангидриты с галитом и с примесью полигалита
			Галит-ангидриты (г>20%) [18]	Галит-ангидриты с примесью полигалита
Ангидрит-полигалит-галитовое (а>5%, п>5%, г>5%) [19—36] Породы ангидрит-полигалит-галитового состава	Ангидритовое (п<а>г) [19—24]	Галит-полигалит-ангидритовые породы (п>г) [19—21]	Ангидриты с полигалитом и галитом (п<20%>г) [19]	—
			Полигалит-ангидриты с галитом (п>20%>г) [20]	—
			Галит-полигалит-ангидриты (п>20%<г) [21]	—
		Полигалит-галит-ангидритовые породы (г>п) [22—24]	Ангидриты с галитом и полигалитом (г<20%>п) [22]	—
			Галит-ангидриты с полигалитом (г>20%>п) [23]	—
			Полигалит-галит-ангидриты (г>20%<п) [24]	—

	Полигалитовое (а<п>г) [25—30]	Галит-ангидрит-полигалитовые породы (а>г) [25—27]	Полигалиты с ангидритом и галитом (а<20%>г) [25]	—
			Ангидрит-полигалиты с галитом (а>20%>г) [26]	—
			Галит-ангидрит-полигалиты (а>20%<г) [27]	—
		Ангидрит-галит-полигалитовые породы (г>а) [28—30]	Полигалиты с галитом и ангидритом (г<20%>а) [28]	—
			Галит-полигалиты с ангидритом (г>20%>а) [29]	—
			Ангидрит-галит-полигалиты (г>20%<а) [30]	—
	Галитовое (а<г>п) [31—36]	Ангидрит-полигалит-галитовые породы (п>а) [31—33]	Галитовые породы с полигалитом и ангидритом (п<20%>а) [31]	—
			Полигалит-галиты с ангидритом (п>20%>а) [32]	—
			Ангидрит-полигалит-галиты (п>20%<а) [33]	—
		Полигалит-ангидрит-галитовые породы (а>п) [34—36]	Галитовые породы с ангидритом и полигалитом (а<20%>п) [34]	—
			Ангидрит-галиты с полигалитом (а>20%>п) [35]	—
			Полигалит-ангидрит-галиты (а>20%<п) [36]	—

Примечание. Цифры в квадратных скобках указывают поля породных подразделений на диаграмме (см. рисунок); а—ангидрит, п—полигалит, г—галит.

В породах формациеопределяющей группы нередко присутствуют, и иногда в значительном количестве, терригенный (глинистый и/или песчано-алевритовый) материал и нетерригенные компоненты. Их присутствие в конкретной породе фиксируется в названии по широко распространенному принципу следующим образом: менее 5% — добавлением названия материала со словами «с примесью»; от 5 до 20% — названием материала в виде прилагательного с суффиксом «ист» или в виде дополнения с предлогом «с»; более 20% — либо прилагательным с суффиксами «ан» или «ов», либо сочетанием прилагательного с суффиксом «ист» и слова «сильно» (например, каменная соль с сильвином, с примесью ангидрита, глинистая; доломит-ангидрит с боратами и с примесью галита и глины и т. д.).

Рассмотрим кратко общую схему подразделения пород формациенеопределяющей группы (см. табл. 1). Эти породы подразделяются на три подгруппы: терригенную, нетерригенную и смешанную. Породы терригенной подгруппы подразделяются традиционно по гранулометрическому составу. Выделяется четыре класса: глинистый, или глин и аргиллитов (глинистая фракция составляет более 50% от породы); алевропесчаный, или алевролитов и песчаников (песчаная и/или алевритовая фракции составляют более 50%); грубообломочный, или гравелитов, конгломератов и брекчий; смешанный терригенный (объединяющий терригенные породы, в которых ни одна из гранулометрических фракций не составляет 50%). Среди нетерригенных пород, подразделяющихся по минеральному составу, различаются три класса: фосфатный, боратовый и кремнистый. Условием отнесения породы к одному из этих классов является содержание в ней фосфатных или боратовых минералов или аутигенного кремнезема в количестве более 50%; в противном случае породы, содержащие эти нетерригенные минералы, относятся к формацеопределяющей группе либо к терригенной или смешанной подгруппам формациенеопределяющей группы. В смешанную подгруппу можно объединять такие породы, в которых присутствуют все три компонента: хемогенный, терригенный и нетерригенный, но каждый из них в количестве менее 50%. Все породы нетерригенной и смешанной подгрупп, если и встречаются в соленосных формациях, то в очень незначительном количестве, являясь как бы акцессорными породами (или породами-примесями) этих формаций.

Иногда для решения тех или иных задач (научных, практических) бывает необходимо среди всех пород выделить такие, которые содержат какой-то один или два минерала (например, породы с ангидритом; породы с бишофитом и кизеритом; породы с боратами и т. д.). Такие подразделения пород мы называем сообществами, а их наименование составляется из названия минерала (или минералов) с добавлением окончания «содержащий» (например, сообщество кизерит-бишофитсодержащих пород, или кизерит-бишофитсодержащее сообщество; сообщество ангидритсодержащих пород, или ангидритсодержащее сообщество). Среди пород соленосных формаций подобных сообществ можно выделить сколько угодно, но при этом одни и те же породы, естественно, могут попадать в разные сообщества. Породы сообществ, выделяемых по такому принципу, могут относиться к разным семействам, подклассам, классам и даже группам и могут подразделяться по такой же схеме, которая принята нами для классификации всех пород соленосных формаций. Однако подчеркнем, что в этой общей классификации пород сообщество не является классификационным подразделением.

Предложенная в работе классификация формациеопределяющих пород использована при классификации соленосных формаций. На основе выделенных классов, подклассов и семейств пород различаются классы, подклассы и семейства соленосных формаций (см. статью М. А. Жаркова и др. «Классификация соленосных формаций по вещественному составу и закономерностям пространственного положения»).

ЛИТЕРАТУРА

Азизов А. И. О возможности преобразования вод хлормагниевого (океанического) типа в хлоркальциевый в поверхностных условиях.— В кн.: Геология месторождений калийных солей и изменчивость их свойств. Л., ВНИИГ, 1974, с. 92—99.

Азизов А. И., Тихвинский И. Н. Закономерности распространения и накопления сульфатных солей калия в Предуральско-Прикаспийском бассейне.— Литология и полезные ископаемые, 1978, № 2, с. 124—136.

Алекин О. А. Химия океана. Л., Гидрометеоиздат, 1966. 245 с.

Алекин О. А. Основы гидрохимии. Л., Гидрометеоиздат, 1970. 444 с.

Алексенко И. И. Сера Предкарпатья. М., Недра, 1967. 304 с.

Анатольева А. И. Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск, Наука, 1972. 346 с.

Андреев С. Н., Смирнова М. Ф. Влияние внешнесферных катионов на процессы образования галогенных комплексов кобальта (II), меди (II) в водных растворах.— ЖНХ, 1966, № 10, с. 2226—2229.

Аренс Д. Х. Геохимическое исследование редких элементов южноафриканских минералов и пород.— В кн.: Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. М., ИЛ, 1952, с. 51—77.

Атлас структур и текстур галогенных пород СССР. Л., Недра, 1974. 231 с.

Бабаев А. Г., Раубходжаева Т. С. Соляно-ангидритовая формация юго-восточной части Бухаро-Хивинской области и ее роль в формировании залежей нефти и газа. М., Недра, 1972. 176 с.

Бакиров А. А., Варенцов М. И., Бакиров Э. А. Нефтегазоносные провинции и области зарубежных стран. М., Недра, 1971. 540 с.

Баранов И. Г. Происхождение соленосных формаций верхнего девона и основные этапы развития соляной тектоники Днепровско-Донецкой впадины.— В кн.: Условия образования и особенности солянокупольных структур. Киев, Наукова думка, 1966, с. 193—197.

Баталин Ю. В., Касимов Б. С., Станкевич Е. Ф. Месторождения природной соды и условия их образования. М., Недра, 1973. 208 с.

Баталин Ю. В., Станкевич Е. Ф. Парагенезисы соляных минералов и гидрохимические типы галогенеза.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 8, с. 88—94.

Баталин Ю. В., Станкевич Е. Ф. Континентальные соленосные отложения и условия их формирования.— В кн.: Проблемы соленакопления. Т. 1. Новосибирск, Наука, 1977, с. 34—49.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолиздат, 1962. 608 с.

Белоусов В. В. Эндогенные режимы материков. М., Недра, 1978. 232 с.

Бирина Л. М. В защиту гипотезы глубинного происхождения солей.— Геол. журнал, 1974, т. 34, вып. 1, с. 38—46.

Бишоф Д. Осадки геотермальных растворов Красного моря.— В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М., Мир, 1974, с. 157—193.

Благовидов В. В. Неогеновые соленосные формации Средней и Центральной Азии. Новосибирск, Наука, 1978. 150 с.

Бойко Т. Ф. Редкие элементы в галогенных формациях. М., Наука, 1973. 184 с.

Борщевский Ю. В. О природе красной окраски калийных солей.— Геохимия, 1964, № 3, с. 289—290.

Бурксер Е. С. Редкие элементы в соликамских карналлитах.— В кн.: Соликамские карналлиты. М.—Л., ОНТИ, 1935, с. 22—25.

Валеев Р. Н., Кореневский С. М. Тектоническая приуроченность соленосных бассейнов (на примере Русской платформы).— В кн.: Проблемы соленакопления. Т. 1. Новосибирск, Наука, 1977, с. 93—98.

Валяшко М. Г. Аномальная стратификация современных соляных отложений и ее причины.— Природа, 1950, № 3, с. 48—50.

Валяшко М. Г. Некоторые черты геохимии бора.— В кн.: Химия боратов. Рига, Изд-во АН ЛатвССР, 1953, с. 77—82.

Валяшко М. Г. Геохимия галогенеза.— В кн.: Труды ученых геол. факультета МГУ. XXI геол. конгресс. М., Изд-во МГУ, 1961, с. 211—223.

Валяшко М. Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М., Изд-во МГУ, 1962. 397 с.
Валяшко М. Г. Генезис и поиски отложений боратов, связанных с месторождениями морских солей.— Сов. геология, 1969, № 6, с. 88—100.
Валяшко М. Г. О содержании термина «галогенез».— Геохимия, 1974, № 2, с. 313—315.
Валяшко М. Г. Геохимические условия формирования отложений тахгидрита.— В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., Наука, 1975, с. 297—311.
Валяшко М. Г., Борисенков В. И., Халтурина И. И., Бочаров В. М. Геохимические особенности и закономерности изменения состава галогенных образований в пределах солянокупольных структур.— Вестник МГУ. Геология, 1978, № 6, с. 38—44.
Валяшко М. Г., Петрова Н. С. Экспериментальное определение коэффициента распределения рубидия между кристаллами сильвина и раствором в системе KCl—NaCl—$MgCl_2$—H_2O.— Геохимия, 1973, № 4, с. 588—593.
Валяшко М. Г., Петрова Н. С. Использование брома и рубидия в качестве геохимических индикаторов при оценке генезиса калийных солей.— В кн.: Бром в соляных отложениях и рассолах как геохимический индикатор их генезиса, истории и поисковый признак. М., Изд-во МГУ, 1976, с. 418—427.
Валяшко М. Г., У Би-Хао. Бромхлорное отношение в галите Старобинского месторождения как критерий цикличного развития солеродных бассейнов.— Литология и полезные ископаемые, 1964, № 6, с. 57—64.
Варламов А. А., Козлов С. С., Невельсон И. С., Раевский В. И., Фомина В. Д. Условия безопасного ведения горных работ у зон тектонических нарушений на Старобинском месторождении калийных солей.— В кн.: Пути снижения потерь при добыче калийных руд. Л., ВНИИГ, 1978, с. 65—71.
Вахрамеева В. А. К стратиграфии и тектонике Верхнекамского месторождения.— В кн.: Материалы изучения районов современного и ископаемого соленакопления. Л., Госхимиздат, 1956, с. 277—313.
Вахрамеева В. А. Современные и ископаемые отложения залива Кара-Богаз-Гол (Каспийское море).— В кн.: Физические и химические процессы и фации. М., Наука, 1968, с. 163—169.
Веклич М. Ф. Палеогеографический метод изучения древних озер.— В кн.: История озер в мезозое, палеогене и неогене. Л., изд. Института озероведения АН СССР, 1975, с. 10—15.
Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., Наука, 1967. 213 с.
Виноградов В. И., Реймер Т. О., Лейтес А. М., Смелов С. Б. Древнейшие сульфаты в архейских образованиях Южно-Африканского и Алданского щитов и эволюция кислородной атмосферы Земли.— Литология и полезные ископаемые, 1976, № 4, с. 12—27.
Воронова М. Л. Петрографическая характеристика нижнекембрийских соленосных отложений юго-восточной части Сибирской платформы.— В кн.: Петрография галогенных пород. Л., Госхимиздат, 1960, с. 70—100.
Вороной Е. Е. К проблеме накопления соленосных формаций.— В кн.: Условия образования и особенности солянокупольных структур. Киев, Наукова думка, 1966, с. 79—89.
Гавура С. П. К вопросу о генезисе хемогенных отложений в Предкарпатском прогибе.— Геологический сборник Львовского геол. общества, 1961, № 7—8, с. 100—104.
Галаховская Т. В. Распределение бора, лития, стронция при метаморфизации морской воды и продуктов ее концентрирования.— В кн.: Физико-химическое исследование солей и рассолов. Вып. 52. Л., Химия, 1967, с. 108—141.
Галогенные формации Северо-Западного Донбасса и Днепрово-Донецкой впадины/Кореневский С. М., Бобров В. П., Супронюк К. С., Хрущев Д. П. М., Недра, 1968. 240 с.
Геология и история развития периконтинентальных бассейнов и оценка их нефтегазоносности/Сейфуль-Мулюков Р. Б., Высоцкий В. М., Родникова Р. Д., Сальман Г. Б. М., ВИНИТИ, 1978. 107 с.
Геология и условия формирования Старобинского месторождения калийных солей в Белоруссии/Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф., Баязитов С. Х., Банченко М. С.— В кн.: Вопросы геологии соляных месторождений. Л., Госгеолтехиздат, 1961, с. 3—75.
Герасимова В. В. Геолого-литологическая характеристика и условия формирования соленосной свиты Северо-Западной Ферганы.— В кн.: Петрография галогенных пород. Л., Госхимиздат, 1960, с. 169—215.
Глинистые минералы как показатель условий литогенеза. Новосибирск, Наука, 1976. 123 с.
Горбов А. Ф. Геохимия бора. Л., Недра, 1976. 207 с.
Городницкий А. М., Зоненшайн Л. П., Мирлин Е. Г. Реконструкция положения материков в фанерозое. М., Наука, 1978. 122 с.
Горштейн Г. И. О границах применимости закона распределения в водно-солевых системах с истинно изоморфными катионами.— ЖНХ, 1958, т. 3, вып. 1, с. 51—58.

Григорьев Д. Н. Телесные модели генезиса минералов.— Зап. Всесоюз. минер. об-ва, 1979, вып. 108, № 2, с. 129—140.
Гроховский Л. М. Озерные месторождения солей, их изучение и промышленная оценка. М., Недра, 1972. 163 с.
Гуляева Л. А., Иткина Е. С., Тихомиров В. И. Геохимия и фации морских и континентальных солеродных бассейнов Чу-Сарысуйской депрессии. М., Наука, 1968. 118 с.
Деревягин В. С., Морозов Л. Н., Свидзинский С. А. Строение и особенности галогенной толщи Эльтонского солянокупольного месторождения калийных солей.— Литология и полезные ископаемые, 1979, № 1, с. 122—137.
Джинoридзе Н. М., Раевский В. И. Некоторые вопросы галогенеза.— В кн.: Геология и полезные ископаемые соленосной толщи. Киев, Наукова думка, 1974, с. 52—60.
Дзенс-Литовский А. И. Каспийское море и залив Кара-Богаз-Гол.— Изв. Всесоюз. Геогр. об-ва, 1962, № 1, с. 45.
Диаров М. О распределении бора в калийных солях.— Геохимия, 1966, № 5, с. 594—599.
Диаров М. Д. О приуроченности бора к стадиям солеотложения.— Геохимия, 1967, № 2, с. 233—238.
Диаров М. Д. Калиеносность галогенных формаций Прикаспийской впадины. М., Недра, 1974. 129 с.
Дубинина В. Н. К минералогии и петрографии Верхнекамского месторождения.— В кн.: Материалы по петрографии районов соленакопления.— Л., Госхимиздат, 1954, с. 3—128.
Дубинина В. Н. О бораците сложного состава (типа эрикаита — чемберсита) из Верхнекамского месторождения.— В кн.: Минералого-петрографические исследования галогенных отложений. Л., Недра, 1969, с. 193—208.
Ерошина Д. М. О некоторых особенностях строения соленосной толщи северо-западной части Припятской впадины.— В кн.: Литология, геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. Минск, Наука и техника, 1968, с. 229—237.
Жарков М. А. О промежуточных бассейнах эпох соленакопления и парагенетической связи с соленосными сериями нефтяных и газовых месторождений.— В кн.: Проблемы нефтеносности Сибири. Новосибирск, Наука, 1971, с. 168—185.
Жарков М. А. Эволюция соленакопления в геологической истории.— В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, Наука, 1971, с. 260—299.
Жарков М. А. Палеозойские соленосные формации мира. М., Недра, 1974. 392 с.
Жарков М. А. Эволюция палеозойского соленакопления.— В кн.: Эволюция осадочного породообразования в истории Земли. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1976, с. 5—19.
Жарков М. А. Этапность, объем и площадь палеозойского соленакопления.— В кн.: Проблемы соленакопления. Т. 1. Новосибирск, Наука, 1977, с. 57—88.
Жарков М. А. История палеозойского соленакопления. Новосибирск, Наука, 1978. 272 с.
Жарков М. А., Жаркова Т. М. Наборы и ассоциации соляных пород соленосных формаций хлоридного типа, их сравнительная характеристика и механизм образования.— В кн.: Сравнительный анализ осадочных формаций. М., Наука, 1969, с. 7—79.
Жарков М. А., Жаркова Т. М., Мерзляков Г. А. К проблеме эволюции солевого состава вод Мирового океана в палеозое.— Геол. и геофиз., 1978, № 3, с. 3—18.
Жарков М. А., Жаркова Т. М., Мерзляков Г. А., Гребенников Н. П., Ермаков В. А., Аксенов Л. Л. Бишофитовые отложения Приволжской моноклинали.— В кн.: Особенности строения залежей бишофита и калийных солей. Новосибирск, Наука, 1980, с. 4—32.
Жаркова Т. М. Типы и генезис пород кембрийской соленосной формации Сибирской платформы. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1968. 24 с.
Жаркова Т. М. Типы пород кембрийской соленосной формации Сибирской платформы Новосибирск, Наука, 1976_1. 302 с.
Жаркова Т. М. Классификация и номенклатура пород кембрийских и девонских соленосных формаций Евразии.— В кн.: Эволюция осадочного породообразования в истории Земли. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1976_2, с. 20—30.
Жеребцова И. К. Поведение брома в эвтоническую стадию сгущения морской воды.— В кн.: Геология и калиеносность Сибирской платформы и других районов соленакопления СССР. М., Наука, 1970, с. 272—278.
Жеребцова И. К. К вопросу о континентальном галогенезе.— В кн.: Проблемы соленакопления. Т. 1. Новосибирск, Наука, 1977, с. 124—128.
Жинью М. Стратиграфическая геология. М., ИЛ, 1952. 481 с.
Забродин Н. И., Нечаева А. А., Коробочкина Т. В. Содержание редких щелочных элементов в соляном сырье Советского Союза и перспективы их промышленного освоения.— В кн.: Редкие щелочные элементы. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, с. 97—100.
Замараев С. М., Рязанов Г. В. Тектоника галогенной формации юга Сибирской платформы и структурные особенности отдельных зон складок в связи с перспективами калиеносности.— В кн.: Перспективы калиеносности Сибири. М., Наука, 1972, с. 76—81.

Ибрагимов А. Х. Ресурсы кормовой базы Киргизии. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1955. 18 с.
Иванов А. А. Верхнекамское месторождение калийных солей. Л.—М., ОНТИ НКТП, 1932. 154 с.
Иванов А. А. Основы геологии и методики поисков, разведки и оценки месторождений минеральных солей. М., Госгеолиздат, 1953. 204 с.
Иванов А. А. Пермские соленосные бассейны Печоро-Камского Предуралья. Новосибирск, Наука, 1965. 98 с.
Иванов А. А. Месторождения и проявления калийных солей в Африке.— Литология и полезные ископаемые, 1969, № 2, с. 31—38.
Иванов А. А. Основные типы соленосных формаций.— В кн.: Проблемы соленакопления. Т. 1. Новосибирск, Наука, 1977, с. 16—24.
Иванов А. А. Региональные и локальные закономерности размещения ископаемых месторождений калийных солей. Л., Недра, 1979. 33 с.
Иванов А. А., Воронова М. Л. Галогенные формации (минеральный состав, типы и условия образования; методы поисков и разведки минеральных солей). М., Недра, 1972. 328 с.
Иванов А. А., Воронова М. Л. Верхнекамское месторождение калийных солей (стратиграфия, минералогия и петрография, тектоника, генезис). Л., Недра, 1975, с. 183—200.
Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР. М., Госгеолтехиздат, 1960. 422 с.
Казанский Ю. П. Об изменении характера морского карбонатонакопления в истории Земли.— В кн.: Карбонатные породы Сибири. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР и СНИИГГиМС, 1974, с. 148—183.
Казанский Ю. П. Об изменении газового и солевого состава океанических вод.— Геол. и геоф., 1977, № 8, с. 56—66.
Казанский Ю. П. О роли приповерхностных термобарических условий в развитии жизни на Земле.— В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Новосибирск, Наука, 1979, с. 100—103.
Калинко М. К. Соленакопление, образование соляных структур и их влияние на нефтеносность. М., Недра, 1973. 129 с.
Квасов Д. Д., Жаковщикова Т. К. Схема формирования солевого состава вод Каспийского моря.— В кн.: Химико-океанографические исследования морей и океанов. М., Наука, 1975, с. 13—21.
Куслик В. З. Зоны замещения сильвинитов каменной солью на 2-м калийном горизонте Старобинского месторождения и условия их образования. Автореф. канд. дис. Минск, 1966. 36 с.
Куслик В. З., Высоцкий Э. А., Протасевич Б. А., Зеленцов И. И. Закономерности размещения калийных солей в Припятском прогибе и перспективы их промышленного использования.— В кн.: Геология нерудных полезных ископаемых БССР. Минск, 1976, с. 3—20.
Климатическая геоморфология денудационных равнин. Казань, 1977. 224 с.
Ковалевич В. М. Физико-химические условия формирования солей Стебникского калийного месторождения. Киев, Наукова думка, 1978. 99 с.
Когарко Л. Н., Рябчиков И. Д. Летучие компоненты в магматических процессах.— Геохимия, 1978, № 9, с. 1293—1322.
Козлов С. С., Сорокин В. А., Варламов А. А., Фомина В. Д. Гидрогеологическая роль тектонических нарушений на Старобинском месторождении калийных солей.— В кн.: Геология месторождений калийных солей и их разведка. Л., ВНИИГ, 1973, с. 72—78.
Колман Р. Геологическое строение дна Красного моря.— В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 3. М., Мир, 1979, с. 91—100.
Колесников В. П. Верхний миоцен.— В кн.: Стратиграфия СССР. Т. 12. Неоген. М., Изд-во АН СССР, 1940, с. 407—476.
Колосов А. С., Пустыльников А. М. К геохимии железа и металлов его группы в солях Канско-Тасеевской впадины.— В кн.: Геология и калиеносность кембрийских отложений юго-западной части Сибирской платформы. Вып. 221. Новосибирск, Наука, 1974, с. 331—338.
Коников А. З., Шалек Е. А. Фациальные и геохимические особенности архейских карбонатных отложений Хамар-Дабана и Прибайкалья.— В кн.: Фации и геохимия карбонатных отложений. Л., ВСЕГЕИ, 1973, с. 118—119.
Копнин В. И. Закономерности формирования Верхнекамского месторождения солей. Автореф. канд. дис. М., 1965. 26 с.
Копнин В. И. О методике палеотектонического анализа соленосных толщ на примере верхнекамской галогенной формации.— В кн.: Геолого-геофизические методы поисков и разведки нефтяных месторождений в Пермском Прикамье. Пермь, 1970, с. 82—91.
Копнин В. И. Условия седиментации кунгурских соленосных отложений в Соликамской впадине Предуральского прогиба.— В кн.: Нижнепермские отложения Камского Предуралья. Пермь, 1973, с. 221—238.
Копни В. И. Теоретические динамические типы осадочных толщ, построенные по раз-

личию интенсивности осадконакопления.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Среднего Урала. Пермь, 1974, с. 139—144.
Копнин В. И., Зуева А. С. О значении переходного типа разрезов для изучения палеогеографических условий осадконакопления в иренское время на территории Соликамской впадины.— В кн.: Проблемы соленакопления. Т. 2. Новосибирск, Наука, 1977, с. 128—134.
Кореневский С. М. Закономерности соленакопления на Русской платформе.— В кн.: Литология и палеогеография палеозойских отложений Русской платформы. М., Недра, 1972, с. 250—270.
Кореневский С. М. Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. М., Недра, 1973. 300 с.
Кореневский С. М., Бобров В. П., Супронюк К. С., Хрущов Д. П. Галогенные формации Северо-Западного Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины и их калиеносность. М., Недра, 1968. 239 с.
Кореневский С. М., Воронова М. Л. Геология и условия формирования калийных месторождений Прикаспийской синеклизы и Южно-Предуральского прогиба. М., Недра, 1966. 280 с.
Кореневский С. М., Захарова В. М., Шамахов В. А. Миоценовые галогенные формации предгорий Карпат. Л., Недра, 1977. 248 с.
Кореннов Ю. Ф. Происхождение некоторых гидрохимических особенностей подземных рассолов в связи с эволюцией солевого состава калиеносных эвапоритовых формаций и вероятным изменением химического типа вод Мирового океана в палеозое. Автореф. канд. дис. М., 1977. 17 с.
Корзун В. П. Взаимоотношение и корреляция вулканогенных и нормально-осадочных пород девона Припятской впадины.— В кн.: Литология, геохимия и перспективы на полезные ископаемые глубинных зон Белоруссии. Минск, Наука и техника, 1975, с. 178—189.
Королюк И. К. Сравнительная характеристика формаций рифея и кембрия Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1962. 128 с.
Корреляция разнофациальных толщ при поисках нефти и газа /Грачевский М. М., Берлин Ю. М., Дубовский И. Г., Ульмишек Г. Ф. М., Недра, 1969. 295 с.
Крашенинников В. А. Стратиграфия миоценовых отложений Средиземноморья по фораминиферам. М., Наука, 1971. 240 с.
Кропачева С. К. Среднемиоценовые известково-гипсовые отложения и их значение для формирования керченских серопроявлений.— Докл. АН СССР, 1977, т. 232, № 6, с. 1414—1417.
Кропачева С. К. Закономерности строения галогенных формаций, вмещающих месторождения серы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978_1, № 12, с. 109—123.
Кропачева С. К. Значение состава, текстур и структур продуктивных пород для процессов серообразования.— Сов. геология, 1978_2, № 6, с. 85—96.
Кропоткин П. Н., Валяев Б. М. Каменная соль в глубоких грабенах и во впадинах с корой океанического типа.— Бюл. МОИП. Отдел геол., 1970, № 5, с. 23—34.
Кропоткин П. Н., Валеев Б. М., Гофаров Р. А., Соловьева И. А., Трапезников Ю. А. Глубинная тектоника древних платформ северного полушария. М., Наука, 1971. 391 с.
Кудрин Л. Н. Стратиграфия, фации и экологический анализ фауны палеогеновых и неогеновых отложений Предкарпатья. Львов, изд. ЛГУ, 1966. 174 с.
Кудрявцев Н. А. О закономерности накопления ископаемых солей.— Сов. геология, 1966, № 7, с. 17—36.
Кудрявцев Н. А. Новые данные о метасоматическом происхождении «эвапоритов».— В кн.: Геология и полезные ископаемые соленосных толщ. Киев, Наукова думка, 1974, с. 60—66.
Кудряшов А. И. Геолого-геохимический анализ строения Верхнекамского калийного месторождения и его районирование в целях эксплуатации. Автореф. канд. дис. Л., 1977. 19 с.
Кузнецов В. Г. О двух типах соленосных толщ.— Геол. и геофиз., 1972, № 7, с. 22—30.
Кунин Н. Я. Закономерности соленакопления в фанерозое.— В кн.: Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности солянокупольных бассейнов материков по геофизическим данным. М., Недра, 1977, с. 304—311.
Кунин Н. Я., Иогансон Л. И., Былевский Г. А. Проблемы освоения подсолевых отложений Прикаспийской впадины.— Сов. геология, 1979, № 4, с. 17—27.
Курнаков Н. С., Жемчужный С. Ф. Магниевые озера Перекопской группы.— В кн.: Н. С. Курнаков. Избранные труды. Т. 3, М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 113—131.
Кутузов А. П. Условия формирования Гаурдакского месторождения серы.— Сов. геология, 1976, № 1, с. 135—141.
Литология и геохимия девонских отложений Припятского прогиба в связи с их нефтеносностью/Махнач А. С., Корзун В. П., Курочка В. П., Лопуть В. А., Урьев И. И., Шевченко Т. А. Минск, 1966. 316 с.
Лупинович Ю. М., Кислик В. З., Зеленцов И. И. Геологическое строение и условия формирования галогенной формации Припятской впадины.— В кн.: Геология и петрография калийных солей Белоруссии. Минск, Наука и техника, 1969, с. 7—28.

Лупинович Ю. И., Кислик В. З., Зеленцов И. И., Высоцкий Э. А. О характере выклинивания калийных горизонтов в западной части Припятской впадины.— В кн.: Геология и петрография калийных солей Белоруссии. Минск, Наука и техника, 1969, с. 140—154.

Лупинович Ю. И., Протопопов А. Л. Особенности петрографии сильвин-карналлитовых и карналлит-сильвиновых пород Старобинского месторождения.— В кн.: Литология, геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. Минск, Наука и техника, 1968, с. 199—206.

Лусия Ф. Осадконакопление в обстановке эвапорит-карбонатной зоны.— В кн.: Условия древнего осадконакопления и их распознавание. М., Мир, 1974, с. 196—226.

Макаренко Г. Ф. Базальтовые поля Земли. М., Недра, 1978. 147 с.

Маликова И. М. Закономерности распределения рубидия, таллия и брома в отложениях калийных солей. Новосибирск, Наука, 1967. 149 с.

Матухин Р. Г. Соленосность девона Сибири. М., ВИЭМС, 1978. 39 с.

Менялов И. А. Дифференциация летучих компонентов магмы в процессе активного вулканизма. Автореф. канд. дис., 1971. 25 с.

Мерзляков Г. А. Пермские соленосные бассейны Евразии. Новосибирск, Наука, 1979. 144 с.

Месторождения калийных солей СССР. Методы их поисков и разведки. Л., Недра, 1973. 343 с.

Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозоя Евразии. М., Наука, 1975. 318 с.

Несмеянов С. А. Корреляция континентальных толщ. М., Недра, 1977. 197 с.

Николаев А. В. Физико-химическое изучение природных боратов. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1947. 258 с.

Никольская Ю. П. Процессы солеобразования в озерах и водах Кулундинской степи. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1961. 183 с.

Обуэн Ж. Геосинклинали. М., Мир, 1967. 302 с.

Озол А. А. Тектоника плит и процессы вулканогенно-осадочного образования бора.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 8, с. 68—75.

Отрешко А. И. Сероносные провинции Европейской части СССР (методическое пособие). Казань, Татполиграфиздат, 1971. 277 с.

Пак А. И. Мезозойские и кайнозойские коры выветривания Западного Узбекистана. Ташкент, Фан, 1978. 154 с.

Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.

Перельман А. И. Процессы миграции солей на равнинах Восточной Туркмении и Западного Узбекистана в неогене. М., Изд-во АН СССР, 1959. 109 с.

Петриченко О. Н., Сливко Е. П. Аксессорные литий, рубидий и цезий в соляных отложениях Украины. Киев, Наукова думка, 1967. 150 с.

Петров Е. В., Поликарпов А. И. Особенности термолюминесценции карбонатов соленосных и вмещающих их пород.— В кн.: Калийная промышленность. М., Госхимиздат, 1977, с. 21—23.

Петров Н. П. Литология верхнеюрской соленосной формации Юго-Западного Гиссара.— В кн.: Труды Института геологии. Ташкент, Изд-во АН УзССР. Вып. 9, 1953, с. 196—204.

Петров Н. П., Чистяков П. А. Литология солевых и красноцветных отложений мезозоя юго-западных отрогов Гиссара. Ташкент, Наука, 1964. 222 с.

Пиннекер Е. В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна (закономерности размещения, состав, динамика, формирование и использование). М., Наука, 1966. 332 с.

Пинхасов Б. И., Вишняков А. С., Конецкая В. Н. Позднеплиоценовый погребенный рельеф Южного Приаралья.— В кн.: Палеогеоморфологические методы при нефтегазопоисковых работах. М., Недра, 1975, с. 123—131.

Пинхасов Б. И., Набиев К. А. Позднеплиоценовые реки юго-востока Средней Азии.— В кн.: Речные системы и мелиорация. Ч. II. Новосибирск, Наука, 1977, с. 18—23.

Писарчик Я. К. Литология и фации кембрийских отложений Иркутского амфитеатра в связи с нефтегазоносностью и соленосностью. Л., Гостоптехиздат, 1963. 346 с.

Попов В. И. Опыт классификации геологических формаций. Ч. II. Описание формаций (фациально-петрографические типы). Л., Недра, 1968. 551 с.

Попов В. С. Верхнеюрская галогенная формация внутриконтинентальных солеродных морских водоемов Средней Азии.— Литология и полезные ископаемые, 1968, № 1, с. 56—69.

Порфирьев В. Б. О природе нефти.— Геологический сборник Львовского геол. общества, 1961, № 7—8, с. 13—38.

Посохов Е. В. Соляные озера Казахстана. М., Изд-во АН СССР, 1955. 156 с.

Протопопов А. Л. О вторичных структурах некоторых пород третьего калийного горизонта Старобинского месторождения калийных солей.— В кн.: Некоторые вопросы теории и практики галургического производства. Л., ВНИИГ, 1971, с. 15—23.

Протопопов А. Л., Петров Е. В., Поляковский В. Я. Некоторые литолого-геохимические закономерности формирования калийных пород вблизи тектонических нарушений и краевых зон Старобинского месторождения (в связи с перспективой их отработки).— В кн.: Пути снижения потерь при добыче калийных руд. Л., ВНИИГ, 1978, с. 54—65.

Проценко В. А. Роль условий накопления вмещающих пород в формировании рудных горизонтов Водинского месторождения самородной серы.— Литология и полезные ископаемые, 1976, № 3, с. 119—134.

Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Ч. II. М.—Л., Гостоптехиздат, 1940. 420 с.

Работнов В. Т. Эвапоритовые образования докембрия.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., Наука, 1973, с. 71—72.

Разумовская Е. Э. Перспективы калиеносности Сибирской платформы.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибирской платформы.— В кн.: Мат. по геологии и полезн. ископаемым. Л., Гостоптехиздат, 1960, с. 111—128.

Разумовская Е. Э. Классификация и номенклатура соленосных горных пород.— В кн.: Материалы по палеогеографии и литологии. Л., ВСЕГЕИ, 1962, с. 74—84.

Рихтер-Бернбург Г. Влияние циклов солнечной активности и других климатических циклов на образование ленточных эвапоритов.— В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М., Мир, 1968.

Розен О. М. Генетические предпосылки первичной природы и условий осадконакопления метаморфических комплексов.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., Наука, 1973, с. 19—22.

Розенбуш Г. Описательная петрография. Л.—М.— Грозный — Новосибирск, Горгеонефтеиздат, 1934. 720 с.

Ронов А. Б., Хаин В. С., Балуховский А. Н., Сеславинский К. В. Сравнительная оценка интенсивности вулканизма на континентах и океанах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 5, с. 5—12.

Рубанов И. В. К условиям накопления современных солевых отложений Узбекистана.— Уз. геол. журнал, 1963, № 5, с. 33—39.

Рубанов И. В. О плиоцен-антропогеновом континентальном соленакоплении в пустынных районах Узбекистана.— В кн.: Труды III научной сессии ТашГУ. Ташкент, 1967, с. 154—157.

Рубанов И. В. Особенности соляноозерного этапа развития Аральского моря.— В кн.: Проблемы соленакопления. Т. 1. Новосибирск, Наука, 1977, с. 238—241.

Рубанов И. В. Озерно-почвенное соленакопление в Узбекистане. Ташкент, Фан, 1977. 158 с.

Рубанов И. В. О соляных залежах верхнеголоценовых осадков Аральского моря.— Уз. геол. журнал, 1978, № 3, с. 59—63.

Рухин Л. Б. Основы литологии. М.—Л., Гостоптехиздат, 1953. 671 с.

Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Изд. 2. Л., Гостоптехиздат, 1962. 628 с.

Рябчиков И. Д. Закономерности распределения микроэлементов между фазами природных систем. М., Наука, 1972, с. 96—101.

Рязанов Г. В. Морфология и генезис складок Непской зоны (южная часть Сибирской платформы). М., Наука, 1973. 90 с.

Садовская И. А. Стратиграфическое расчленение кайнозойских отложений Ферганы на основании палинологических исследований.— Уз. геол. журнал, 1978, № 1, с. 31—39.

Свидзинский С. А. Сводный нормальный разрез северо-восточной части Эльтонского соляного купола.— В кн.: Геология и генезис месторождений горно-химического сырья. Казань, 1971, с. 132—141.

Свидзинский С. А., Ковальский Ф. И., Морозов Л. Н., Аношин Л. В., Музалевский М. М., Бордюгов В. П. Сводный разрез галогенных образований Эльтонской структуры и принципы его корреляции.— В кн.: Проблемы соленакопления. Т. 2. Новосибирск, Наука, 1977, с. 49—54.

Седлецкий В. И., Деревягин В. С. Строение и состав калиеносных отложений Карлюкского месторождения.— В кн.: Особенности строения залежей бишофита и калийных солей. Новосибирск, Наука, 1980, с. 79—90.

Сердюченко Д. П. Соленосные осадочные породы в докембрийских толщах Земли и их скаполитсодержащие метаморфические производные.— В кн.: Геология докембрия. М., Наука, 1972, с. 31—41.

Синичка А. М. Выступление в прениях.— В кн.: Условия образования и особенности нефтегазоносности соляных структур. Киев, Наукова думка, 1966, с. 292—293.

Синичка А. М. Связь вулканической деятельности с формированием галогенных толщ.— В кн.: Солянокупольные регионы СССР и их нефтегазоносность. Ч. 1. Киев, Наукова думка, 1969, с. 118—128.

Скоков В. Г. Зарубежные месторождения неметаллических полезных ископаемых по данным зарубежной литературы.— В кн.: Геология, методы поисков и разведки неметаллических полезных ископаемых. ЭИ ВИЭМС, 1978, № 4, с. 1—8.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., Недра, 1976. 688 с.

Созанский В. И. Геология и генезис соленосных образований. Киев, Наукова думка, 1973. 198 с.

Соколов А. С. Основные закономерности геологического строения и размещения осадочных месторождений самородной серы.— Сов. геология, 1958, № 5, с. 80—103.
Соколов А. С. Генетическая классификация месторождений самородной серы.— В кн.: Геохимия и минералогия серы. М., Наука, 1972, с. 40—55.
Соколова Т. И. Аутигенное силикатное минералообразование разных стадий осолонения пермских бассейнов юго-востока Русской платформы. Автореф. канд. дис. М., 1979. 26 с.
Станкевич Е. Ф. О минерализации воды бессточных озер в аридных областях и условиях соленакопления.— Проблемы освоения пустынь, 1977, № 5, с. 68—72.
Станкевич Е. Ф. О некоторых аспектах накопления органического вещества в осадках и осадочных породах.— В кн.: Органическое вещество в современных и ископаемых осадках (седикахиты). М., Изд-во МГУ, 1979, с. 76—77.
Станкевич Е. Ф., Баталин Ю. В. Континентальный галогенез и полезные ископаемые соленосных толщ. Киев, Наукова думка, 1974, с. 156—162.
Станкевич Е. Ф., Баталин Ю. В. О распространении и происхождении давсонита.— Литология и полезные ископаемые, 1976, № 3, с. 108—118.
Станкевич Е. Ф., Баталин Ю. В. Гидрохимические условия литогенеза и осадочного рудообразования.— В кн.: Геохимия осадочных пород и прогноз полезных ископаемых. Киев, Наукова думка, 1978, с. 185—193.
Станкевич Е. Ф., Имамеев А. Н., Касимов Б. С. Гидрохимическая и минерагеническая специализация современного континентального галогенеза в Казахстане.— В кн.: Геология, методы поисков и разведки месторождений неметаллических полезных ископаемых ЭИ ВИЭМС, 1979, вып. 3, с. 23—38.
Страхов Н. М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 8, с. 29—60.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1962. 550 с.
Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолиздат, 1963. 535 с.
Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанического литогенеза. М., Наука, 1976. 299 с.
Строение и условия формирования Пермских соленосных отложений на территории СССР/Тихвинский И. Н., Мерзляков Г. А., Сементовский Ю. В., Сувейздис П. И.— В кн.: Проблемы соленакопления. Т. 2. Новосибирск, Наука, 1977, с. 3—16.
Сулиди-Кондратьев Е. Д., Козлов В. В., Кузнецов Ю. Я., Зубков В. А. Основные черты палеогеографии Атласской области в мезозое и кайнозое.— Бюл. МОИП. Отдел. геол., 1974, № 4, с. 86—102.
Сулиди-Кондратьев Е. Д., Козлов В. В., Кузнецов Ю. Я. Особенности тектоники и размещение полезных ископаемых в Атласской области.— В кн.: Геология и полезные ископаемые стран Азии, Африки и Латинской Америки. Вып. 1. М., изд. УДН им. П. Лумумбы, 1976, с. 91—108.
Сулиди-Кондратьев Е. Д., Козлов В. В., Покрышкин В. И. Палеогеография мезозоя и кайнозоя Северной Африки и Аравии.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1978, № 11, с. 35—46.
Сулиди-Кондратьев Е. Д., Логинова Г. А., Козлов В. В., Короновский Н. В. Палеотектонические реконструкции Африкано-Аравийского континента в мезозое.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1979, № 2, с. 53—66.
Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков. М.—Л., ОНТИ НКТП СССР, 1936. 916 с.
Тихвинский И. Н. Стратиграфия и калиеносные горизонты кунгура Прикаспийской синеклизы.— Сов. геология, 1974, № 5, с. 44—54.
Троицкий В. Н. Верхнетриасовые и юрские отложения Южного Узбекистана. Л., Недра, 1967. 312 с.
Трофимук П. И. Гидрохимические показатели калиеносности зоны Непских дислокаций.— Разведка и охрана недр, 1971, № 4, с. 38—41.
Трофимук П. И. Геохимические и гидрохимические критерии калиеносности юга Сибирской платформы.— В кн.: Перспективы калиеносности Сибири. М., Наука, 1972, с. 63—75.
Урусов В. С., Кравчук И. Ф. Экспериментальный анализ и расчеты коэффициентов распределения изовалентных изоморфных примесей при кристаллизации расплавов.— Геохимия, 1976, № 8, с. 1204—1223.
Фивег М. П. О длительности накопления соляных толщ.— В кн.: Материалы по петрографии районов соленакопления. Л., Госхимиздат, 1954, с. 341—350.
Фивег М. П. О текстурах нижней каменной соли Верхнекамского месторождения.— В кн.: Материалы по геологии и гидрологии районов соленакопления. Л., Госхимиздат, 1959, с. 244—250.
Фивег М. П. Фациальный ряд галогенных пород и особенности пространственного распределения его членов.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 167—174.
Фивег М. П. Методика поисков калийных солей. Новосибирск, Наука, 1967. 39 с.
Фивег М. П. К вопросу о закономерностях накопления ископаемых солей.— Сов. геология, 1968, № 5, с. 153—160.

Фивег М. П. О метасоматической концепции Л. М. Бириной.— Литология и полезные ископаемые, 1970, № 6, с. 74—77.
Фоменко К. Е. Соленосные бассейны в свете строения земной коры.— Бюл. МОИП. Сер. геол., 1971, № 3, с. 152—154.
Форш Н. Н. Пермские отложения. Л., Гостоптехиздат, 1955. 156 с.
Халтурина И. И., Бочаров В. М., Аврова Н. П. Минералого-литологические особенности и специфика формирования некоторых комплексов калийно-магниевых солей Прикаспийской галогенной формации.— В кн.: Проблемы соленакопления. Т. 2. Новосибирск, Наука, 1977, с. 73—76.
Хворова И. В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций.— В кн.: Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 7—29.
Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения).— Бюл. Моск. об-ва испыт. природы. Отдел. геол., 1952, т. 27, вып. 5, с. 31—52.
Хиллс Д. М. Пермский соляной бассейн.— В кн.: Соленакопление и соленосные отложения осадочных бассейнов. М., Недра, 1972, с. 160—168.
Ходькова С. В. Петрография калийных пород Стебниковского месторождения в связи с вопросами их генезиса. Автореф. канд. дис. М., 1973. 34 с.
Хрущов Д. П., Петриченко О. И. Особенности состава микровключений галита тортонской соленосной формации (СССР, Польша, Румыния).— В кн.: Материалы XII конгресса Карпато-Балканской геологической ассоциации. Киев, Наукова думка, 1977, с. 322—323.
Чечель Э. И., Машович Я. Г., Гилев Ю. Г. Закономерности строения соленосных отложений кембрия юга Сибирской платформы. М., Недра, 1977. 144 с.
Шарапов И. С. Солепроявления юго-восточной части Среднесибирской платформы. Вып. 25. Иркутск, 1938. 86 с.
Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей.— В кн.: Совещание по осадочным породам. Вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 7—100.
Шатский Н. С. Осадочные формации.— В кн.: Избранные труды. Т. 3. М., Наука, 1965, с. 175—184.
Шварцев С. Л. О формировании крепких и предельно насыщенных подземных рассолов.— В кн.: Проблемы соленакопления. Т. 1. Новосибирск, Наука, 1977, с. 192—195.
Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Третье издание. М., Госгеолтехиздат, 1958. 416 с.
Щербина В. Н. Минералого-петрографические и генетические особенности третичных континентальных соленосных и гипсоносных отложений межгорных впадин Тянь-Шаня. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1956. 166 с.
Щербина В. Н. Фациально-литологические изменения калиеносных горизонтов Старобинского месторождения калийных солей.— В кн.: Труды совещания по использованию и обогащению калийных солей Белоруссии. Минск, Изд-во АН БССР, 1961, с. 15—22.
Яншин А. Л. О глубине солеродных бассейнов и некоторых вопросах формирования мощных соляных толщ.— Геол. и геофиз., 1961, № 1, с. 3—15.
Яншин А. Л. Перспективы открытия месторождений калийных солей на территории Сибири.— Геол. и геофиз., 1962, № 10, с. 3—23.
Яншин А. Л. Перспективы и научные проблемы поисков калийного и фосфатного сырья в Сибири.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1964, т. 39, вып. 5, с. 3—30.
Яншин А. Л. Основные проблемы соленакопления.— В кн.: Проблемы соленакопления. Т. 1. Новосибирск, Наука, 1977, с. 5—15.
Яншин А. Л., Гарецкий Р. Г. Тектонический анализ мощностей.— В кн.: Методика изучения тектонических структур. Вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 115—319.
Яншин А. Л., Жарков М. Л., Казанский Ю. П. Эволюция осадочного породообразования в истории Земли и связанные с нею закономерности размещения полезных ископаемых.— Геол. и геофиз., 1977, № 11, с. 70—97.
Яржемский Я. Я. Проблемы поисков борного сырья в галогенных толщах СССР.— Сов. геология, 1958, № 7, с. 2—14.
Яржемский Я. Я. Калийные и калиеносные галогенные породы. Новосибирск, Наука, 1967. 136 с.
Adams J. E. Upper Permian Ochoa Series of Delaware basin, West Texas and southeastern New Mexico.— Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1944, vol. 28, p. 1596—1625.
Adams J. E Sime-cyclicity in the Castile evaporite, an Cyclic Sedimentation in the Permian Basin.— Sympos. Midland Tex., West Texas Geol. Soc. Publ., 1967, p. 197—203.
Ahmed S. S. Geology and petroleum prospects in eastern Red Sea.— Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1972, vol. 56, N 4, p. 707—719.
Alling H. L., Briggs L. I. Stratigraphy of Upper Silurian Gayugan evaporites.— Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1961, vol. 45, p. 515—547.
Amiel A. J., Friedman D. M. Continental Sabkha in Arava Valley between Dead Sea and Red Sea: Significance for Origin of Evaporites.— Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull, 1971 N 4, p. 581—592.

Bacoccoli G., Meister E. M. Good oil bet Brazil's east coast.— Oil and Gas. J. 1975, February 10, p. 94—101.
Badham J. P., Stanworth C. W. Evaporites from the Lower Proterozoic of the east Arm, Great Slave Lake.— Nature, 1977, vol. 268, N 5620, p. 516—518.
Bally A. W. Canada's passive continental margins.— A review.— Mar. Geophys. Res., 1976, vol. 2, N 4, p. 327—340.
Barley M. E., Dunlop J. S., Groves J. E., Groves D. I. Sedimentary evidence of an Archaen shallow-water volcanicsedimentary facies easten Pilbara Block, Weatern Australia.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1979, vol. 43, N 1, p. 74—84.
Benavides V. Saline deposits of South America.— In: Saline deposits Geol. Soc. America, Spec. Paper 88, 1968, p. 249—290.
Borchert H. Ozeane Salzlagerstätten. Berlin, Verlag Gebr. Borntraeger, 1959. 237 S.
Borchert H., Muir R. O. Salt deposits — the origin, metamorphism, and deformation of evaporits. London, Van Norstrand Ltd., 1964. 338 S.
Braitsch O. Entstehung und Stoffbestand der Salzlagerstätten.— In: Mineralogie und Petrographie in Einzeldarstellungen. Bd 111. Berlin, Heidelberg, New York, Springer-Verlag, 1962a. 232 S.
Braitsch O. Die Entstehung der Schichtung in rhythmisch geschichteten Evaporiten.— Geol. Rdsch., Stuttgart, 1962b, vol. 52, N 1, S. 405—417.
Brunstrom R. G. W., Walmsley P. J. Permian evaporites in North Sea basin.— Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bul., Tulusa, 1969, vol. 53, N 4, S. 870—883.
Campos C. W. M., Ponte F. C., Miura K. Geology of the Brazilian Continental Margin.— In: The grology of Continental Margins, adited by Burk and Drake, New York, Springer-Verlag, 1974, p. 447—462.
Culbertson W. C. Trona in The Wilkins Reak Member of the Green River Formation, southwestern Wyoming.— In: U. S. Geol. Survey Prof. Paper 550-B, 1966, p. B159—B164.
Decima A., Wezel F. Late miocene evaporites of the Central Sicikian Basin.— In: Reports of Deep Sea Drill. Proj. Vol. 12, 1973, p. 1234—1240.
Deffeyes K. S., Lucia F. J., Wey P. K. Dolomitization: observations on the Island of Bonaire, Netherlands Antilles.— Science, 1964, vol. 143, N 3607, p. 678—679.
DeRuiter P. A. C. The Gabon and Congo Basins Salt Deposits.— Economic Geology, 1979, vol. 74, N 2, p. 419—431.
Dingel R. V. A review of the Sedimentari History of some post Permian Continental Margins of Atlantic Type.— An Acad. bras. Ciens., 1976, N 48 (Supl.), p. 67—80.
El-Shinnawi M. A., Elzarka M. H. Lithofacies and geologic setting of subsurface Miocene succession in the southern sector of Gulf of Suez, Egypt.— Journ. of Geol. Soc. of Iraq, 1977, vol. X, p. 99—135.
Eriksson K. A. Tidal flat and subtidal sedimentation in the 2250 m. y. Malmani Dolomite, Transvaal, South Africa.— Sediment. Geol., 1977, vol. 18, N 1—3, p. 223—224.
Floridia S., Perthuisot J.-P. Une serie saline flandrienne: la sebkha el Kebira de Zarzis.— C. r. Acad. Sci., 1970, D 270, N 13, p. 1668—1671.
Frazier S. B. Adjacent structures of Ethiopia: That portion of Red Sea coast including Dahlak Kebir Island and the Gulf of Zula.— Phil. Trans. Roy. Soc., 1970, A 267, p. 131—141.
Friedman G. M. Significance of Red Sea in problem of evaporites and basinal limestones.— Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bul., Tulsa, 1972, vol. 56, S. 1072—1086.
Hardie L., Eugster H. The depositional Environment of Marine Evaporites: a case of shallow, clastic accumulation.— Sedimentology, 1971, N 16, p. 187—220.
Heybroek F. The Red Sea Miocene Evaporite Basin.— In: Salt Basins Around Africa, L., 1965, p. 17—40.
Hite R. J. Stratigraphy of the saline facies of the Paradox Member of the Hermosa Formation of southeastern Utah and southwestern Colorado.— In: Geology of the Paradox basin fold and fault belt; Four Corners Geol. Soc. 3rd Ann. Field Conf., 1960, p. 86—89.
Holter M. E. The Middle Devonian Prairie Evaporite of Saskatchewan. Sask. Dept. Min. Resources, Rep, 1969, N 123. 134 p.
Holwerda I. G., Hutchinson R. W. Potash-Bearing Evaporites in the Danakil Area, Ethiopia.— Economic geology, 1968, vol. 63, N 2, p. 124—150.
Hsü K. J. Origin of saline giants: A critical review after the discovery of the Mediterranean evaporite. Earth — Sci Rev., 1972, vol. 8, S. 371—396.
Hsü K. J. The origin of the Mediterranean evaporites.— Initial Report Deep Sea Drilling Project, 1973, vol. 13, S. 1203—1228.
Hsü K. J. The Miocene desiccaton of the Mediterranean and its climatical and zoogeographical implications.— Naturwissenschaften, 1974, vol. 61, N 4, p. 137—142.
Hsü K. J., Montadert L. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Vol. 42. Part 1. Washington (U. S. Government Printing Office), 1978. 1248 p.
Illing L., Wells A., Taylor J. Peneconentemporary dolomite in the Persian Gulf.— Soc. Econ. Paleont. Mineralog. Spec. Publ., 1965, N 13, p. 89—111.
Jankowski G., Jung W. Die Ausbildung des Stinkschiefers (Ca 2 St — im südöstlichen Harzvorland.— Geologie Berlin, 1964, vol. 13, N 8, S. 929—941.
Jones C. L. Permian basin potash deposits, South-Western United States.— In: Geology

of Saline Deposits. Proc. Hanover Symp. 1968 (Earth sciences, 7). Unesco. Paris, 1972, p. 201—202.
Jordan H. Neue taxionomische und stratigraphische Ergebnisse mikropaläontologischer Untersuchungen in germanischen Zechsteinbecken unter besonderer Berücksichtigung der Ostracoden.— Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., A, Geol. Paläont., Berlin, 1968, vol. 13, N 2, S. 199—213.
Jung W. Zur Feinstratigraphie der Werraanhydrite (Zechstein 1) im Bereich der Sangerhäuser und Mansfelder Mulde.— Geologie, Berlin, 1958, vol. 7, Beiheft Nr, 24, S. 97.
Jung W. Über Gesteinstypen, Faziesdifferenzierungen und zyklisch — rhytmische Sedimentation im deutsch — polnischen Zechstein.— XXIII. Int. Geol. Congr., Praha, 1968, vol. 8, S. 211—225.
Jung W., Knitzschke G. Kombiniert-feinstratigraphisch-geochemische Untersuchungen der Anhydrite des Zeshstein 1 im SE-Harzvorland.— Geologie, Berlin, 1960, vol. 9, S. 58—72.
Kalinko M. K. Zur Theorie der hypergenvulkanogenesedimentären Entsteung grosszämiger Salzablagerungen.— Zeitschr. angew. Geology, 1972, N 2, B 18, p. 187—196.
Kendall A. Facies Models 11. Continental and Supratidal (Sabkha) Evaporites, Geosci. Canad., 1978, vol. 5, N 2, c. 66—78.
Kinsman D. Gypsum and anhydrite of Recent age, Trucial Coast, Persian Gulf.— Secon Symp. on Salt, 1966, N 1, p. 302—326.
Kinsman D. Modes of formation, sedimentary association and diagenesis of shallow water and supratidal evaporites.— Amer. Assoc. Petrol. Ceol. Bull., 1969, N 53, p. 830—840.
Knüpfer J. Mikrossilien (Ostracoden) aus dem unteren Teil des Zechstein von Rügen.— Freib.— Forschungsh., 1967, C 213, S. 73—87.
Korenevskij S. M., Poborski J. Distinctness of the Zechstein profile within the marginal Basin of Gdansk — Kaliningrad Bay, Poland and USSP.— Symposium on Central European Permian, abstracts, Warszawa, 1978, S. 24.
Kroenlein G. A. Salt, potash, and anhydrite in Castilo Formation of southeast New Mexico. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1939, vol. 23, p. 1682—1693.
Krumbein W. C. Occurrence and lithologic associations of evaporites in the United States.— J. of Sediment. Petrol., 1951, vol. 21, N 2, p. 63—81.
Kubica B. Charakterystyka litologiczna miocenskich Osadow chemiczhych widlach Wisly i Sanu.— Prezgl. geol., 1965, t. 13, N 6, p. 247—252.
Kudryavtsev N. A. Evaporites and Petroleu.— Bul. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 55, 1971, vol. 11, p. 2033—2038.
Kühn R. Tiefenberechnung des Zechsteinmeeres nach dem Bromgehalt der Salze.— Z. dt. Geol. Ges., Hannoverm 1955, vol. 105, S. 646—663.
Kulke H. Le Rocher de sel de Djelfa (Atlas saharien algerien). Geologie et morphologie.— Bul. Soc. hist. natur. Afr. Nord., 1973, vol. 63, N 3—4, p. 81—134.
Langer M. Die Bedeutung der Algen für die Gliederund des Zechsteinkalks (Ca1) in Beckenfazies und für die Korrelation mit den Zechsteinriffen.— Z. Angew. Geol., Berlin, 1977, vol. 23, N 2, S. 83—87.
Leake B. E., Farrow C. M., Townend R. A pre-2,000 billion old granulite facies metamorphosed evaporite from Caraiba, Brasil?— Nature, 1979, vol. 227, N 5691, p. 49—50.
Leenhardt O. Distribution and thickhess of the Messinian evaporites in the Western Mediterranean.— Messinian events Mediterranean. Amsterdam — London, 1973, p. 39—43.
Leyden R., Damuth J. E., Ongley L. K., Kosteski J., Van Stevenick W. Salt Diapirs on San Paulo Plateau, Southeastern Brazilian Continental Margin.— Amer. Assoc. of Petrol. Geol. Bull., 1978, vol. 62, N 4, p. 657—666.
Lipman P. W., Prostka H. J., Christiansen R. L. Genozoic volcanism of the Western United States. 1. Early and Middle Cenozoic.— Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1972, vol. 271, N 1213, p. 217—248.
Löffler J. Zur Problematik der Hartsalzentehung.— Ber. der Geolog. Gesellsh., Band 6, 1962, S. 228—245.
Lowenstam H. A. Niagaran reets of the Great Lakes area.— J. Geology, 1950, vol. 58, S. 430—487.
Matthews R. D. The Origin of Silurian Potash in the Michigan Basin.— In: Abstracts with Programs, Geol. Soc. America, North-Central Section Fourth Annual Meeting. Vol. 2, N 6, 1970. 124 p.
McClay K. R., Carlile D. G. Midproterozoic sulphate evaporites at Mount Isa mine, Queensland, Australia.— Nature, 1978, vol. 274, N 5668, p. 240—241.
McKenzie D. Plate tectonics of Mediterranean region.— Nature 1970, vol. 226, p. 239—243.
Meier R. Beitrag zur Geologie des Kaliflözes Stassfurt (Zechstein 2).— Geologie, 1969, vol. 65, S. 1—99.
Meier R. Zu einigen Sedimentgefügen der Werra — Sulfate (Zechstein 1) am Osthang der Eichsfeldschwelle.— Z. geol. Wiss., Berlin, 1975 a, vol. 3, N 10, S. 1333—1347.
Meier R. Generelle Aspekte eines flobalen Vergleiches grosser Salinarvorkommen und ihre

Beziehungen zur Beckengenese.— Contributions to the Intern. Geodyn. Proj. in the German Democratic. Berlin, 1975b, S. 39.
Meier R. Turbidite und Olistostrome — Sedimentationsphänomene des Werra — Sulfats (Zechstein 1) am Osthang der Eichsfeld — Schwelle im Gebiet des Südharzes.— Veröff. Zentralinst. Phys. d. Erde, Potsdam, 1977, vol. 50, S. 45.
Merabet O., Popov A. Les bassins saliferes de l'Algerie.— Geol. Saline Deposits. Proc. Hanover Symp. 1968, Paris, 1972, p. 173—181.
Montadert L., Winnock E., Delteil J. R., Gran G. Continental Margins of Galicia — Portugal and Bay of Biscau.— In: Geology of Continental Margins, adited by Burk and Drake, New York, Springer — Verlag, 1974, p. 323—342.
Nemec H., Nemec W., Porebski S. J. Weissliegendes Sandstones: A transition from fluvial — acolian to shallow — marine Sedimentation (Permian of the Fore — Sudetic monocline).— Rocz. Pol. Tow. Geol., Kraków, 1978, vol. XLVIII, N 1, S. 73—97.
Nesteroff W. D. Un modele pour les evaporites messiniennes mediterranee: des bassins peu profonds avec depot d'evaporites lagunaires.— Messinian events Mediterranean. Amsterdam — London, 1973, p. 68—81.
Oriel S. S. e. a. West Texas Permian basin region, Chapter C.— In: Paleotectonic Investigations of the Permian System in the United States: U. S. Geol. Survey Prof. Paper 515, 1967, p. 21—60.
Peryt T. M., Piatkowski T. S. Stromatolites from the Zechstein limestone (Upper Pepmian) of Poland.— In: Flügel, E.: Fossil algae, Berlin, Heidelberg, New York, Springer-Verlag, 1977, S. 124—135.
Peryt T. M. Sedimentology and paleoccology of the Zechstein limestone (Upper Pepmian) in the Fore-Sudetic area (Western Poland).— Sediment. Geol., Amsterdam, 1978, vol. 20, S. 217—243.
Peterson J. A., Hite R. J. Pennsylvanian Evaporite-Carbonate Cycles and Their Relation to Petroleum Occerrence, Southern Rocky Mountains.— Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 1969, vol. 53, N 4, p. 884—908.
Pettijohn F. J. Sedimentary Rocks. N. Y., 1949. 526 p.
Richter-Bernburg G. Über salinare Serimentation.— Z. dt. geol. Ges., Hannover, 1955, vol. 105, S. 593—645.
Richter-Bernburg G. Zeitmessung geologischer Vorgänge nach Warven Korrelation.— Geol. Rdsch., Stuttgart, 1960, vol. 49, N 1, S. 132—148.
Richter-Bernburg J. Facies and Paleongeography of the Messinian Evaporites in Sicily.— In: Messinian events in Mediterranean, Amsterdam, 1973, p. 124—141.
Rona P. A. Salt deposits of the Atlantic.— An Acad. bras. Ciens., 1976, vol. (Supl.), p. 265—274.
Rösler H. J., Koch K. Salzmikroskopie. Bergakademie, 1968. 118 S.
Salvan H. M. Les niveaux saliferes marocaines, leurs caracteristiques et leurs problemes.— Geol. Saline Deposits. Proc. Hanover Symp. 1968, Paris, 1972, p. 147—159.
Sheridan R. E. Atlantic Continental Margin of North America.— In: The geology of Continental Margins, adited by Burk and Drake, New York, Springer — Verlsg, 1974, p. 391—408.
Schlager W., Bolz H. Clastic accumulation of sulphate evaporites.— J. Sediment. Petrol., 1977, S. 600—609.
Schmalz R. E. Deep water evaporite deposition: A genetic model.— Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bul., Tulsa, 1969, vol. 53, N 4, S. 798—823.
Schreiber B. C., Friedman J. M., Decima A., Schreiber E. Depositional environments of upper miocene (Messinian) evaporite deposits in the Sicilian basin.— Sedimentology, 1976, vol. 23, N 6, p. 729—761.
Schwab G., Nöldeke W., Teschke H.-J., Benek R., Jubitz K.-B., Meier R. Zur Paläomobilität Junger Tafeln, dargestellt am Beispiel der Norddeutsch-Polnischen Senke.— Z. geol. Wiss., Berlin, 1979, vol. 7, N 5, S. 581—700.
Shawkat M., Tucker M. Stromatolites and Sabkha cycles from the lower Fars Formation (Miocene) of Iraq.— Geologische Rundschau, 1978, vol. 67, N 1, p. 1—14.
Siedlencka A. Silicified precambrian evaporite nodules from northern Norway: a preliminary report.— Sediment. Geol., 1976, vol. 16, N 3, p. 161—175.
Siedlencka A. Lower precambrian tidal-flat deposits and algal stromatolites in the Bätfjord Formation, East Finnmark, North Norway.— Sediment. Geol., 1978, vol. 21, N 21, p. 277—310.
Smith D. B., Crosby A. The Regional and Stratigraphic Contex of Zechstein 3 and 4 Potash Deposits in the British Sector of the Southern North Sea and Adjoining Land Areas.— Economic Geology, 1979, vol. 74, N 2, p. 397—408.
Stewart F. H. The petrology of the evaporites of the Eskdale no. 2 boring, east Yorkshire. Part 1.— The Lower Evaporite Bed. Min. Mag., 1949, vol. 28, N 206, p. 621—675.
Stewart F. H. The petrology of the evaporites of the Eskdale no. 2 boring, east Yorkshire. Part 2.— The Middle Evaporite Bed. Min. Mag., 1951_1, vol. 29, N 212, p. 445—475.
Stewart F. H. The petrology of the evaporites of the Eskdale no. 2 boring, east Yorkshire.

Part 3.— The Upper Evaporite Bed. Min. Mag., 1951_2, vol. 29, N 213, p. 557—572.

Stöcklin J. Salt deposits of the Middle East.— Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1968, N 88, p. 157—181.

Szatmari P., Carvalho R. S., Simoes I. A. A Comparison of Evaporite Fasies in the Late Paleozoic Amazon and the Middle Cretaceous South Atlantic Salt Basins. Economic Geology, 1979, vol. 74, N 2, p. 432—447.

Taylor J. C. M., Colter V. S. Zechstein of the English sector of the southern North Sea basin.— In: Woodland A. W. Petroleum and the Continental Shelf of North-West Europe, 1 Geology, London, Applied Sciences Publishers, 1975, S. 249—263.

Tucker M. E. Replaced evaporites from the Late Precambrian of Finnmark, Arctic Norway.— Sediment. Geol., 1976, vol. 16, N 3, p. 193—204.

Wardlaw N. C. Unusual Marike Evaporites with salts of Calcium and Magnesium chloride in Gretaccous Bazias of Sergipe, Brasil.— Economic Geology, 1972, N 67, p. 156—168.

Weise R. W. Alt in Italy.— U. S. Bur. Mines Mineral Trade Notes, 1951, vol. 33, N 3, p. 49—52.

Wilson J. L. Carbonate facies in geologic history. Berlin, Heidelberg, New York. Springer-Verlag, 1973, S. 471.

Woods P. J. E. The geology of Boulby Mine.— Economic Geology, 1979, vol. 74, N 2, p. 409—418.

Young G. M., Long D. G. Carbonate sedimentation in a Late Precambrian shelf sea, Victoria Island, Canadian Arctic Archipelago.— J. Sediment. Petrol., 1977, vol. 47, N 3, p. 943—955.

Zak I., Bentor Y. K. Some new date on the salt deposits of the Dead Sea area, Israel.— In: Geology of saline deposits. Proc. Hanover Symp., 1968 (Earth sciences, 7). Unesco, Paris, 1972, p. 137—146.

СОДЕРЖАНИЕ

М. А. Жарков, В. В. Благовидов, Т. М. Жаркова, Г. А. Мерзляков, А. Л. Яншин. Классификация соленосных формаций по вещественному составу и закономерностям пространственного положения 3
М. П. Фивег. Существуют ли альтернативные теории галогенеза? 22
Ю. В. Баталин, Е. Ф. Станкевич. Гидрохимические типы галогенных формаций и их минерагеническая специализация 31
В. И. Копнин. Динамические типы формирования галогенных формаций . . . 38
М. Г. Валяшко, И. К. Жеребцова. Специфика условий формирования отложений заключительных стадий галогенеза 45
Р. Мейер. О глубине раннецехштейнового солеродного бассейна 48
А. Е. Ходьков, С. В. Ходькова. Годовые и более длительные циклические колебания гидрологического режима и их отражение в породах Верхнекамского месторождения 55
А. Л. Протопопов, Е. В. Петров. Некоторые особенности постседиментационных преобразований калиеносных пород (на примере Верхнекамского и Старобинского месторождений) 59
Р. Г. Осичкина, Х. Н. Тилляходжаев, М. Назарова, М. Муминджанова. Значение микроэлементов при выяснении условий формирования соляных отложений и поисках калийных солей 71
А. И. Азизов, И. Н. Тихвинский. Основные особенности строения, состава и генезиса хлоридных и сульфатных калиеносных формаций 79
Е. Ф. Станкевич, Ю. В. Баталин, Б. С. Касимов, А. Н. Имамеев. Континентальный галогенез и его полезные ископаемые 84
С. К. Кропачева. Сравнительный анализ галогенных сероносных формаций 90
М. Диаров, К. Тухфатов, Г. С. Утарбаев. Основные закономерности галогенного боронакопления в истории Земли 101
А. А. Озол. Закономерности размещения и условия формирования в соленосных отложениях залежей боратов 109
Э. И. Чечель, Я. Г. Машович, Ю. Г. Гилёв, Г. И. Чаузова. Непский калиеносный бассейн Восточной Сибири и условия его формирования 113
С. М. Кореневский. Галогенные формации Русской платформы, их типизация, закономерности размещения и сопутствующая минерализация . . . 122
Ф. И. Ковальский. Галогенная формация соляных куполов Северного Прикаспия 131
И. В. Рубанов. Эволюция неоген-четвертичного галогенеза Средней Азии 134
Л. Г. Ткачук, Д. П. Хрущов. Солеродные бассейны Центрального Паратетиса 140
П. Е. Ефремов. Особенности строения соленосных толщ северной части Месопотамского прогиба 148
Е. Д. Сулиди-Кондратьев, В. В. Козлов. Соленосные формации Северной Африки и Аравии, закономерности их формирования и связанные с ними полезные ископаемые 153
Г. Б. Сальман. Мезозойские солеродные бассейны на шельфах Атлантики 161
Ю. П. Казанский. Физико-химические условия формирования эвапоритов в докембрии 165
Т. М. Жаркова. Классификация пород соленосных формаций 168

Литература 187

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ

Ответственные редакторы
Александр Леонидович Яншин, Михаил Абрамович Жарков

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства *А. М. Самсоненко*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *А. Г. Иерх*
Технический редактор *Г. И. Шмакова*
Корректоры *В. К. Чичельник, Е. Н. Зимина*

ИБ № 10925

Сдано в набор 30.07.80. Подписано к печати 28.07.81. МН-06575. Формат 70 × 108$^{1}/_{16}$. Бумага типографская № 1. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 18,2. Усл. кр-отт. 18,7. Уч.-изд. л. 18,5. Тираж 1050 экз. Заказ 245. Цена 2 р. 70 к.

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

УДК 012.551.31 : 552.53

Классификация соленосных формаций по вещественному составу и закономерностям пространственного положения. Жарков М. А., Благовидов В. В., Жаркова Т. М., Мерзляков Г. А., Яншин А. Л. Основные проблемы соленакопления. Новосибирск, Наука, 1981.

На основе анализа особенностей пространственного положения и состава более чем ста соленосных формаций различных регионов Земли разработана классификация соленосных формаций среди окружающих осадочных серий, намечаются наиболее высокие классификационные подразделения — группы и подгруппы. По составу слагающих соленосные формации пород их удается подразделить на 14 семейств, объединенных в 3 класса: хлоридный, хлоридно-сульфатный и хлоридно-карбонатный.

Установлено, что соленосные формации хлоридного класса характерны для довольно широкого возрастного диапазона, от кембрия до четвертичного времени, тогда как хлоридно-сульфатные формации появляются только с верхнего палеозоя, а хлоридно-карбонатные известны с палеогена. Библ. 24, ил. 5.

УДК 553.061

Существуют ли альтернативные теории галогенеза? Фивег М. Н. Основные проблемы соленакопления. Новосибирск, Наука, 1981.

Некоторые ученые отрицают участие океанических и поверхностных вод в водно-солевом балансе солеродных водоемов, обязательное положение этих водоемов в аридных климатических условиях и ведущую роль солнечного испарения в галогенезе.

Критическое рассмотрение концепций, выдвигаемых сторонниками глубинного происхождения соленосных формаций, позволяет убедиться в несостоятельности этих концепций, объяснить закономерности строения и состава галогенных толщ.

На основании проведенного анализа делается вывод о том, что в настоящее время не существует альтернативных теорий галогенеза. Библ. 32.

УДК 553.631+553.632

Гидрохимические типы галогенных формаций и их минерагеническая специализация. Баталин Ю. В., Станкевич Е. Ф. Основные проблемы соленакопления. Новосибирск, Наука, 1981.

Главную генетическую и минерагеническую сущность галогенных формаций отражают специфические хемогенные и особенно соляные породы, составляющие их литолого-фациальную основу. Для галогенных формаций устанавливается, что все основные виды соляных и соленосных пород, их парагенетические комплексы (сообщества, наборы) в полной мере отражают состав и типы минеральных ассоциаций соляных эвапоритов, а следовательно, и гидрохимические типы вод и рассолов бассейнов эвапоритовой седиментации. Исходя из этого, детально обосновывается выделение четырех типов галогенных формаций: содового, сульфатного, сульфатно-хлоридного и хлоридного.

Выделение типов галогенных формаций проводится на основе вещественного состава соляных и вмещающих их пород и тесно увязано с типами галогенеза и гидрохимическими типами исходных вод. Библ. 16.

УДК 553.631+553.632 : 553.2

Динамические типы формирования галогенных формаций. Коплин В. И. Основные проблемы соленакопления. Новосибирск, Наука, 1981.

Поскольку осадочный процесс контролируется законом компенсирующей седиментации, циклы соленосных толщ представляют собой компенсационные ритмы. По характеру реализации закона компенсирующей седиментации можно выделить 4 динамических типа галогенных формаций или их составных частей: равномерно-компенсационный, ритмично-компенсационный, объемно-компенсационный и наложенно-компенсационный. Библ. 31, табл. 2.

УДК 553.631+553.632 : 551.8

Специфика условий формирования отложений заключительных стадий галогенеза. Валяшко М. Г., Жеребцова И. К. Основные проблемы соленакопления. Новосибирск, Наука, 1981.

Определяющее условие формирования отложений заключительных фаз галогенеза — неравномерное прогибание дна бассейна на стадии кристаллизации калийных солей. Дифференциация соляных минералов по площади Прикаспийского солеродного бассейна позволяет наметить направление миграции зоны максимального прогибания от Баскунчакской структуры к Эльтонскому месторождению и далее к Приволжской моноклинали и Светлоярской площади. Изучение поведения микроэлементов (брома, рубидия) в калийно-магниевых минералах соляных отложений позволяет объективно охарактеризовать глубину стадии испарения рассолов. Высокие значения бром-хлорных отложений (20—24%) в бишофитах Светлоярской площади свидетельствуют о том, что здесь располагался бассейн сбора и кристаллизации солей конечных фаз эвтонических рассолов. Библ. 4, табл. 1.

УДК 553.622 : 551.8(4)

О глубине раннецехштейнового солеродного бассейна. Мейер Р. Основные проблемы соленакопления. Новосибирск, Наука, 1981.

Выясняется история развития цехштейнового солеродного бассейна в стадию всеобщего погружения Среднеевропейского прогиба, когда тектонический режим способствовал образованию глубоководных зон седиментации. Показывается, что состав и строение цехштейновых отложений однозначно указывают на их накопление в мелководных условиях. Предлагается модель осадконакопления, согласно которой формирование осадков в цехштейновом бассейне происходило при регулярном понижении уровня поверхности рассолов при их испарении и поступлении морских вод нормальной солености. Библ. 32, ил. 3.

УДК 553.632(470.53)

Годовые и более длительные циклические колебания гидрологического режима и их отражение в породах Верхнекамского месторождения. **Ходьков А. Г., Ходькова С. В.** Основные проблемы соленакопления. Новосибирск, Наука, 1981.

Верхнекамское месторождение калийных солей сложено циклически сменяющими друг друга слоистыми породами. Система циклов состоит из нескольких, охватывающих друг друга порядков. Расположение галитовых, сильвиновых и карналлитовых прослоев в годовом слое (элементарный цикл) точно соответствует условиям и порядку концентрирования и сгущения рапы в годовом цикле поверхностного водоема и является прямым доказательством равномерно действующего на испарительную площадь водного зеркала солнечного испарения как единственной причины сгущения рапы и кристаллизации солей. Литологической цикличностью документируется и гидрологическая цикличность истории солеродного бассейна, главная роль в которой принадлежит процессам высаливания, возникающим при взаимодействии рапы с донным осадком.

УДК 553.632(470.53)

Некоторые особенности постседиментационных преобразований калиеносных пород (на примере Верхнекамского и Старобинского месторождений). **Протопопов А. Л., Петров Е. В.** Основные проблемы соленакопления. Новосибирск, Наука, 1981.

На основе изучения количественных взаимоотношений солевых минералов в объеме сезонного прослоя, изменчивости минерального состава обусловленной колебаниями климатических и тектонических условий, изменчивости текстурно-структурного облика пород в пределах отдельных стратиграфических подразделений, характера взаимоотношения минералов друг с другом, закономерностей изменения окраски минералов и микровключений, а также геохимических показателей условий седиментации и преобразований намечен последовательный и закономерный набор постседиментационных изменений, отражающих эволюцию калиеносного осадка — породы за геологическое время. Разработана номенклатурно-классификационная шкала седиментационных и производных от них постседиментационных калиеносных пород. Библ. 12, ил. 12, табл. 1.

УДК 553.631+553.632 : 553.211.24

Значение микроэлементов при выяснении условий формирования соляных отложений и поисках калийных солей. **Осичкина Р. Г., Тилляходжаев Х. Н., Назаров М., Муминджанова М.** Основные проблемы соленакопления. Новосибирск, Наука, 1981.

Характерная особенность соляных отложений гаурданской свиты — низкое содержание брома. Дефицит брома по сравнению с нормальными содержаниями для минералов, кристаллизующихся при испарении морской воды, составляет 60—80%. Сопоставление материалов по содержанию и распределению микроэлементов, изоморфно входящих в кристаллические решетки солей, дает четко выраженную инверсионную зависимость: чем больше степень обогащения их рубидием и цезием, тем выше степень обеднения бромом. Такая картина свидетельствует об интенсивных вторичных преобразованиях соляных пород, которые проявились как в дисцендентном переотложении солей, так и в инконгруэнтном разложении карналлита, что и привело к значительным потерям брома. Библ. 21, табл. 1.

УДК 553.632 : 553.2

Основные особенности строения, состава и генезиса хлоридных и сульфатных калиеносных формаций. **Азизов А. И., Тихвинский И. Н.** Основные проблемы соленакопления. Новосибирск, Наука, 1981.

Сульфатные и хлоридные калиеносные формации весьма различны по своему строению. Для сульфатных характерно распространение калийной минерализации почти по всему разрезу, а калиеносные циклы начинаются с пластов ангидрита. Хлоридные толщи представляют собой один мощный цикл, в котором калийные пласты группируются в одну калиеносную мегазону, расположенную в верхней части мегацикла. Сульфатные толщи формировались в относительно мелководных, а хлоридные — в глубоководных (на первых этапах развития) бассейнах. Сульфатные бассейны питались в основном океаническими водами и частично гипергенными водами суши, а хлоридные, кроме того, и хлоркальциевыми рассолами подземного происхождения. Библ. 9.

УДК 552.53 : 553.068.24

Континентальный галогенез и его полезные ископаемые. **Станкевич Е. Ф., Баталин Ю. В., Касимов Б. С., Имамеев А. Н.** Основные проблемы соленакопления. Новосибирск, Наука, 1981.

Масштабы континентального соленакопления определяются размером бассейнов седиментации, величиной водно-солевого стока, характером структурно-геологического строения водосборной площади, ландшафтные — климатическими условиями и длительностью галогенеза. Наиболее благоприятные условия для соленакопления создаются при питании солеродных бассейнов водными потоками, выносящими меньше взвешенных частиц по сравнению с растворенными солями. Показательны в этом смысле водосборные площади умеренной и тропической гумидной зоны. Континентальные соленосные отложения по ареалам соляных пород, породообразующим минералам и комплексу связанных с ними полезных ископаемых более разнообразны, чем соленосные отложения морского происхождения. В современных соляных озерах и их отложениях хорошо выражены континентальные галогенные образования всех гидрохимических типов. Библ. 20, табл. 2.

УДК 553.661 : 553.635

Сравнительный анализ галогенных сероносных формаций. Кропачева С. К. Основные проблемы соленакопления. Новосибирск, Наука, 1981.

Серные месторождения приурочены не к любым отложениям эвапоритов, а только к тем, формирование которых было связано субаэральными или очень мелководными субаквальными условиями. Для мелкомасштабных прогнозов месторождений серы благоприятны морские полноразвитые галогенные формации. Эти месторождения относятся к первому и второму типам по классификации Крумбейта, подстилаются всегда морскими, а перекрываются как морскими, так и континентальными красноцветными отложениями. Серные месторождения сосредоточены в пределах периферийных комплексов формаций, где отсутствуют горизонты растворимых солей. Библ. 40, ил. 1, табл. 2.

УДК 553.637

Основные закономерности галогенного боронакопления в истории Земли. Диаров М., Тухфатов К., Утарбаев Г. С. Основные проблемы соленакопления. Новосибирск, Наука, 1981.

Месторождения бора галогенных формаций приурочены к подвижным участкам структурно-фациальных зон, подвергшимся длительным прогибаниям. Бор в значительных количествах накапливался на территории крупных солеродных бассейнов с полным циклом осадков. Бораты выпадали в осадок вместе с солями магния и кальция. Кристаллизация боратов на более высоких стадиях галогенеза происходила в процессе прогрессирующего осолонения и еще более интенсивно при поступлении в солеродный бассейн метаморфизующих рассолов, содержащих кальций. Из бороносодержащих рассолов бораты осаждались на стадиях садки калийных солей, при смешении рассолов с метаморфизующими растворами. В осадок различные бораты выпадают совместно с ангидритом, каменной солью, полигалитом, кизеритом и сильвином.

В галогенных формациях с хлоридным типом разреза значительные скопления бора отсутствуют. Библ. 10, табл. 1.

УДК 552.53+553.637

Закономерности размещения и условия формирования в соленосных отложениях залежей боратов. Озол А. А. Основные проблемы соленакопления. Новосибирск, Наука, 1981.

В истории Земли намечаются две главные эпохи экзогенного рудообразования бора: пермская и неогеновая. В залежах боратов, приуроченных к соленосным отложениям пермского и неогенового возраста, четко проявлены признаки его полигенной природы. Месторождения В представляют собой аномалии, возникшие в результате действия нескольких рудоконтролирующих факторов. Наиболее благоприятное сочетание этих факторов создавалось в солеродных бассейнах, располагающихся вблизи или в пределах орогенных поясов окраинно-континентального вулканизма: пермских — вблизи позднепалеозойского Евразийского, а неогеновых — в пределах Тихоокеанского и Альпийско-Гималайского поясов. Несомненно, что вулканическая и сопровождающая ее гидротермальная деятельность оказывала особо важное влияние на рудообразование боратов. Библ. 8.

УДК 553.632(571.53)

Непский калиеносный бассейн Восточной Сибири и условия его формирования. Чечель Э. И., Машович Я. Г., Гилея Ю. Г., Чаузова Г. И. Основные проблемы соленакопления. Новосибирск, Наука, 1981.

Одним из наиболее перспективных районов на юге Сибирской платформы для обнаружения месторождений калийных солей является Непско-Тунгусское междуречье, охватывающее зону Непских дислокаций. Соленосные толщи приурочены здесь к усольской, бельской и ангарской свитам раннекембрийского возраста. По данным промысловой геофизики, калийные горизонты установлены в составе одиннадцатой соленосной пачки усольской свиты, шестой, третьей и второй пачек ангарской свиты. Наибольшее количество пластов калийных солей приурочено к шестой соленосной пачке, расположенной в основании ангарской свиты. Калиеносный горизонт имеет мощность от 1,5 м в окраинах Суриндо-Таженского прогиба до 126 м в его внутренних частях, где суммарная мощность калийных пластов достигает 93 м. Прогнозные запасы по бассейну для сильвина составляют 4,8 млрд. т, а для карналлита — 5,9 млрд. т. Библ. 10, ил. 5.

УДК 553.631+553.632(47)

Галогенные формации Русской платформы, их типизация, закономерности размещения и сопутствующая минерализация. Кореневский С. М. Основные проблемы соленакопления. Новосибирск, Наука, 1981.

В осадочном чехле Русской платформы галогенез проявляется в отложениях ордовика, силура, девона, карбона, перми, юры и неогена. По степени завершенности циклов галогенной седиментации выделяются гипсоносные, соленосные и калиеносные галогенные формации. Ордовикские и силурийские формации — гипсово-доломитовые. Средне- и позднедевонский галогенез представлен соле- и калиеносными формациями. В каменноугольных отложениях установлены гипсоносные формации. Пермская эпоха характеризуется мощными калиеносными формациями. Послепалеозойские галогенные формации включают юрскую ангидрит-карбонатную Львовской и Молдавской впадин и неогеновые калиеносные и соленосные формации Предкарпатского прогиба.

Рассмотрена минералогическая специфика этих формаций. Библ. 10, табл. 1.

УДК 553.632+553.631 : 551.247.1

Галогенная формация соляных куполов Северного Прикаспия. Ковальский Ф. И. Основные проблемы соленакопления. Новосибирск, Наука, 1981.

На территории собственно Прикаспийской впадины и на площади ее внешнего (платформенного) обрамления в период соленакопления и после завершения галогенеза проявились тектонические движения, резко отличные по своему характеру и масштабу. Это привело к образованию в Северном Прикаспии реально существующих галогенных формаций — платформенного типа и солянокупольной. Солянокупольная формация отличается от платформенной не только степенью и характером дислоцированности соленосных отложений, но и обликом калийно-магниевых солей. В частности, складчатые дислокации вызвали разложение карналлита и замещение его вторичным сильвинитом. Библ. 7.

УДК 552.53 : 551.782(925.2)

Эволюция неоген-четвертичного галогенеза Средней Азии. Рубанов И. В. Основные проблемы соленакопления. Новосибирск, Наука, 1981.

На примере неоген-четвертичных соляных формаций Средней Азии отчетливо видна эволюция континентального галогенеза, обусловленная постепенной аридизацией климата на фоне общего поднятия суши. В начале неогена в условиях высоких среднегодовых температур сухих субтропиков, в соляных озерах межгорных депрессий Тянь-Шаня осаждались преимущественно глауберит и галит. Вследствие высоких среднегодовых температур в это время мирабилит не накапливался. Постепенно (с конца неогена и до ныне) понижение зимних температур, при сохранении высоких летних, привело к массовому осаждению в соляных озерах мирабилита и астраханита. Лучше всего мирабилит сохранялся на дне глубоких впадин, или в небольших плоских блюдцеобразных понижениях, где происходило быстрое испарение рапы с выпадением слоя мирабилита, изолируемого сверху пушонкой тенардита. Библ. 22, табл. 1.

УДК 553.63 : 234(372.3/4, 421.1/2)

Солеродные бассейны Центрального Паратетиса. Ткачук Л. Г., Хрущов Д. П. Основные проблемы соленакопления. Новосибирск, Наука, 1981.

На основании методики литологического дифференцирования соленосных толщ проведена корреляция галогенных формаций Предкарпатья как единой геологической структуры, а также синхронных отложений смежных геологических регионов Болгарии, Чехословакии и Австрии. По данным биостратиграфических характеристик межсолевых, подсолевых и перекрывающих толщ, а также несоленосных аналогов эвапоритовых отложений, установлен возраст соленосных свит и серий. В результате использования галогенных горизонтов как реперных определено положение в стратиграфическом разрезе некоторых немых терригенных свит и серий. Библ. 2, ил. 1, табл. 2.

УДК 552.53(5—011)

Особенности строения соленосных толщ северной части Месопотамского прогиба. Ефремов П. Е. Основные проблемы соленакопления. Новосибирск, Наука, 1981.

В северной части Месопотамского прогиба соленосные отложения установлены в среднем (свита нижний фарс) и нижнем (свита диббоне) миоцене. На крайнем юго-востоке Ирака известны верхнеюрские соленосные отложения (свита готния). Нижний фарс представлен 600—700-метровой толщей, нижняя часть (300—400 м) сложена гипсами и ангидритами с мощными линзами (суммарной мощностью до 200—245 м) каменной соли и отдельными прослоями доломитов и известняков. Верхняя часть свиты (250—300 м) представлена гипсами и ангидритами с прослоями мергелей, известняков, алевролитов и аргиллитов. Соленосные отложения свиты дибботе на территории Ирака имеют небольшую мощность (суммарная мощность солей до 10 м) и площадь распространения, приуроченную к взбросово-сбросовой зоне прогиба. Верхнеюрские соленосные отложения свиты готния образуют погребенные соляные купола на глубинах свыше 4000 м, распространены они в южных районах Ирака вблизи северо-западного побережья Персидского залива. Ил. 3.

УДК 552.53(53+67+61)

Соленосные формации Северной Африки и Аравии, закономерности их формирования и связанные с ними полезные ископаемые. Сулиди-Кондратьев Е. Д., Козлов В. В. Основные проблемы соленакопления. Новосибирск, Наука, 1981.

В пределах Сахарской и Аравийской плит, Атласской складчатой области, Месопотамского прогиба и миогеосинклинали Внешнего Загроса обособляются следующие соленосные толщи: вендская, триасовая, сенонская, миоценовая и четвертичная. Вендские солевые отложения представлены серией Ормуз, залегающей в основании осадочного чехла Аравийской плиты и слагающей крупные соляные купола из акватории Персидского залива и Ормузского пролива. Триасовый солеродный бассейн располагается в пределах Атласской области и Северной Сахары. Соленосная толща (мощностью 600—900 м) содержит горизонт калийных солей. В сеноне в пределах Сахары существовало два солеродных бассейна — Уэд-Миа (мощностью солей до 180 м) и Бешар (две соленосные толщи суммарной мощностью до 685 м). Миоценовая эпоха представлена соленосными толщами Месопотамского и Средиземноморского бассейнов. В четвертичное время соленакопление связано с озерами Северной Африки и Аравии. Библ. 16, ил. 3, табл. 1.

УДК 552.53(261/264)

Мезозойские солеродные бассейны на шельфах Атлантики. С а л ь м а н Г. Б. Основные проблемы соленакопления. Новосибирск, Наука, 1981.

В Атлантическом океане в пределах континентальных окраин широко развиты погребенные впадины. К центральным частям некоторых из них приурочены соленосные толщи мезозойского возраста. Приуроченность одновозрастных толщ к южному и северному сегментам Атлантического океана и четкая биполярность распространения одновозрастных толщ относительно осевой зоны срединно-океанического хребта используется некоторыми исследователями как доказательство достоверности гипотезы дрейфа континентов. Однако соленосные толщи в синхронных образованиях известны и в пределах внутренних впадин на континентах, причем широтная зональность солеродных бассейнов сохраняется. Это свидетельствует о выдержанности и постоянстве климатических зон, благоприятных для соленакопления, по обе стороны Атлантики. Библ. 9, ил. 1.

УДК 551.46 : 552

Физико-химические условия формирования эвапоритов в докембрии. К а з а н с к и й Ю. П. Основные проблемы соленакопления. Новосибирск, Наука, 1981.

Анализ распространения эвапоритовых продуктов в докембрии показывает их незначительную роль в осадочных толщах по сравнению с фанерозоем. Это объясняется более высокими термобарическими условиями и более низкими содержаниями в морской воде ионов хлора и сульфата. Выявлено обособление при развитии эвапоритового процесса двух типов хемогенных осадков: открытоморских доломитов в протерозое и глубоководных сульфатно-соляных в конце докембрия. Библ. 20, табл. 2.

УДК 012.552.53

Классификация пород соленосных формаций. Ж а р к о в а Т. М. Основные проблемы соленакопления. Новосибирск, Наука, 1981.

На основе обобщения материалов примерно по 50 соленосным формациям мира все породы подразделяются на формациеопределяющую и формациенеопределяющую группы. Первая объединяет породы, более чем на половину сложенные карбонатными, сульфатными и/или хлоридными минералами, и подразделяется на семь классов (карбонатный, сульфатный, хлоридный, карбонатно-сульфатный, карбонатно-хлоридный, сульфатно-хлоридный и карбонатно-сульфатно-хлоридный) в соответствии с тем, к каким именно минеральным классам относятся породообразующие минералы. В классах выделяются подклассы, отделы, подотделы и ряды семейств в зависимости от того, каким или какими (принятыми в работе) подразделениями (подклассами и отделами) представлены породообразующие минералы. Ряды семейств объединяют семейства пород, каждое из которых характеризуется конкретным минеральным составом и подразделяется по количественному содержанию минералов на подсемейства, ветви, подветви и элементарные группы пород. Основные подразделения формациеопределяющей группы — классы, подклассы, семейства и элементарные группы пород.

Формациенеопределяющая группа пород включает три подгруппы: терригенную, нетерригенную и смешанную. Терригенная подгруппа подразделяется на четыре класса: глинистый, алевро-песчаный, грубообломочный и смешанный терригенный. Нетерригенная подгруппа объединяет фосфатный, боратный и кремнистый классы. Библ. 71, ил. 1, табл. 4.

Для получения книг почтой
заказы просим направлять по адресу:

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97
670005 Баку, ул. Джапаридзе, 13
320005 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24
734001 Душанбе, проспект Ленина, 95
335009 Ереван, ул. Туманяна, 31
664003 Иркутск, ул. Лермонтова, 289
252030 Киев, ул. Ленина, 42
252030 Киев, ул. Пирогова, 2
252142 Киев, проспект Вернадского, 79
252030 Киев, ул. Пирогова, 4
277001 Кишенев, ул. Пирогова, 28
343900 Краматорск, Донецкой обл., ул. Марата, 1
660049 Красноярск, проспект Мира, 84
443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2
192104 Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57
199164 Ленинград, Таможенный пер., 2
196034 Ленинград, В/О, 9 линия, 16
220012 Минск, Ленинский проспект, 72
103009 Москва, ул. Горького, 8
117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7
630076 Новосибирск, Красный проспект, 51
630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22
142292 Пущино, Московской обл., 4 «Академкнига»
620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137
700029 Ташкент, ул. Ленина, 73
700100 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6
634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18
650069 Уфа, ул. Р. Зорге, 10
450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49.

В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»

готовятся к выпуску следующие книги:

Нефтегазоносность регионов древнего соленакопления
Новые данные по геологии, геохимии, подземным водам и полезным ископаемым соленосных бассейнов
Коростелев В. И. Геология и тектоника Южного Верхоянья (к теории миогеосинклиналей)
Особенности строения осадочных формаций
Антощенко-Оленев И. В. История природных обстановок и тектонических движений в позднем кайнозое Западного Забайкалья
Булгатов А. Н. Тектонотип байкалид
Тектоника Сибири т. XI. Строение земной коры Востока СССР в свете современных тектонических концепций.

Книги высылаются наложенным платежом.

Заказы направляйте по адресу:

630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22.

Магазин «Наука»