

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР  
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА НАУЧНО ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ (ВСЕГЕИ)

**ОСНОВЫ МЕТОДИКИ  
ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНОГО  
АНАЛИЗА  
ГИПЕРГЕННО-ИЗМЕНЕННЫХ  
ГАЛОГЕННО-КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩ  
ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ПОИСКОВ  
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

*(МЕТОДИЧЕСКИЕ УКАЗАНИЯ)*

ЛЕНИНГРАД  
1972

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР  
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ (ВСЕГЕИ)

550.8+551.3

ОСНОВЫ МЕТОДИКИ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНОГО  
АНАЛИЗА ГИПЕРГЕННО-ИЗМЕНЕННЫХ ГАЛО-  
ГЕННО-КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ  
ПОИСКОВ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

953

Ленинград  
1972



В работе рассмотрены процессы гипергенных изменений галогенно-карбонатных толщ, обусловленные выводом по следних в гидродинамические зоны замедленного и активного водообмена. Последовательно описаны этапы этих процессов, преобразование пород и взаимосвязанное с ним изменение солевого состава подземных вод на каждом этапе. Охарактеризована роль таких преобразований и их стадий в формировании и разрушении месторождений различных полезных ископаемых (соляных, нефтегазовых, боратов, целестина, самородной серы и др.). Параллельно даны методические указания по распознаванию гипергенных преобразований и их этапов, а также методические приемы соответствующих реконструкций, необходимых для литолого-фацциальных исследований, прогнозирования и поисков полезных ископаемых. Вкратце показана эффективность использования при этом палеогеоморфологических показателей и результатов изучения изотопного состава серы и углерода.

СОСТАВИТЕЛИ: Я. К. ПИСАРЧИК, Г. А. БЕЛЕНИЦКАЯ,  
М. А. МИНАЕВА, Г. А. РУСЕЦКАЯ

## ВВЕДЕНИЕ

Галогенно-карбонатные формации имеют, как известно, достаточно широкое распространение, в частности в СССР, в стратиграфических подразделениях разного возраста. Эти формации включают месторождения многих полезных ископаемых, образование которых связано с различными стадиями литогенеза. Одни из них возникли в процессе седиментации (каменная соль и основная масса месторождений калийных солей, месторождения доломитов, известняков и т.п.). Формирование других месторождений связано с более поздними этапами литогенеза (нефтяные и газовые месторождения и др.). Наконец, месторождения третьей, весьма немаловажной группы, образуются преобладающе в процессе приповерхностного (инфильтрационного) преобразования галогенно-карбонатных толщ и содержащихся в них компонентов, возникших на более ранних стадиях литогенеза. К этой категории относится большинство экзогенных месторождений самородной серы и, видимо, залежей целестина, соответствующие типы месторождений боратов и, вероятно, урановых руд, а также некоторые стратиформные месторождения сульфидных руд.

Процессы, которыми обусловлены преобразования галогенно-карбонатных пород последнего типа и сопряженное с ними возникновение месторождений третьей категории, являются гипергенными.

Последний термин употребляется в литературе в разном значении. К гипергенным преобразованиям мы относим как процессы, происходящие (или происходившие) в приповерхностных частях - зоне выветривания (т.е. в основном в гидродинамической зоне активного водообмена и преимущественно в окислительной обстановке), так и процессы, протекающие в более глубоких горизонтах - в пределах всей зоны проникновения (инфильтрации), хотя бы минимального, при-

поверхностных вод и их смешения с глубинными обычно высоко минерализованными водами (т.е. в гидродинамической зоне замедленного водообмена). В таких нижних горизонтах зоны гипергенеза среда бывает преимущественно восстановительной, и условия здесь соответствуют тем, при которых происходит криптогипергенез (Вассоевич, 1957). С некоторой долей условности совокупность процессов гипергенеза возможно сопоставить с совокупностью процессов, протекающих при приповерхностном преобразовании сульфидных месторождений, как в зоне их окисления, так и цементации.

Процессы гипергенного преобразования осадочных пород мы, вслед за Н.Б.Вассоевичем (1962), считаем важным этапом литогенеза.<sup>х/</sup>

Естественно, что к гипергенезу относятся также все проявления карста (как активного, так и пассивного), широко развитые в галогенно-карбонатных толщах.

В ходе гипергенных процессов может произойти и происходит преобразование и разрушение месторождений полезных ископаемых, сформированных на более ранних стадиях литогенеза (соляных, нефтегазовых и др.), а на конечных этапах гипергенеза — разрушение тех месторождений, которые возникли на его предшествующих стадиях (самородная сера и т.п.).

Изложенное показывает, что прогнозирование и поиски экзогенных месторождений полезных ископаемых, связанных с галогенно-карбонатными формациями, требуют привнесения целого комплекса геологических закономерностей образования этих месторождений и вмещающих их пород, начиная с литолого-фациальных и палеогеографических особенностей осадконакопления, включая обстановки, при которых протекали последующие стадии литогенеза, и наконец последнюю из них, весьма существенную для таких формаций — их гипергенные преобразования.

---

х/ А.И.Перельман (1961, 1968) выделил в зоне гипергенеза две геохимические подзоны, причем нижнюю из них назвал "подзоной катагенеза". На этом основании некоторые исследователи (Юшкин, 1968 и др.) связывают образование метасоматических (по сульфатам) месторождений самородной серы и некоторых других полезных ископаемых, формирующихся в зоне гипергенеза, с процессами катагенеза. Как известно, катагенезом именуется стадия литогенеза, следующая за стадией диагенеза и проявляющаяся в региональной литификации пород под влиянием главным образом усиливающегося давления (Страхов, 1962; Вассоевич, 1962). Поэтому употребление термина "катагенез" применительно к процессам, происходящим в нижних частях зоны гипергенеза, нельзя считать удачным, оно может привести лишь к путанице.

Особая роль гипергенных процессов в преобразовании именно галогенно-карбонатных толщ обусловлена прежде всего вещественным составом пород, слагающих эти толщи, преобладающим среди них компонентов легко растворимых, неустойчивых и химически активных в зоне гипергенеза. С данным обстоятельством связано то значение, которое имеет изучение гипергенных преобразований галогенно-карбонатных толщ не только непосредственно для целей прогнозирования и поисков месторождений соответствующих полезных ископаемых, но и при общегеологических исследованиях.

Несколько забегая вперед, отметим, что конечным продуктом гипергенных преобразований галогенно-карбонатных толщ являются образования, полностью лишенные соляных и сульфатных составляющих и представленные породами преобладающе карбонатного, в значительной мере известкового, состава. В них карбонаты являются по генезису смешанными: с одной стороны, это остаточные первичные отложения (входившие в исходную галогенно-карбонатную толщу в виде слоев, прослоев, линз и примеси в галогенных отложениях), а с другой — это в большой степени новообразования, возникшие в результате гипергенной кальцитизации отложений и карбонатного (кальцитового) метасоматоза по галогенным составляющим.

Этого рода гипергенные образования — "шляпы" — известны во многих регионах распространения галогенно-карбонатных формаций различного возраста. Они установлены в приповерхностной зоне в южном и западном обрамлении Сибирской платформы, в некоторых крайних частях Русской платформы, в верхних частях солянокупольных структур Урало-Эмбенского региона и др. За пределами СССР к ним относятся кальцитовые (или серно-кальцитовые) кепроки солянокупольных структур Мексиканского побережья и др. Так как с соответствующими частями зоны гипергенеза может быть связано возникновение упомянутых выше месторождений третьей категории, то важность установления и выявления генетической природы всех минеральных составляющих пород, слагающих такие "шляпы", несомненна.

Однако расшифровка условий образования пород подобных "шляп" по их теперешнему составу может быть достаточно трудной. В связи с этим такие зоны (и процессы) нередко не опознаются при геологических исследованиях и слагающие их карбонатные породы ошибочно принимаются полностью за первичные седиментационные (лишь перекристаллизованные) отложения. Естественно, что прогнозирова-

ние в этих случаях сильно затруднено, а направление поисковых работ может быть ошибочным или же они вообще не производятся.

Кроме того, недоучет гипергенных изменений галогенно-карбонатных толщ может привести к ошибкам в вопросах стратиграфии и корреляции разрезов.

С таким недоучетом сопряжены также значительные погрешности, а порой и принципиально неверные построения при составлении литолого-фациальных и палеогеографических карт, особенно крупномасштабных. Примеры данного рода ошибок и искажений отчасти освещены нами в ряде публикаций (Писарчик, 1963 и др.). К рассмотрению некоторых из них мы вернемся в дальнейшем. Важно, что в результате таких ошибок создается ложное представление о составе и даже о мощностях отложений, слагающих отдельные подразделения на глубине (вне зоны гипергенеза), о фациальных особенностях бассейнов седиментации, истории формирования отложений и геологическом развитии изучаемого региона в целом. Весьма существенно, что с этим может быть сопряжена неправильная оценка данного региона или его части в отношении прогнозов на весь комплекс указанных выше экзогенных полезных ископаемых.

Основными факторами, определяющими начало и ход развития гипергенеза галогенно-карбонатных толщ, являются: 1) тектонический режим и структурные особенности регионов; 2) геоморфологические особенности (современные и древние) континентальных этапов развития территории и связанного с ними возможного размыва непроницаемых покровов и дренажа подстилающих их галогенно-карбонатных толщ; 3) положение базисов эрозии (главного и местных) и их изменение во время таких континентальных этапов; 4) современные и древние гидрогеологические (гидрохимические и гидродинамические) условия; 5) степень проницаемости отложений толщи и характер строения ее разреза, включая его насыщенность соляными и сульфатными породами, а также наличие в разрезе толщи карбонатных слоев и пачек, являющихся обычно водоносными горизонтами; 6) нефтегазоносность региона и т.п.

Только с учетом всех этих факторов, т.е. на базе комплексного исследования, можно воссоздать историю формирования зоны гипергенеза, выявить закономерности ее развития и судить о вероятности возникновения в данной толще при гипергенезе (современном или древнем) концентраций тех или иных полезных ископаемых и о воз-

возможности их консервации от разрушающего воздействия приповерхностных агентов в зоне активного водообмена. Естественно, что при этом имеется в виду знание исследователем общих генетических, в том числе геохимических и гидрогеохимических, закономерностей процесса гипергенеза в галогенно-карбонатных толщах и особенностей образования месторождений данного полезного ископаемого, сопутствующих ему парагенетических ассоциаций и т.п. Необходимо также четкое понимание условий осадконакопления и всех стадий литогенеза отложений, слагающих эти толщи.

## 1. ОБЩИЙ ХОД ПРОЦЕССОВ ГИПЕРГЕНЕЗА В ГАЛОГЕННО-КАРБОНАТНОЙ ТОЛЩЕ И МЕТОДИЧЕСКИЕ УКАЗАНИЯ ПО ИХ РАСПОЗНАВАНИЮ

Гипергенные преобразования галогенно-карбонатных формаций начнутся в том случае, если отложения выводятся (в результате дренажа) из зоны практически застойных вод. Как известно, в этой зоне (т.е. в зоне весьма затрудненного водообмена) в галогенно-карбонатных толщах развиты рассолы весьма крепкие (с минерализацией 320-500 г/л) и местами предельно насыщенные (с минерализацией более 500 г/л) хлоридно-кальциевого или хлоридно-натриево-кальциевого состава, обычно бессульфатные. Такие рассолы насыщены по отношению не только к NaCl, но даже к хлоридам калия, и растворения этих компонентов во вмещающих породах не происходит. Здесь существует относительное равновесие в системе порода - вода - газ.

При выводе данной толщи и ее водоносных горизонтов в зону про-нижновения инфильтрационных вод происходит некоторое снижение степени минерализации рассолов. Это нарушает существовавшее равновесие в системе порода - вода - газ, обуславливает растворение тех или иных компонентов вмещающих пород, возникновение новообразований и т.п., т.е. начало процессов гипергенеза.

Общая последовательность растворения минеральных составляющих галогенно-карбонатной толщи в условиях снижающейся солености рассолов при гипергенезе в основном находится в прямой зависимости от растворимости этих составляющих <sup>X/</sup> и обратна той последовательности, которая имеет место при седиментогенезе. Если при осадконакоплении в условиях нарастающей солености вод бассейна последователь-

<sup>X/</sup>Здесь имеется в виду общая схема растворимости без учета отклонений, которые могут быть обусловлены влиянием на нее высокого содержания в солевом составе вод тех или иных компонентов, растворенных в водах газов, а также степени проницаемости различных пород и т.п.



но отлагаются карбонаты (известняки, доломиты), сульфаты кальция (ангидрит, гипс), хлориды натрия и, наконец, хлориды и сульфаты калия и магния, то при гипергенезе, при постепенно снижающейся солености вод, будут растворяться: магниезиальные и калийные соли → каменная соль → гипс (ангидрит) → доломит → известняк. При этом исходные породы галогенно-карбонатной толщи подвергаются последовательно рассолонению, десульфатизации и раздоломичиванию, неизменно сопровождаемым кальцитизацией (см. ниже). Лишь на самых конечных стадиях процесса гипергенеза начинается декальцитизация пород. Параллельно с указанными изменениями пород имеет место закономерное постепенное изменение солевого состава подземных вод (за счет растворяющихся компонентов вмещающих пород) от хлоридных кальциевых и натриево-кальциевых к хлоридно-натриевым<sup>х/</sup>, затем к хлоридно-сульфатным и иногда преобладающе сульфатным и, наконец, к гидрокарбонатным (рис. I).

Сопряженность изменения, с одной стороны, вещественного состава пород галогенно-карбонатных толщ и, с другой — степени минерализации и солевого состава содержащихся в них вод в зонах замедленного и активного водообмена, т.е. взаимообусловленность изменений состава твердой и жидкой фаз — отдельных частей системы порода — вода — имеет очень большое значение при изучении зон гипергенеза таких толщ и связанных с ними полезных ископаемых. Она позволяет судить по солевому составу вод о стадии, на которой находится в данном пункте процесс гипергенеза, т.е. о том, какие изменения пород толщи должны здесь происходить и возникновение каких гипергенных новообразований можно при этом ожидать. Важно, что возможно и обратное суждение: на основании литологического изучения отложений и выяснения степени их гипергенной преобразованности можно с достаточной уверенностью говорить о солевом составе связанных с ними подземных вод и в какой-то мере, видимо, даже о степени их минерализации, а также об их динамическом режиме.

---

х/

Схема изменения солевого состава рассолов дается применительно к галогенно-карбонатным толщам, не содержащим больших концентраций наиболее легко растворимых калийно-магниезиальных солей. При их наличии в толще в солевом составе вод в результате рассолонения должно проявиться увеличение прежде всего ионов калия и магния. Это установлено, например, вблизи районов калийных месторождений Предкарпатья.

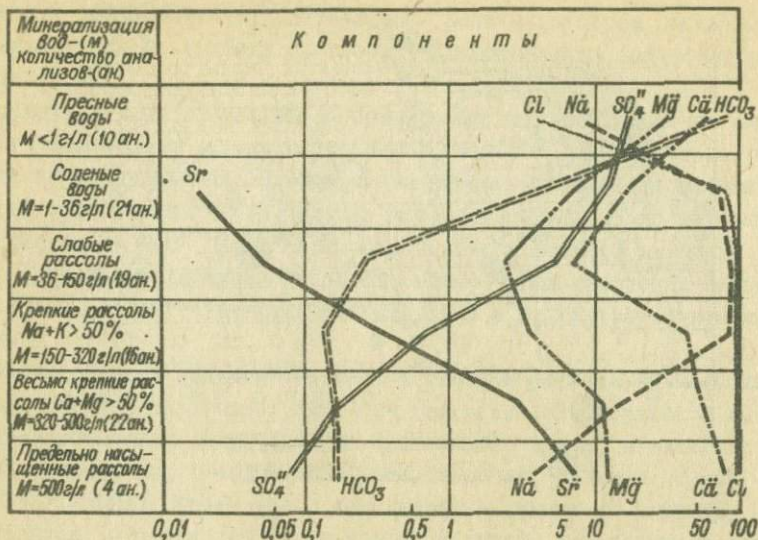


Рис. 1. Химический состав рассолов, соленых и пресных вод из кембрийских отложений Ангаро-Ленского артезианского бассейна (по данным Пиннекера, 1966 и др.). Масштаб логарифмический. Содержание Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>II</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, Na<sup>+</sup>, Ca<sup>++</sup>, Mg<sup>++</sup> - в экв.-%; Sr<sup>++</sup> - в г/л.

Естественно, что процессы гипергенеза продвигаются в общем случае гипсометрически сверху вниз: от наиболее высоких уровней к низележачим. Поэтому наиболее преобразованными во всей зоне гипергенеза оказываются обычно породы верхней части этой зоны, в то время как в нижних ее частях имеют место начальные стадии процесса и находится фронт продвижения (вниз по разрезу и надению пород) процессов гипергенеза (рис. 2).

Конфигурация нижней границ зоны гипергенеза и особенно отдельных ее подзон обычно бывает неровной, ступенчатой и т.п. Это обусловлено местными геологическими и гидрогеологическими условиями

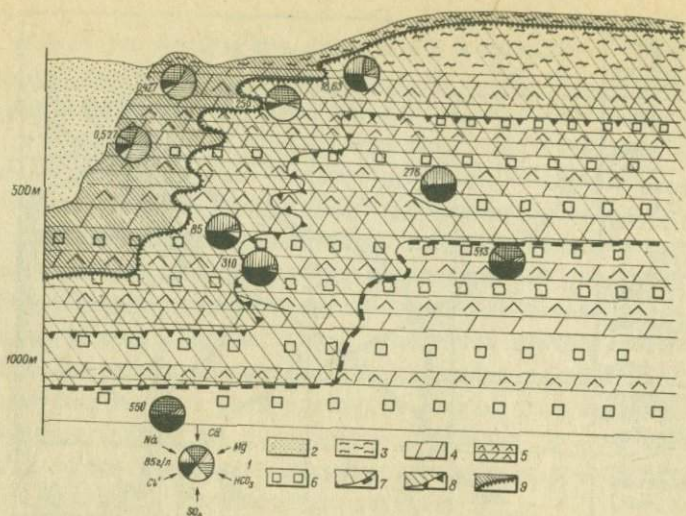


Рис. 2. Принципиальная схема развития процессов гипергенеза в галогенно-карбонатной толще. Соотношение вертикального масштаба к горизонтальному порядку 1:200.

1-солевой состав подземных вод (в %-экв.) и их минерализация в г/л; 2-аллювиальные и другие континентальные отложения, залегающие на глубоко размывтой поверхности более древних пород; 3 - глинистые отложения, согласно покрывающие галогенно-карбонатную толщу; 4-6 - отложения исходной галогенно-карбонатной толщи: 4 - карбонатные, нередко слабо сульфатосодержащие; 5 - сульфатные (ангидрит, гипс) и карбонатно-сульфатные отложения; 6 - каменная соль и другие соляные отложения; 7-9 - зоны гипергенных преобразований и нижние границы их развития; 7 - зона рассолонения (соляные породы частично растворены); 8 - зона десульфатизации (соляные породы часто полностью растворены, происходит активное растворение сульфатов кальция и их замещение вторичными карбонатами, (на начальных этапах доломитом, на последующих кальцитом при одновременном развитии раздоломичивания); 9 - карбонатная "шляпа" (типа "кепрок"), сложенная полностью рассолоненными и десульфатизированными карбонатными породами смешанного генезиса (остаточными первичными и метасоматическими вторичными); в верхней ее части происходит выщелачивание вторичного кальцита (преимущественно вторичного).

и в большой мере зависит от характера разреза, наличия в нем непроницаемых пород и зон, являющихся проводниками инфильтрационных вод и создающих условия "избирательной" циркуляции. Мощные пачки пластичных и непроницаемых сульфатных и соляных пород, несмотря на

их высокую растворимость, могут играть роль водоупоров, замедляющих (до момента их полного растворения) продвижение процессов гипергенеза.

Перейдем теперь к краткому рассмотрению отдельных звеньев процесса гипергенеза и тех преобразований, которые доминируют на разных этапах его развития. Одновременно отметим главные проявления этих преобразований (в породах и подземных водах), по которым последние могут быть распознаны. Они являются основой методики литолого-фациального анализа гипергенно-измененных галогенно-карбонатных толщ, соответствующих реконструкций и важным элементом прогнозов.

Описание этапов гипергенеза дается главным образом на материалах по Сибирской платформе, где зона гипергенеза кембрийской галогенно-карбонатной толщи развита чрезвычайно широко и детально изучена (Писарчик, 1960, 1963, 1968; Писарчик, Минаева, Русецкая, 1967, 1969). Кроме того, использованы данные по ряду других объектов, в частности Гаурдакскому и другим экзогенным месторождениям серы (Беленицкая, 1968, 1969; Ушкин, 1968 и др.), а также литературные материалы по некоторым месторождениям боратов, целестина и др.

### Рассолонение галогенно-карбонатных толщ

Растворение соляных пород начинается с того момента, когда весьма высокая соленость подземных вод - сверхкрепких рассолов, содержащихся в "запечатанной" галогенно-карбонатной толще, снижается под влиянием проникновения менее минерализованных или даже пресных вод в результате вывода соляных пород на поверхность или инфильтрации в них поверхностных вод по различным дренам (зонам тектонических нарушений, трещиноватости и т.п.). Возникающая недонасыщенность подземных вод по наиболее растворимым хлоридным и другим соединениям компенсируется растворением вмещающих соляных пород. Соответственно, при частичном рассолонении происходит преобразование и растворение калийно-магниевых солей, а затем каменной соли. Возникающие при этом "шляпы" соляных залежей с соответствующими полезными ископаемыми рассмотрены в работах А.А.Иванова и

др. (1953, 1963), М.П.Фивега (1967) и др.

Процесс активного рассолонения и образования этого рода "шляп" происходит прежде всего в сводах нарушенных положительных структур, в том числе солянокупольных, а также в верхних гипсометрических уровнях моноклинально залегающих галогенно-карбонатных толщ (при отсутствии высоконапорных вод). Он сопровождается развитием соляного карста, а иногда и образованием карстово-эрозионных систем-долин размыва вдоль соляного края.

Полное растворение соляных пород происходит в основном до уровня соляного зеркала, а часто и несколько ниже его (Иванов, 1953; Фивег, 1967 и др.).

Растворение соляных пород, и особенно значительных масс каменной соли, неизбежно ведет к заметному изменению солевого состава подземных вод — к смене хлоридно-кальциевых и натриево-кальциевых рассолов практически застойной зоны на хлоридно-кальциево-натриевые и хлоридно-натриевые в верхних частях этой зоны и в нижних частях зоны замедленного водообмена. Таким образом, увеличение и преобладание количества катионов натрия в солевом составе хлоридных подземных вод может являться диагностическим признаком начальных стадий процессов гипергенеза (стадия рассолонения) — рис. 1, 2.

Естественно, что такое растворение сопряжено с уничтожением существовавших здесь соляных залежей (месторождений), возникших при седиментогенезе и частично преобразованных на начальных стадиях рассолонения.

При рассолонении неизбежно накапливаются на месте залегания соляной толщи несоляные ее составляющие, нерастворимые на данной стадии гипергенеза: гипсо-ангидритовые, карбонатные и др. Возникающие здесь сульфатные (гипсо-ангидритовые) или карбонатно-сульфатные "шляпы" обычно имеют брекчиевое строение (результат сопряженных с рассолонением обрушений) и сокращенную, по сравнению с исходной соленосной толщей, мощность. Примером таких сульфатных "шляп", образовавшихся на сводах солянокупольных структур, являются гипсо-ангидритовые кепроки соляных куполов в США и в ряде регионов СССР.

Если в исходной галогенно-карбонатной толще содержались бораты, то они также накапливаются вместе с сульфатами кальция в виде нерастворимого остатка в "шляпе". Этот момент чрезвычайно важен. Он свидетельствует о том, что с гипсо-ангидритовыми "шляпами" могут быть связаны месторождения боратов, образовавшихся путем концентрации тех борных минералов, которые первоначально находились в рассеянном или послойно распределенном состоянии в исходных галогенных отложениях. Именно таков генезис месторождений Индера, где имели место, кроме того, последующие гипергенные преобразования минерального состава боратов.

Примером пластообразных тел вторичных брекчий, возникших в результате рассолонения соленосных подразделений, являются многие брекчи южной и западной окраинных частей Сибирской платформы. Здесь они развиты в приповерхностной зоне, но приурочены именно к тем стратиграфическим уровням, с которыми связаны галогенные отложения на глубине, т.е. вне зоны гипергенеза (Писарчик, 1963; Писарчик, Минаева, Русецкая, 1967). К таким образованиям относятся, в частности, весьма мощные (до 200 м) брекчи чарской свиты в северном обрамлении Байкало-Патомы (Нохтуйск). Эти брекчи залегают в крутопадающей толще кембрия и имеют теперь карбонатный состав, обусловленный проявлением и более поздних стадий гипергенеза (десульфатизация, кальцитизация и др.). Однако возникновение этих мощных вторичных брекчий связано в данном случае в первую очередь с гипергенным растворением соли, сопровождающимся резким уменьшением мощности подразделения.

Такого рода брекчи принимаются нередко за первичные седиментационные. С подобной неверной трактовкой их генезиса неизбежно связаны ошибки как при оценке перспектив соленосности района, так и при литолого-фациальных, палеогеографических и палеотектонических реконструкциях и даже при корреляции разрезов. Отнесение гипергенных брекчий рассолонения к первичным конседиментационным может привести к установлению "перерывов" в фактически непрерывном разрезе.

С растворением соляных пород при пологом залегании вмещающей их осадочной серии может быть связано возникновение вдоль соляно-

го края зон обрушений пород, перекрывающих соляную толщу. Это имеет место, в частности, в районе Карлукского месторождения верхнеюрских калийных солей (Средняя Азия). Обрушение вышележащих нижнемеловых глинистых пород привело здесь к "запечатыванию" соляных отложений вдоль соляного края и к сохранению их от уничтожения вниз по падению, т.е. к сохранению месторождения.

С полным рассолонением соляных подразделений может быть сопряжено разрушение тех газо-нефтяных залежей, для которых данная соляная толща играла роль непроницаемой крышки.

### ГИДРАТАЦИЯ АНГИДРИТА ДО ГИПСА И ДЕСУЛЬФАТИЗАЦИЯ

Следующим весьма существенным и характерным этапом (и вышележащей зоной) гипергенеза галогенно-карбонатных толщ является десульфатизация, т.е. растворение сульфатов кальция (ангидрита, гипса).

Дальнейшее снижение степени солености вод, содержащихся в галогенно-карбонатной толще, вызывает значительное повышение растворимости сульфатов кальция и, соответственно, неизбежное появление и нарастание аниона  $SO_4^{2-}$  в солевом составе подземных вод, т.е. формирование сульфатно-хлоридных вод. Начальные стадии десульфатизации протекают уже параллельно с рассолонением - ростом количества катиона натрия в растворах, т.е. с растворением каменной соли (см. рис. I).

В основном параллельно с десульфатизацией обычно происходит гидратация ангидрита до гипса.

Как известно, устойчивой минеральной формой сульфата кальция на значительных глубинах является безводная его разновидность - ангидрит. В приповерхностных условиях он неизменно гидратируется до гипса<sup>х/</sup>. Гидратация ангидрита до гипса является, естествен-

<sup>х/</sup>Именно с этим процессом связано возникновение очень многих месторождений гипса, имеющего гораздо большее применение в промышленности, чем природный ангидрит.

но, одним из проявлений процессов гипергенеза и может служить весьма важным диагностическим признаком наличия последних. Протекая параллельно с десульфатизацией, гидратация способствует ей. В соответствующих геологических условиях гидратация ангидрита до гипса частично имеет место уже одновременно с рассолоением или может даже предшествовать активной его фазе.

Гидратация происходит, как правило, избирательно, особенно в начале развития процесса, вдоль фронта его продвижения по вертикали или по падению отложений. Она проявляется прежде всего в наиболее водопроницаемых зонах и участках пород: в трещиноватых разностях; вдоль нарушений по наслоению отложений; вдоль контактов сульфатных пород со слоями другого состава и особенно иной степени проницаемости (например, вдоль карбонатных прослоев и горизонтов, являющихся водоносными  $x/v$  силу их большей пористости и трещиноватости; во включениях и желваках ангидрита в карбонатных

---

x/

Как показали наши наблюдения над разрезами галогенно-карбонатной толщи в Приленском районе Иркутского амфитеатра, частичная гидратация ангидрита может иметь место даже в прослоях сульфатно-карбонатного состава, залегающих в толще каменной соли. Начальные стадии гидратации (и сопряженной с ней десульфатизации) опережают здесь основной этап рассолоения. Вмещающие слои каменной соли еще играют в этом случае роль водоупорных непроницаемых горизонтов, затрудняющих развитие в них рассолоения по всему разрезу, в то время как более проницаемые прослои несоляных пород являются путями продвижения вод и, соответственно, подвергаются в первую очередь гипергенным преобразованиям.



породах и т.п. Неравномерно развивается гидратация и в массе ангидрита, с возникновением в нем очковых, глазковых и т.п. структур и одновременно пород смешанного ангидрито-гипсового состава. В гипсе таких пород иногда обнаруживается структура, свойственная ангидриту, или ее реликты при широком развитии в породе различных метасоматических структур.

Глубина распространения процессов гидратации (как и всех гипергенных преобразований) может быть весьма различной в зависимости от комплекса перечисленных выше геологических факторов (см. стр. 6). Так, в своде Тигаловской структуры (Иркутский амфитеатр), сильная нарушенность которой обусловила значительную проницаемость пород (по трещинам), почти полная гидратация ангидрита до гипса установлена на глубине до 850 м. С другой стороны, в некоторых районах Средней Азии в условиях засушливого климата и сильно пересеченного рельефа (Камыш-Баши) скорость процесса гидратации отстает местами от скорости эрозии, и ангидриты или гипсо-ангидриты выходят здесь на земную поверхность (Слясарева, 1934).

Переход ангидрита в гипс сопровождается, как известно, значительным увеличением объема (по расчету примерно на 65%). Поэтому гидратация ангидритов каждого данного подразделения, особенно мощного, должна обязательно сопровождаться увеличением его исходной мощности, гофрировкой, возникновением раздувов, смятиями, брекчированием пород, образованием в них различных кластических структур и т.п. Однако в природе подобные явления выражены недостаточно интенсивно или же почти не проявляются. Неизбежным выводом является то, что часть сульфатов кальция переходит в процессе гидратации ангидрита до гипса в раствор (Писарчик, 1963 и др.), т.е. в данных гидрохимических и гидродинамических условиях уже происходит десульфатизация.

Таким образом, наличие в галогенной толще признаков гидратации ангидрита до гипса должно рассматриваться как показатель уже имеющего место процесса десульфатизации, по крайней мере его начальных стадий. Контролирующим моментом здесь может быть также степень минерализации подземных вод (Соколов, 1962 и др.) и их солевой состав: рост в нем количества аниона  $SO_4^{2-}$  (см. рис. I).

Процессы гидратации ангидрита до гипса и десульфатизации, происходящие в основном в зоне замедленного водообмена, протека-

ют в условиях неустойчивого равновесия в системе порода - вода. При этом нередко, по-видимому, возникает некоторое переосаждение растворов  $\text{CaSO}_4$ , что ведет к выпадению его в твердую фазу в виде гипса. Именно это обуславливает, вероятно, появление в данной зоне новообразований гипса - селенита, слагающего нередко многочисленные прожилки по наложению пород и по трещинам.

С десульфатизацией, преимущественно с ее начальными стадиями, может быть связано образование вторичных концентраций целестина и барита (в том числе и промышленных). Катионы стронция (и бария) нередко содержатся в повышенных количествах в глубинных хлоридных рассолах галогенно-карбонатных толщ вследствие высокой растворимости их хлоридных (и карбонатных) солей. Анион  $\text{SO}_4^{2-}$ , необходимый для образования малорастворимых сульфатов стронция и бария, в таких рассолах почти отсутствует (см. рис. I). С увеличением в зоне десульфатизации в составе подземных вод сульфат-иона катионы стронция и бария связываются с этим анионом, являющимся их активным осадителем, и выпадают в виде целестина и барита, гораздо менее растворимых, как известно, чем сульфаты кальция.

953  
Прямая зависимость содержания катиона стронция в растворе от степени минерализации вод и обратная содержанию в них сульфат-иона отчетливо видна на рис. I.

Целестин (и, видимо, барит) образуются в таких условиях главным образом метасоматически по сульфатам кальция по возможной схеме:  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} + \text{SrCl}_2 \rightarrow \text{SrSO}_4 + \text{CaCl}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$  (Каржаув, 1955).

Месторождениями этого генетического типа следует считать залежи целестина, связанные с гипсовыми толщами в Средней Азии (Каржаув, 1955), а также в Поволжье, Приуралье, Прикарпатье. Целестин является, как известно, одним из парагенных самородной сере минералов в экзогенных ее месторождениях (см. ниже).

Ранее мы уже упоминали о роли карста (как одного из проявлений гипергенных процессов) в разрушении соляных залежей. Весьма важное значение имеет он и в преобразовании таких легко карстуемых отложений, как сульфатные. Его развитие здесь сопровождается обычно стадией десульфатизации и является одним из ее элементов. Достаточно полная характеристика процессов карста в целом содержится в монографии Д. С. Соколова (1962).



Весьма существенно, что развитие карста и эрозивно-карстовых систем может привести не только к порче или уничтожению месторождений некоторых полезных ископаемых в сульфатных толщах (например, месторождений гипса). Определенные стадии карстообразования (дорудный карст) являются важным положительным моментом при формировании уже упоминавшихся месторождений боратов (Индер), а также залежей самородной серы, о которых будет сказано ниже.

Естественно, что с глубоко замедленной десульфатизацией сопряжены выщелачивание, дробление, брекчирование, сокращение мощности пород разреза. Характерно, что эти явления наиболее интенсивны в слоях и чачках, сложенных первоначально преобладающе сульфатными отложениями, и менее интенсивны в подразделениях слабо сульфатеносных, преобладающе карбонатных. Однако подобные явления и особенно сокращение мощности исходных подразделений, проявляются в результате десульфатизации гораздо менее интенсивно, чем при рассоленении мощных соляных чачек и толщ. Если при рассоленении имеет место в основном растворение и вынос соляных составляющих, то десульфатизация обычно сопровождается кальцитизацией, т.е. заполнением, хотя бы частичным, освобождающегося объема новообразованиями. Поэтому мы остановимся на характеристике процесса кальцитизации, а затем вернемся к описанию некоторых других важных текстурных и структурных проявлений десульфатизации.

### Кальцитизация

Кальцитизация является не менее характерной особенностью процесса гипергенных изменений галогенно-карбонатных отложений, чем десульфатизация, а распространена она в зоне гипергенеза еще более широко, так как проявляется не только в породах первоначально сульфатеносных, но и в первичных доломитах (см. ниже - раздоломивание), в известняках и других породах (выполнение трещин, пустот и т.п.). Вместе с тем, возникновение исходных для кальцитизации компонентов и отложение вторичного кальция генетически тесно связано именно с десульфатизацией.

Известно, что галогенно-карбонатные толщи являются в большинстве случаев в той или иной мере битуминозными, а иногда и нефтеносными.

Гипергенная десульфатизация в присутствии углеводов (битумов, нефти, растворенных в водах газов) обыкновенно сопровождается бактериальной сульфатредукцией с образованием сероводорода и углекислоты. Сульфатредукция происходит в анаэробных условиях за счет энергии окисляющего бактериями углерода углеводов<sup>x/</sup>.

Появление и рост в составе подземных вод зоны десульфатизации количества углекислоты (гидрокарбонатных и карбонатных ионов) обуславливает интенсивное выпадение вторичного кальцита<sup>xx/</sup>. Кальций для образования последнего находится в растворах в избытке: он является существенной составляющей исходных хлоридных рассолов и активно поступает, кроме того, в воды при растворении гипса (ангидрита).

Так как в исходных хлоридных рассолах обычно находится то или иное количество катионов магния, то десульфатизация (и сульфатредукция) может сопровождаться возникновением новообразований доломита, т.е. доломитизацией, в том числе метасоматической (по сульфатам). Метасоматическая доломитизация установлена, например, в нижних частях зоны десульфатизации по периферии Иркутского амфитеатра (Писарчик, 1963). Именно ей, видимо, обусловлено некоторое снижение содержания катионов магния в солевом составе подземных вод, совпадающее с начальными этапами активной десульфатизации, т.е. с заметным ростом в них количества сульфат-иона.<sup>xxx/</sup>

---

x/ В зоне гипергенеза — инфильтрации поверхностных вод — развитие бактерий не только возможно, но является практически неизбежным явлением.

xx/ Источником углекислоты для образования вторичного кальцита в какой-то мере могут являться и инфильтрующиеся в данную толщу поверхностные гидрокарбонатные воды.

xxx/ Не исключено возникновение при этом и новообразований магнетита.

Таким образом, параллельно с десульфатизацией пород происходит их активная кальцитизация (сопровождающаяся нередко и слабой доломитизацией), причем начало развития обоих процессов почти совпадает.

Так же как гидратация ангидрита и десульфатизация, кальцитизация происходит прежде всего в слоях слабо ангидритовосных (гипсоносных) карбонатных отложений, т.е. в породах более проницаемых для растворов, чем вязкие сульфатные или карбонатно-сульфатные породы. Это подтверждается наблюдениями над начальными стадиями гипергенной кальцитизации в Иркутском амфитеатре (Писарчик, 1963). Кальцит (иногда доломит) появляется в виде псевдоморфоз по лейстам ангидрита и образует щеточки кристаллов в пустотах и на стенках трещин в пачках преимущественно карбонатного состава, в то время как в ниже- и даже вышележащих преобладающе сульфатных пачках этого же разреза вторичный кальцит еще отсутствует и развита лишь ангидрит (гипс).

Следовательно, наличие близ поверхности (например в обнажении) карбонатных пород, в которых содержатся псевдоморфозы кальцита (доломита) по лейстам сульфатов или длиннопризматические пустоты выщелачивания такого кальцита, является, с одной стороны, показателем проявления процессов десульфатизации и кальцитизации этих карбонатных пород и, с другой - свидетельствует о сульфатности исследуемого подразделения на глубине (ниже зоны гипергенеза). Об этом же могут свидетельствовать и иные послойно распределенные формы кальцитизации в карбонатных слоях, морфологически аналогичные формам распределения ангидрита (гипса) в исходных карбонатных отложениях.

При дальнейшем продвижении процесса десульфатизации и охвате им отложений преобладающе сульфатного состава начинается и их кальцитизация. Так же как в случае замещения кальцитом (или доломитом) лейст сульфатов, процесс кальцитизации происходит здесь в значительной мере метасоматически по сульфатам. При этом в подобных метасоматических карбонатных (преобладающе кальцитовых) образованиях, уже полностью лишенных сульфатов, нередко сохраняются реликты волокнистых структур исходных сульфатных отложений. Обнаружение таких реликтовых структур (при изучении под микроскопом) тоже является однозначным показателем как степени гипергенной переработанности отложений, так и степени их первоначальной сульфатности.

Процесс полной десульфатизации подразделений, первоначально сложенных преимущественно сульфатами, отстает по скорости (и по положению фронта его продвижения в профиле) от десульфатизации слабо сульфатоносных отложений (см. рис. 2). Но по конечному эффекту процессов — по степени гипергенной преобразованности (кальцитизации, брекчированности и т.п.) — он проявляется гораздо интенсивнее именно в преобладающе сульфатных исходных подразделениях.

Это может служить дополнительным показателем степени исходной сульфатносности при соответствующих литолого-фациальных реконструкциях. Так, наличие в потенциально сульфатоносном регионе разрезов (обнажений), представленных ритмично чередующимися слоями (пачками) первичных почти не преобразованных карбонатных отложений и карбонатных пород явно вторичного облика (сильно или полностью кальцитизированных, брекчированных и т.п.), позволяет предполагать генетическую принадлежность пород второго типа к гипергенно преобразованным первоначально более сульфатоносным, чем породы первого типа. Именно такой генезис был установлен нами для подобных образований в кембрийских карбонатных разрезах ритмичного строения в некоторых районах Сибирской платформы, в частности по периферии Иркутского амфитеатра (Писарчик, 1963).

Со стадиями десульфатизации и кальцитизации могут быть связаны минеральные преобразования боратов, о возникновении концентратов которых говорилось выше. В этих условиях происходит их карбонатизация — переход в карбонаты бора (Яржемский, 1958). Можно полагать, что с данными стадиями совпадает и карбонатизация целестина — переход его в стронцианит. Об этом свидетельствует обнаружение А.И.Шайнюк и Л.Д.Архиповой, а затем Г.А.Русецкой стронцианита на некоторых серных месторождениях Прикарпатья при наличии явных признаков образования стронцианита по целестину.

Ход процессов десульфатизации и кальцитизации, а также раздоломивания (см. ниже) не зависит непосредственно от положения зоны их развития по отношению к окислительно-восстановительному геохимическому барьеру. Однако именно положением этого барьера в значительной мере обусловлена возможность возникновения здесь концентратов некоторых важных полезных ископаемых.

В случае резко восстановительных условий в зоне сульфатредукции за счет образующегося сероводорода могут возникнуть концентраты различных сульфидов (Fe, Cu, Pb, Zn и др.) при нали-

ции катионов соответствующих металлов в растворах. Такой генезис имеют, вероятно, месторождения сульфидов свинца и цинка в Трускавецком районе Прикарпатья, генезис которых все еще считается спорным.

С гипергенезом связано, очевидно, формирование некоторых урановых месторождений. Среди комплекса условий, необходимых для их возникновения, кроме нахождения в исходных породах хотя бы рас-сеянного подвижного урана, обязательно наличие углеводородов и особенно важно положение окислительно-восстановительного барьера, с которым связана концентрация руд. Об этом свидетельствуют литературные данные по эпигенетическим урановым месторождениям, находящимися над залежами углеводородов (Батулин и др., 1965; Зеленова, Кондратьева, Лисицын, 1969 и др.).

Если сульфатредукция и сопряженное с ней образование сероводорода происходят близ границы восстановительной и окислительной зон, в сфере появления в водах соответствующих количеств кислорода, то может происходить окисление сероводорода <sup>X/</sup> (в том числе и бактериальное), т.е. процесс серообразования и возникновения серных месторождений. Последние характеризуются серно-кальцитовым составом руд, обусловленным гипергенным метасоматическим замещением серой и кальцитом сульфатов кальция исходных сульфатоносных пород.

Именно к этому генетическому типу относятся все крупнейшие экзогенные месторождения самородной серы мира: месторождения кепроков соляных куполов Мексиканского побережья (Техас и Луизиана в США), Мишрака (Иран), а также месторождения Сицилии, Прикарпатья (Советского и Польского), Поволжья и Средней Азии (Гаурдак, Шор-су, Чангырташ и др.). Характерно, что все они генетически связаны с сульфатоносными толщами и одновременно с районами присутствия углеводородов (битумов, нефти, газа). В кепроках соляных куполов серные залежи залегают непосредственно над гипсо-ангидритовой зоной кепрока, частично охватывая ее верхние части, т.е. приурочены к верхам зоны десульфатизации.

Вне солянокупольных структур серные залежи образуют в зоне гипергенеза (десульфатизации) пластообразные, линзообразные и другие тела в сульфатных или сульфатоносных слоях разреза, причем залегают в последних обычно вдоль их контакта с первично карбонатными слоями (водоносными горизонтами). В зависимости от того, покрывают-

<sup>X/</sup> Некоторые исследователи считают, что часть сероводорода имеет здесь глубинное происхождение и поступает к этой границе по глубинным разломам.

ся или подстилаются в исходном разрезе карбонатные слои сульфатными (сульфатносными), серные залежи могут возникнуть соответственно над кровлей карбонатных слоев (Гаурдак, Чангырташ и др.) или же под их подошвой (например, основные залежи в Прикарпатье). Одновременно расположение серных залежей внутри сульфатносной толщи контролируется, как известно, тектоническими нарушениями и рядом других факторов. О некоторых из них будет сказано позже.

Изложенное показывает, что возможность серообразования и возникновения крупных месторождений самородной серы рассматриваемого основного типа зависит от характера исходного разреза и прежде всего от степени его сульфатносности, поскольку сера именно этих сульфатов служит основным источником (эдуктом) серы самородной метасоматически замещающей сульфаты <sup>x/</sup>. Данное обстоятельство выдвигает литологический фактор - оценку степени сульфатносности исходного разреза - в первостепенные при выяснении перспектив серовосности изучаемых отложений в зоне их гипергенеза (Писарчик, 1968).

Среди минералов, парагенных сере в ее экзогенных месторождениях, кроме вторичного кальцита, являющегося одной из важнейших составляющих серной руды и имеющего здесь количественное соотношение с самородной серой, близкое к 3:1, неизменно присутствуют целестин (иногда и барит), сульфиды и др., т.е. минералы, возникающие, как было показано, при гипергенезе (десульфатизации и сульфатредукции) сульфатносных толщ.

Надо иметь в виду, что в резко восстановительных условиях массовое серообразование не может иметь места из-за недостатка кис-

---

<sup>x/</sup> Некоторые исследователи считают, что образование самородной серы в сульфатно-карбонатных толщах происходит путем ее отложения на месте выщелачивающегося при гипергенезе известняка. Наши литологические исследования показали (Писарчик, 1968), что растворения известняка в зоне сульфатных вод (с которой связывается серообразование) не происходит, а имеет место лишь отложение  $\text{CaCO}_3$  в виде новообразований. Это подтверждается результатами пересчетов ионно-солевых равновесий, произведенных Г. А. Беленицкой (1969) для Гаурдакского серного месторождения, и полностью соответствует данным Д. С. Соколова (1962) о степени растворимости  $\text{CaCO}_3$  в водах сложного солевого состава в зависимости от содержания в них растворенных сульфатов.



лорода для окисления сероводорода. В этом случае на месте галогенно-карбонатной толщи в зоне ее полного расслоения и десульфатизации образуется "шиша" карбонатных пород, имеющих, как уже отмечалось, различный генезис.

### Раздоломичивание

В случае наличия в исходном разрезе галогенно-карбонатной толщи слоев и прослоев доломитов гипергенное преобразование пород такой толщи сопровождается на стадиях десульфатизации и кальцитизации раздоломичиванием. Оно заключается в выносе из доломитов магния и метасоматическом замещении их вторичным кальцитом, т.е. в возникновении дедоломитов.

На самых начальных стадиях десульфатизации, при относительно высокой степени минерализации подземных вод и низком содержании в растворах сульфат-иона, доломит еще практически нерастворим. Растворы здесь насыщены щелочноземельными карбонатами, и возможно лишь выпадение их (кальцита и даже доломита) в твердую фазу в виде новообразований (см. выше). В дальнейшем, по мере снижения степени минерализации вод и роста в них содержания сульфат-иона, увеличивается их доломитовая емкость и растворимым становится доломит (Соколов, 1962). Растворы оказываются насыщенными здесь лишь  $\text{CaCO}_3$ . Это обуславливает переход в раствор части магниезальных карбонатов (доломита) и замещение их вторичным кальцитом, т.е. образование дедоломитов. Такой процесс должен сопровождаться некоторым увеличением в солевом составе подземных вод соответствующей зоны катиона магния. Это проявляется, в частности, на рис. I, где в соленых водах (с минерализацией I-36 г/л) содержание катиона магния больше, чем в нижележащей зоне развития слабых рассолов.

При раздоломичивании, в отличие от десульфатизации, обычно не возникает псевдоморфоз кальцита по зернам доломита. Кальцит замещает отдельные участки породы, а реликты первичной структуры и состава отложений устанавливаются по остаточным зернам доломита и их агрегатам в массе вторичного разнозернистого, часто крупнокристаллического кальцита. В интенсивно раздоломиченных участках полностью уничтожаются признаки первоначального строения доломита (например, водорослевого), в то время как здесь же нередко сохраняются четкие очертания прежних идиоморфных вкрапленников ангидрита

или реликты его волокнистой структуры, свидетельствующие о сульфатности исходных доломитов.

Раздоломичивание является, как уже говорилось, более поздним по началу своего развития процессом, чем десульфатизация, и завершается оно, несомненно, несколько позже, чем десульфатизация. Об этом однозначно свидетельствуют литологические исследования, произведенные в увязке с гидрохимическими данными для зоны гипергенеза в Иркутском амфитеатре (Писарчик, 1963). Здесь исходная галогенно-карбонатная толща существенно доломитонасна, и соответственно в зоне гипергенеза широко развито раздоломичивание, хотя по своим масштабам оно значительно уступает десульфатизации.

Именно в южных и частично в западных частях Сибирской платформы, в том числе по периферии Иркутского амфитеатра и в сводах раскрытых структур (типа Жигаловской, Б.Мурбайской и др.), имеет большое распространение та карбонатная "шляпа", возникающая в результате гипергенных преобразований кембрийской галогенно-карбонатной формации, о которой уже упоминалось выше. В составе пород этой карбонатной "шляпы", обычно в той или иной мере гипергенно окремнелых и пиритизированных, развиты как деангидриты (дегипсы), так и дедоломиты, деангидрито-дедоломиты и т.п., являющиеся карбонатными породами известково-доломитового и местами преобладающе известкового состава "смешанного" генезиса (см. выше).

Таким образом, данная карбонатная "шляпа" является продуктом полностью завершенного рассолонения, десульфатизации, активного раздоломичивания и сопряженной с ними интенсивной кальцитизации отложений исходной галогенно-карбонатной толщи<sup>х/</sup>.

#### Выщелачивание (декальцитизация)

В охарактеризованной выше карбонатной "шляпе", особенно в ее верхних частях, вполне четко проявляется еще один процесс: выщелачивание новообразований, возникших на более ранних стадиях гипергенного преобразования галогенно-карбонатной толщи. Несомненно, что процессы выщелачивания постоянно сопутствуют всем стадиям ги-

<sup>х/</sup> Среди пород этой "шляпы" уже нет не только ангидрита и гипса, но почти отсутствует и менее растворимый сульфат - целестин!

пергенеза. Они бурно проявляются при расколонеии, когда в основном лишь простому растворению подвергаются соляные породы. На стадиях гидратации ангидрита до гипса, десульфатизация и раздоломичивания выщелачивание проявляется часто не столь интенсивно, так как "компенсируется" увеличением объема породы при гидратации и в значительной мере кальцитовым метасоматозом по сульфатам и доломиту.

Существенно, что выщелачивание на этих стадиях гипергенеза резко отличается от последующих по направлению процесса и минеральному составу выщелачиваемых компонентов. Как было показано, на всех перечисленных стадиях выщелачиванию подвергаются последовательно соляные породы, гипс (ангидрит) и доломит, в то время как карбонаты кальция (известняки) в силу гидрохимических особенностей среды (монно-солевого состава подземных вод) не подвергаются растворению. Здесь может происходить, и в действительности происходит, лишь выпадение  $\text{CaCO}_3$  из растворов в виде новообразований (кальцитизация).

Породы отмеченной выше карбонатной "шляпы", особенно ее верхних частей, относятся к образованиям "полностью промытым". Они находятся в зоне активного водообмена, максимального влияния поверхностных вод и соответственно развития преимущественно очень слабо минерализованных пресных вод, обычно гидрокарбонатных, при смешанном катионном их составе (см. рис. I).

Преобразования в системе порода - вода обусловлены здесь именно преобладанием в солевом составе вод аниона  $\text{HCO}_3^-$ , с чем связан резкий рост агрессивности вод по отношению к карбонатным компонентам пород. Важно, что при этом емкость растворов по  $\text{CaCO}_3$  намного превосходит емкость по другим компонентам "шляпы", в частности по доломиту, который оказывается в таких гидрохимических (и гидродинамических) условиях менее растворимым, чем кальцит (Соколов, 1962 и др.). Следовательно, в данной зоне степень растворимости кальцита обратна той, которая имеет место в нижележащих гидрохимических зонах. Здесь должно происходить преимущественное растворение кальцита, полностью отсутствовавшее на предыдущих этапах гипергенеза.

Этот момент принципиально отличает процессы, происходящие в описываемой гидрохимической зоне, от процессов, протекающих в нижележащих зонах, и, соответственно, от предшествующих этапов гипергенных преобразований.

Все изложенное вполне соответствует показаниям литологических исследований (Писарчик, 1963).

В верхах карбонатной "шляпы" в Иркутском амфитеатре (из которой получены анализы воды в зоне пресных вод, рис. I) широко развиты процессы выщелачивания именно карбонатов кальция. Нужно подчеркнуть, что выщелачиванию подвергается прежде всего и почти исключительно (по крайней мере на начальных этапах процесса декарбонизации) вторичный кальцит. Не только доломит, но даже первичный известняк оказываются более устойчивыми к растворению. Последнее связано, видимо, с часто наблюдаемым плотным сложением первичных известняков, однородностью структуры и, соответственно, их пониженной водопроницаемостью по сравнению с другими карбонатными породами, большая неоднородность состава и структуры которых обусловлены процессами гипергенеза. В случае, если в таких первичных известняках наблюдается неравномерная догипергенная доломитизация, то в сильно доломитизированных участках часто имеет место перекристаллизация "остаточного" первичного кальцита. В этом случае такой перекристаллизованный кальцит тоже подвергается преимущественному растворению в рассматриваемой зоне, с чем может быть сопряжено возникновение кавернозности в этих известняках и накопление "доломитовой муки" в кавернах.

Избирательное выщелачивание вторичного кальцита отчетливо проявляется и в отложениях преобладающе доломитового состава. При этом возникает пористость, кавернозность (часто послойная) в результате растворения тех псевдоморфоз кальцита по вкрапленникам кристаллов ангидрита или их агрегатов, которые возникли при десульфатизации и кальцитизации. Следовательно, не только наличие таких псевдоморфоз кальцита, но и присутствие соответствующей формы пустот от его выщелачивания служит диагностическим признаком гипергенных процессов (и их стадий), а также указанием на сульфатность исходных пород и ее степень. Отметим попутно, что внутри указанных пустот тоже обнаруживается нередко "доломитовая мука" — порошкообразные скопления уцелевших от выщелачивания зерен и агрегатов тонко- и микрзернистого доломита, содержащегося в исходных сульфатных участках и оказавшегося незамещенным при десульфатизации и кальцитизации.

Еще более интенсивное образование "доломитовой муки" имеет место при выщелачивании кальцита дедоломитов, сохранивших реликты исходного доломита.

Таким образом, сам факт присутствия "доломитовой муки" тоже является показателем конечных стадий гипергенеза - выщелачивания и декальцитизации пород.

С декальцитизацией может быть связано дополнительное брекчирование, обрушение и даже сокращение мощности тех брекчированных пород и брекчий, которые возникают на предыдущих стадиях гипергенеза.

Совершенно очевидно, что с последними стадиями гипергенеза при их протекании в зоне окисления связаны процессы окисления и разрушения тех месторождений полезных ископаемых (сульфидных, серных и т.п.), которые образовались на предыдущих его этапах в иных окислительно-восстановительных условиях. При этом в виде промежуточного продукта могут возникать различные "шляпы" - зоны окисления таких месторождений. Поднятия региона способствуют процессам окисления и разрушения, в то время как его опускания могут привести к консервации месторождений. С движениями отрицательного знака может быть связано не только замедление процессов гипергенеза, но и их обратный ход: например, наложение на уже десульфатизированные породы процессов сульфатизации и т.п.

Необходимо рассмотреть вопрос о влиянии климата на ход процессов гипергенеза. Этот вопрос еще практически не изучен. Несомненно, что фактор климата имеет немаловажное значение, особенно в приповерхностных частях зоны гипергенеза. Примером является совершенно различный состав зоны окисления серных месторождений (их "шляпы") в некоторых районах Средней Азии (Шор-Су, Гаурдак) и в Прикарпатье.

В первом случае наличие жаркого аридного климата обуславливает образование своеобразной "шляпы" серных месторождений, для которой характерно обилие различных квасцов, вторичного гипса и других новообразований, возникающих в результате окисления серы до серной кислоты и ее взаимодействия с вмещающими породами. Нередко здесь присутствует даже свободная серная кислота.

Для района Прикарпатья характерно, как известно, обилие атмосферных осадков. Это обуславливает интенсивное разбавление и быстрый вынос серной кислоты, образующейся при окислении серы. В результате на месте серной залежи образуется "карбонатная сыпучка", почти не содержащая сульфатных новообразований.

Процессы гипергенеза в галогенно-карбонатных отложениях продвигаются, как уже говорилось, сверху вниз и иногда достигают весьма значительных глубин. Естественно, что с глубиной влияние климата на ход процессов гипергенеза резко ослабляется и обычно, по-видимому, быстро сводится к нулю.

В то же время в районах развития многолетней мерзлоты (как, например, на Сибирской платформе, где глубина полного или частичного промерзания достигает местами многих сотен метров) наличие ее не может не отразиться на ходе процессов гипергенеза. Это относится к воздействию на них низких температур (что должно особенно сказаться на жизнедеятельности бактерий), а также к влиянию изменившихся здесь соотношений твердой и жидкой фаз, проницаемости пород и т. п., вызванных промерзанием.

Выше была охарактеризована общая последовательность процессов гипергенеза в галогенно-карбонатных толщах, их этапы (и, соответственно, зоны) и указаны те важнейшие полезные ископаемые, месторождения которых развурмаются или не могут возникнуть на определенных стадиях гипергенеза. Естественно, что для образования каждого из таких месторождений нужен целый комплекс других факторов, способствующих или "запределяющих" возникновение рудных концентраций в конкретных условиях. Ряд таких факторов уже упоминался выше. Полный их перечень, а также характеристика геологических предпосылок поисков различных месторождений не входят в наши задачи. Они содеркаются в многочисленных специальных публикациях (Соколов, 1959 и др.).

Ниже мы очень кратко остановимся на том важном значении, которое имеет привлечение некоторых других геологических дисциплин при литолого-фацциальном анализе отложений зон гипергенеза и выяснении условий и возможностей формирования в них месторождений полезных ископаемых.

## П. О ПРИВЛЕЧЕНИИ ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ПРИ ИССЛЕДОВАНИИ ЗОН ГИПЕРГЕНЕЗА

Изложенное выше показывает то большое значение, которое имеет учет гидрогеологических, в частности гидрохимических, данных при литолого-фацциальных исследованиях зон гипергенеза галогенно-карбонатных толщ. Только взаимоувязанное изучение изменений, происходящих в системе порода - вода, позволяет понять закономерности этих преобразований, произвести соответствующие литолого-фацциальные и

палеогеографические реконструкции и установить возможность рудообразования в таких отложениях при гипергенезе.

Так как начало гипергенных процессов связано с выводом на поверхность и дренажом галогенно-карбонатных толщ или по крайней мере с частичным уничтожением их непроницаемых покрышек, то естественно, что эпохи максимального развития таких процессов должны совпадать в истории формирования региона с периодами существования континентального режима. Последний связан с поднятиями территории, сопровождающимися их перемещениями базисов эрозии, размывами таких толщ, возникновением карстово-эрозионных систем и т.п.

Все упоминавшиеся выше крупнейшие экзогенные месторождения серы, сформировавшиеся в сульфатоносных толщах в процессе гипергенеза, по времени их образования относятся к континентальному периоду, сопряженному с альпийскими орогенезом.

Зависимость развития процессов гипергенеза в галогенно-карбонатных толщах от геоморфологических особенностей района (современных и древних) неоднократно отмечалась различными исследователями (Миропольский, 1956; Писарчик, 1963 и др.).

Для отдельных сероносных районов и месторождений все более отчетливо вырисовывается приуроченность зон гипергенного серообразования и, в частности, серных залежей к бортовым частям погребенных долин неоген-четвертичного возраста, врезанных в сульфатоносные толщи (Петров, 1955; Отрешко, 1960 и др.; Беленицкая 1968, 1969). На примере серных месторождений Поволжья и Гаурдак-Кугитангского района Средней Азии установлено, что нижняя граница серообразования совпадает с наиболее низким гипсометрическим положением базиса эрозии соответствующих регионов в течение континентального периода их развития. Для Гаурдак-Кугитангского района выявлено также совпадение верхней границы распространения серных залежей с наиболее высоким положением местного базиса эрозии за этот же период.

Мы уже упоминали, что серообразование продолжается нередко и в настоящее время, например, в Средней Азии (Шор-Су, Чангырташ, Гаурдак). Для Гаурдакского месторождения показана четкая связь положения зоны современного развития процессов серообразования с современным положением местного и главного базиса эрозии (Беленицкая, 1968, 1969). В дальнейшем этим исследователем вполне отчетливо установлена связь:

а) между заложением глубокой гидрографической сети и началом формирования серных залежей; б) между последующим развитием этой сети и дальнейшим ростом залежей. Следовательно, процесс серообразования подчинен геоморфологическому (палеогеоморфологическому) фактору. Результатом этого и является приуроченность серных залежей в сульфатоносных толщах к бортовым частям долин, дренировавших такие толщи.

Данное важное положение находит все большее подтверждение и в других сероносных районах и бассейнах. Наши исследования показывают, что оно, видимо, применимо к серным месторождениям Прикарпатья (Советского и Польского). Все эти месторождения приурочены к зоне сочленения краевой части Русской платформы с Предкарпатским прогибом и связаны с развитым здесь гипсо-ангидритовым комплексом пород верхнего тортона. Месторождения серы находятся в бассейнах рек Днестра, а также Сана и верхней Вислы, долины которых расположены в основном вдоль указанной зоны. Есть основание полагать, что начало формирования серных месторождений Прикарпатья по времени и генетически связано с теми этапами развития всей этой гидрографической сети, с которыми было сопряжено наиболее глубокое ее врезание в отложения тортона. Возможно, что в это время вся гидрографическая сеть, обрамлявшая Карпаты с северо-востока и востока, была единой и имела общий сток в Черное море.

Следовательно, для все большего числа регионов выясняется, что начало интенсивного развития гипергенных процессов, а также время образования серных и, вероятно, других гипергенных месторождений зависят от времени заложения глубокой гидрографической сети в течение последнего континентального периода. Соответственно, серные месторождения по времени формирования могут относиться в одних регионах к концу неогена, а в других — лишь к началу четвертичного периода.

Активное развитие гипергенеза в галогенно-карбонатных толщах известно также и в связи с более древними, чем кайнозойские, континентальными перерывами. Например, в южной части Сибирской платформы гипергенные преобразования кембрийской толщи активно протекали и во время господства досреднеюрского континентального режима (Писарчик, 1963). Не исключено возникновение при этом месторождений полезных ископаемых. Однако возможность сохранения до нашего



времени таких "древних" месторождений невелика, особенно весьма неустойчивых серных.

Все изложенное показывает, что провозглашение верхнего неогена единственной эпохой серообразования, как это делает А.И.Отрепко, нельзя считать правильным. Вряд ли удачно также наименование палеогеоморфологического критерия палеогеографическим (Отрепко, 1960), так как с последним термином ассоциируется обычно обстановка времени седиментации.

Таким образом, привлечение геоморфологических (и палеогеоморфологических) показателей, например, данных об истории формирования гидрографической сети региона в период континентальных перерывов (прежде всего связанных с альпийской фазой орогенеза), при одновременном учете характера неотектонических движений, является, наряду с гидрогеологическими данными, необходимым элементом исследований при изучении зон гипергенеза отложений галогенно-карбонатных толщ, в частности при выяснении перспектив поисков в таких зонах полезных ископаемых.

### Ш. ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА ИЗОТОПНОГО АНАЛИЗА СЕРЫ И УГЛЕРОДА ДЛЯ ВЫЯСНЕНИЯ ГЕНЕЗИСА ПОРОД ЗОН ГИПЕРГЕНЕЗА И НЕКОТОРЫХ СВЯЗАННЫХ С НИМИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

За последнее десятилетие метод анализа стабильных изотопов ряда элементов находит все более широкое применение в геологии, в частности, при изучении генезиса месторождений полезных ископаемых. При одних превращениях вещества изотопный состав элементов остается неизменным. Другие превращения сопряжены со значительным изменением количественных соотношений тех или иных изотопов данного элемента во вновь возникших соединениях, что обусловлено фракционированием изотопов в процессе таких превращений.

Выявляется ведущее значение изучения изотопного состава некоторых элементов, особенно серы и углерода, для установления и уточнения генезиса экзогенных месторождений серы, для выяснения перспектив регионов при прогнозировании и поисках нефти, серы и др. Этим вопросам посвящены многие работы отечественной и зарубежной литературы, на основе которых составлен данный раздел.

В биосфере при нормальных температурах процесс фракционирования изотопов серы и углерода является в основном биохимическим. Он со-

пряжен с деятельностью организмов, прежде всего микроорганизмов, селективно поглощающих из соединений более легкие изотопы этих элементов ( $S^{32}$  и  $C^{12}$ ) и соответственно обогащающих такими изотопами вновь образующиеся минеральные компоненты. Как известно, простая перекристаллизация, в частности, карбонатов и сульфатов и даже такие преобразования, как гидратация ангидрита до гипса, не сопровождаются фракционированием изотопов содержащихся в них углерода и серы.

Следовательно, изотопный анализ дает возможность различать по генезису природные соединения, являющиеся идентичными по химическому составу и кристаллической структуре, но разными по условиям образования. Он одновременно дает информацию об источнике элемента. Все это делает данный объективный метод весьма важным и перспективным не только для установления генезиса упоминавшихся месторождений, но и при литолого-фациальном анализе пород зон гипергенеза вообще.

При изотопном анализе серы сравниваются обычно отношения двух наиболее распространенных стабильных изотопов  $S^{32}$  и  $S^{34}$ , выраженных коэффициентом  $\delta S^{34}$  в % (или в промилях - ‰). Для углерода сопоставляются отношения изотопов  $C^{12}$  и  $C^{13}$ , выраженные коэффициентом  $\delta C^{13}$  в ‰ (или ‰). Чем меньше величины обоих этих коэффициентов, тем больше содержится в данном элементе легкого изотопа ( $S^{32}$  и  $C^{12}$ ).

Изотопный состав углерода карбонатных пород морского происхождения разного возраста, различной степени перекристаллизации и даже метаморфизации колеблется в достаточно узких пределах ( $\delta C^{13}$  от +0,5 до -0,5%). Углерод угля и нефти имеет более "легкий" изотопный состав:  $\delta C^{13}$  от -2,2 до -3,5%. Значения  $\delta C^{13}$  природного нефтяного газа могут понижаться до -7,2%. Следовательно, значения  $\delta C^{13}$  карбонатов в пределах от +0,5 до -0,5% являются показателем осадочного генезиса изучаемых карбонатных пород и их метаморфизованных разновидностей и могут служить эталоном для сравнения при изотопном анализе углерода карбонатов предположительно иного генезиса.

Изотопный состав серы сульфатов разного возраста не был постоянен в истории седиментогенеза. Для осадочных сульфатов от докембрия до кайнозоя устанавливается "синусоидальное" колебание значений  $\delta S^{34}$  от +1% (или несколько менее) до +3% (Holser,

Карлап , 1966). В то же время в разновозрастных эвалоритах из разных регионов значения  $\delta S^{34}$  сульфата оказываются одинаковыми или очень близкими. Это необходимо иметь в виду при использовании изотопного анализа серы и производить сравнение значений  $\delta S^{34}$  новообразований с теми значениями  $\delta S^{34}$ , которые присущи исходным, т.е. седиментационным сульфатам данного стратиграфического уровня (независимо от региона их развития). Вероятно, рассмотренная особенность может быть использована и в случае необходимости уточнения возраста седиментационных сульфатов в исследуемом регионе. Это может быть сделано, видимо, путем сравнения значений  $\delta S^{34}$  седиментационных сульфатов изучаемого региона со "стандартными" для того или иного возрастного подразделения значениями  $\delta S^{34}$  седиментационных сульфатов.

В предыдущем разделе рассмотрены те интенсивные и взаимосвязанные преобразования пород и солевого состава вод, которые происходят при гипергенезе в галогенно-карбонатных толщах. Отмечалось также, что зона гипергенеза является зоной активной жизнедеятельности бактерий. Именно участие бактерий в процессах гипергенных преобразований должно обуславливать, и обуславливает в действительности, фракционирование изотопов серы и углерода. В возникающих новообразованиях сера и углерод оказываются по изотопному составу "облегченными" по сравнению со значениями  $\delta S^{34}$  и  $\delta C^{13}$  в исходных соединениях.

Фракционирование изотопов серы при бактериальной сульфатредукции исходного сульфата (ангидрита, гипса) приводит к тому или иному обогащению серы возникающего в этом случае сероводорода легким изотопом  $S^{32}$  и соответственно тех сульфидов и элементарной серы, которые могут из него образовываться. Важно, что одновременно неизбежно накопление тяжелого изотопа  $S^{34}$  в сере остаточного сульфата, т.е. повышение в нем значений  $\delta S^{34}$  по сравнению с исходным сульфатом.

Изложенное отчетливо проявляется на рис.3, включающем литературные данные по изотопному составу серы и углерода серных руд и вмещающих пород большинства крупнейших экзогенных серных месторождений мира. Для наглядности на рисунке 3 одновременно показан (по данным Holser, Карлап, 1966) изотопный состав серы седиментационных сульфатов того возраста, к которому относятся вмещающие породы данного месторождения. Более высокие по сравнению

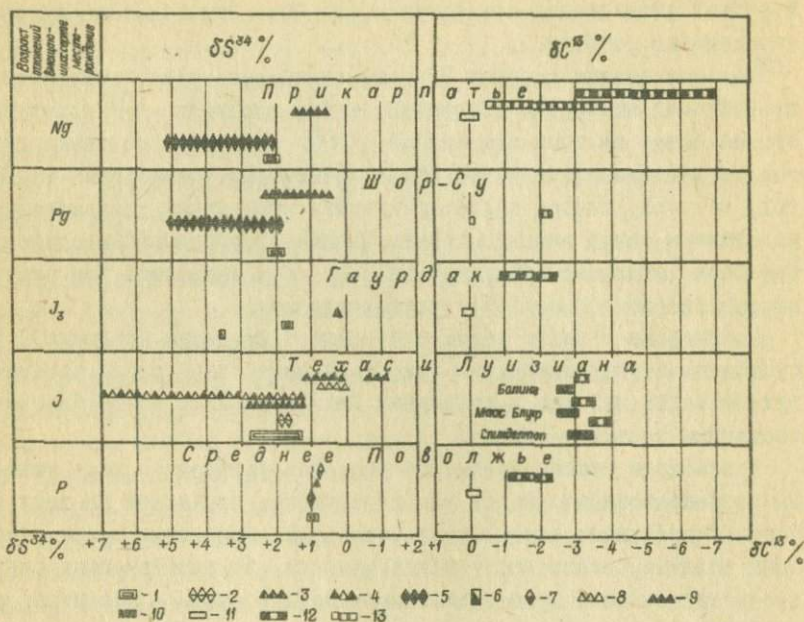


Рис. 3. Изотопный состав серы и углерода в рудах и вмещающих породах экзогенных серных месторождений (по литературным данным). 1-9 - значения  $\delta S^{34}$ : 1-7 для серы сульфатов: 1 - седиментационных того стратиграфического уровня, к которому относятся по возрасту вмещающие породы месторождения; 2-соляного штока; 3-ангидритовой зоны кепрока; 4 - кальцитовой зоны кепрока; 5-6 - серных руд: 5 - пределы колебаний; 6 - среднее значение; 7 - зоны окисления серных руд; 8 - серы сероводорода и сульфидов; 9 - самородной серы; 10-13 - значения  $\delta C^{13}$  углерода: 10-нефти соляных куполов; 11 - первичного седиментационного карбоната; 12 - вторичного кальция; 13 - карбоната смешанного генезиса.

с этими показателями значения  $\delta S^{34}$  сульфатов характеризуют "утяжеленные", "остаточные" сульфаты. Обнаружение во вновь исследуемом районе таких "утяжеленных" сульфатов служит показателем гипергенных преобразований с участием сульфатредукции.

Поскольку сульфатредукция происходит за счет энергии окисляющегося органического вещества (битума, нефти), то обнаружение в районе утяжеленных сульфатов может быть использовано и при нефтетепоисковых работах.

Как показывает рисунок 3, самородная сера всех экзогенных месторождений неизменно обогащена легким изотопом  $S^{32}$  и характеризуется более низкими значениями  $\delta S^{34}$ , чем сера исходных сульфатов данного возраста и тем более остаточных утяжеленных сульфатов, не подвергшихся сульфатредукции. Это вполне соответствует изложенным ранее литологическим данным об образовании самородной серы таких месторождений за счет серы сульфатов при их гипергенной (бактериальной) сульфатредукции.

На рисунке 3 видно также (на примере Среднего Поволжья), что сульфаты, образующиеся при окислении самородной серы, характеризуются таким же, как и последняя (или несколько более "легким"), изотопным составом серы.

Рассмотрим теперь поведение изотопов углерода в ходе гипергенных преобразований. Ранее уже говорилось, что почти на всех изученных экзогенных серных месторождениях, связанных с сульфатонесущими толщами, неизменно устанавливаются две генетические разновидности карбонатов: 1) седиментационные карбонаты — первичные известняки и доломиты<sup>x/</sup> или их перекристаллизованные разновидности и 2) вторичный кальцит, парагенный сере. Последний развит и вне серных месторождений в карбонатных "шляпах" верхней части зоны гипергенеза.

Так как растворения известняков при гипергенезе в зоне десульфатизации не происходит и оно является здесь практически запрещенным, то источником углерода для образования вторичного кальцита может быть в основном лишь углерод уголекислоты, образующейся при окислении органического вещества (битума, нефти) в процессе бактериальной сульфатредукции. При этом углерод битума (нефти) переходит в состав вновь образующегося кальцита, метасоматически замещающего исходные сульфаты.

---

x/

Для серных месторождений непроков соляных куполов США литературных данных о наличии в их составе седиментационных карбонатов мы не обнаружили.

Исследования изотопного состава углерода первичных и вторичных карбонатов многих серных месторождений полностью подтверждают изложенное. Значения  $\delta C^{13}$  вторичного кальцита серных руд резко отличаются более низкими показателями от величин  $\delta C^{13}$  седиментационных карбонатов (см. рис. 3). В то же время значения  $\delta C^{13}$  вторичного кальцита, как правило, близки к величинам  $\delta C^{13}$  битумов (жидких и газообразных), развитых в данном районе. Подтверждением этого является приведенное на рис. 3 сравнение величин  $\delta C^{13}$  нефти и кальцита из кепроков ряда солянокупольных структур Техаса и Луизианы.

Существенно, что известняки, для которых нами литологические исследования позволяют предполагать смешанный по генезису состав карбонатов (наличие в первичном известняке того или иного количества вторичного кальцита), имеют значения  $\delta C^{13}$  "промежуточные" между величинами, характерными для каждой из этих генетических разновидностей (например, в Прикарпатье, см. рис. 3). Таким образом, смешанный по генезису состав карбонатов находит отражение в "смешанном" изотопном составе их углерода.

Изложенное подтверждает применимость и высокую эффективность метода изотопного анализа серы и углерода при изучении и уточнении генезиса уже известных месторождений некоторых полезных ископаемых, возникших при гипергенезе. Очень важно, что этот метод, несомненно, окажется перспективным и при прогнозных исследованиях в регионах развития галогенно-карбонатных толщ, при литолого-фациальных реконструкциях в зонах их гипергенеза вообще и особенно при изучении полностью или в значительной мере десульфатизированных пород карбонатных "шляп". "Облегченный" изотопный состав углерода карбонатов будет однозначно свидетельствовать о гипергенном происхождении хотя бы части таких карбонатов и об их образовании в связи с бактериальной сульфатредукцией. Это является одновременно несомненным показателем первоначальной сульфатности изучаемых образований. В свою очередь, последнее надо расценивать как положительный показатель для поисков в данном регионе месторождений соответствующих полезных ископаемых.

Присутствие в сульфатах зоны гипергенеза или в составе сульфат-иона "утяжеленной" серы (а в сероводороде и сульфидах-"облегченной") должно являться прямым свидетельством бактериальной сульфатредукции и вероятного наличия благоприятных условий для

серообразования в зоне гипергенеза, с одной стороны, и нефтега-  
зонности региона в закрытых ("запечатанных") структурах - с  
другой.

Наиболее рационально, несомненно, параллельное выполнение ана-  
лизом изотопов серы и углерода.

Вместе с тем необходимо подчеркнуть, что привлечение изотоп-  
ных анализов для генетической трактовки и литолого-фациальных  
реконструкций требует самого тесного и тщательного учета всего  
комплекса геологических показателей. Это обусловлено прежде все-  
го тем, что степень обогащенности вторичных продуктов легким изо-  
топом может быть, как упоминалось, резко различной в разных райо-  
нах и даже на одном объекте.

Учет комплекса геологических сведений нужен на всех стадиях  
изотопных исследований, начиная с отбора образцов и кончая трак-  
товкой результатов. При этом особенно необходимо использование  
данных литологического изучения пород.

Отсутствие взаимоувязки литологических и геохимических пока-  
зателей может привести к серьезным ошибкам при трактовке значе-  
ний изотопного состава серы и углерода, а иногда и к генетиче-  
ским выводам, идущим вразрез с надежными геологическими данными.  
Последнее, к сожалению, уже имело место в некоторых опубликован-  
ных работах.

В то же время при надлежащей увязке с другими геологическими  
показателями, а также при учете уже выявленных на аналогичных  
объектах геохимических закономерностей изотопный анализ может  
быть весьма эффективным. Его следует применять на материале, до-  
статочно изученном литологически (включая твердо установленные  
данные о степени преобразованности анализируемых пород, стадиях  
минералообразования и т. п.), хорошо осмысленном и подобранном  
продуманно и целеустремленно.

#### Литература

Б а т у л и н С.П. и др. Экзогенные эпигенетические месторож-  
дения урана. М., Атомиздат, 1965.

Б е л е н и ц к а я Г.А. Древние погребенные долины Сред-  
ней Азии и связь с ними процессов серообразования. Матер. раб.  
совещ. по прогнозу месторождений самородной серы в осадочных об-  
разованиях (1966 г.). Тр. Геол. ин-та, вып. 22, Казань, 1968.

Беленицкая Г.А. Палеогеоморфологический и гидро-геохимический критерий сероносности сульфатоносных толщ. ДАН СССР, т. 184, № 6, 1969.

Вассоевич Н.Б. О терминологии, применяемой для обозначения стадий и этапов литогенеза. В сб. Геология и геохимия. Л., Гостехиздат, 1957.

Вассоевич Н.Б. Еще о терминах для обозначения стадий и этапов литогенеза. Тр. ВНИГРИ, № 7, вып. 190, 1962.

Зеленова О.И., Кондратьева И.А., Лисцын А.К. Эпигенетические изменения красноцветных пород и ураповое рудообразование над залежами углеводородов. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1969.

Иванов А.А. Основы геологии и методика поисков, разведки и оценки месторождений минеральных солей. Л., Гостеолгиздат, 1958.

Иванов А.А., Воронова М.Л. О сильвинитовой плите Верхнекамского месторождения. В сб. Геология месторождений калийных солей. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 99, 1963.

Каркаув Т.К. О характере и значении метасоматических замещений в образовании вторичных залежей целестина. Изв. АН Узб. ССР, № 6, 1955.

Миропольский Л.М. Топогеохимическое исследование пермских отложений в Татарии. М., Изд-во АН СССР, 1956.

Отрешко А.И. Палеогеографический критерий поисков осадочных месторождений серы и возможности его использования. Тр. ГИГХС, вып. 6, 1960.

Отрешко А.И. Принципы и методы прогнозов месторождений самородной серы среди осадочных образований. Сов. геол., № 6, 1966.

Перельман А.И. Геохимия ландшафта. М., Географгиз, 1961.

Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза). М., Недра, 1968.

Петров Н.П. Условия образования одного из серных месторождений в юго-западных отрогах Гиссара. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 8, 1955.

Пиннекар Е.В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна (закономерности размещения, состав, динамика, формирование и использование). М., Наука, 1966.



П и с а р ч и к Я.К. Гипсы и ангидриты. Справочное руководство по петрографии осадочных пород, т.2, Л., Гостоптехиздат, 1958.

П и с а р ч и к Я.К. О соотношении верхоленской свиты Иркутского амфитеатра с подстилающей толщей. Матер. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 44, 1960.

П и с а р ч и к Я.К. Литология и фации ниже-и среднекембрийских отложений Иркутского амфитеатра (в связи с их нефтегазонасностью и соленосностью). Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 89, 1963.

П и с а р ч и к Я.К. О гипергенных процессах в кембрийских сульфатно-карбонатных комплексах Восточной Сибири (в связи с оценкой ее сероносности). Тр. Геол. ин-та, вып.22, Казань, 1968.

П и с а р ч и к Я.К., М и н а е в а М.А., Р у с е ц к а я Г.А. Палеогеография Сибирской платформы в кембрии. Ин-формац. сообщ. ОНТИ ВИАМС, № 13, 1967.

П и с а р ч и к Я.К., М и н а е в а М.А., Р у с е ц к а я Г.А. Роль гипергенных преобразований галогенно-карбонатных толщ в формировании и разрушении месторождений полезных ископаемых. Тр. СНИИГТИМС, вып.98, серия литол. и геохим., 1969.

С л ю с а р е в а М.Н. Гипс и ангидрит Шорсуйского района. "За недра Средней Азии", № 4, 1934.

С о к о л о в А.С. Геологические закономерности строения и размещения месторождений самородной серы. Тр. ГИГХС, вып.5, 1959.

С о к о л о в Д.С. Основные условия развития карста. М., Госгеолтехиздат, 1962.

С т р а х о в Н.М. Основы теории литогенеза, т.3. М.Изд-во АН СССР, 1962.

Ф и в е т М.П. Методика поисков калийных солей. Новосибирск, Наука, 1967.

Д и к и н Н.П. Минералогия и парагенезис самородной серы в экзогенных месторождениях. Л., Наука, 1968.

Я р ж е м с к и й Я.Я. Взаимные переходы боратов Индерского поднятия и сопутствующее им минералообразование. Рига, Изд-во АН Латв. ССР, 1953.

H o l s e r W.T., K a r l a n I.R. Isotope geochemistry of sedimentary sulfates. Chem. geol., vol. I, №2, Amsterdam, 1966.

УДК 552,58/54 : 551.8.051 : 001,8

Основы методики литолого-фациального анализа гипергенно-измененных галогенно-карбонатных толщ для целей поисков полезных ископаемых. Писарчик Я.К., Беленицкая Г.А., Минаева М.А., Русецкая Г.А. Л., 1971, стр.

В работе охарактеризованы закономерности гипергенных преобразований галогенно-карбонатных толщ и вмещаемых ими вод, этапы таких преобразований и полезные ископаемые, месторождения которых могут быть сформированы или разрушены на различных этапах. Одновременно даны основы методики литолого-фациального анализа таких гипергенно измененных пород для целей поисков полезных ископаемых и освещено использование при этом палеогеоморфологических данных и результатов исследований изотопного состава серы и углерода.

Илл. 3, библи. 30.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение . . . . .	3
I. Общий ход процессов гипергенеза в галогенно-карбонатной толще и методические указания по их распознаванию.	
Рассолонение галогенно-карбонатных толщ . . . . .	7
Гидратация ангидрита до гипса и десульфатизация . . . . .	II
Кальцитизация . . . . .	I4
Раздоломичивание . . . . .	I8
Выщелачивание (декальцитизация) . . . . .	24
Влияние климата . . . . .	25
II. О привлечении палеогеоморфологических показателей при исследовании зон гипергенеза . . . . .	29
III. Применение метода изотопного анализа серы и углерода для выяснения генезиса пород зон гипергенеза и некоторых связанных с ними месторождений полезных ископаемых	
Литература . . . . .	39

### ОСНОВЫ МЕТОДИКИ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА ГИПЕРГЕННО-ИЗМЕНЕННЫХ ГАЛОГЕННО-КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ПОИСКОВ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Редактор И. А. Егорова  
Техн. редактор А. А. Иванова  
Корректор Л. Н. Ершова

---

М-38452 Подп. в печать 14/XI-1972 г. Объем 2,7 уч. изд. л  
Тираж 600 экз. Цена 24 коп. Заказ № 739

---

ЛКОП ВСЕГЕИ

Цена 24 коп.

953