Доклады Академии наук СССР
1955. Том 104, № 4

ПЕТРОГРАФИЯ

Я. Я. ЯРЖЕМСКИЙ

О РОЛИ ДОЛОМИТА И МАГНЕЗИТА В СОЛЕНОСНЫХ ТОЛЩАХ

(Представлено академиком Н. М. Страховым 6 VI 1955)

При изучении вещественного состава соленосных толщ выясняется немаловажное значение в них доломита и магнезита. Возникновение бассейнов повышенной солености сопровождается прежде всего появлением доломита. В современных водоемах ненормальной солености массовое образование доломита известно на оз. Балхаш и в виде ничтожной примеси в южной части залива Кара-Богаз-гол, лиманах черноморского побережья и в других местах. В соленосных разрезах древних пород доломит также характеризует своим присутствием повышение засолонения материнского водоема. Нередко отлагались мощные толщи доломитовых пород, прежде чем концентрация вод достигала садки ангидрита. Совместно с последним доломит может нередко образовывать также пачки мощных ангидрит-доломитовых и доломит-ангидритовых пород как в подошве, так и в кровле соляных толщ. Подстилающие и покрывающие породы соленосных толщ нижнего кембрия Восточной Сибири, девона Белоруссии, кунгура Приуралья и других мест, измеряющиеся по мощности иногда несколькими сотнями метров, в значительной степени сложены или одним доломитом или доломитом совместно с меняющимися количествами галопелитового вещества, ангидрита, магнезита.

Роль доломита не ограничивается присутствием во вмещающих соленосные толщи породах. Очень часто в самих соляных породах доломит совместно с ангидритом (например, в Восточной Сибири) или с ангидритом и галопелитовым веществом (например, в белорусском и прикарпатских месторождениях) образуют отдельные прослои, слои и пачки слоев, которые разделяют друг от друга отдельные горизонты соляных пород. В наиболее хорошо изученных разрезах соленосной толщи верхнекамского месторождения отдельные доломитовые слои прослежены по простиранию в выработках рудников на протяжении 30 км. В нижней каменной соли устанавливается поразительное постоянство доломитового осадконакопления для одних и тех же доломитовых слоев, в то время как, например, в отдельной тонкой (всего около 5 см) пачке (так называемой «книжечке»), сложенной почти листоватым переслаиванием доломитовых и ангидритовых прослоечков, между сильвинитовыми пластами Кр. II и Кр. 1 отмечаются фациальные переходы в одних и тех же прослоечках доломитовой породы в ангидритовую, в каменную соль и даже в сильвинит.

Приведенные геологические материалы с совершенной бесспорностью указывают, что доломит в солеродных бассейнах отлагался в качестве первичного осадка. В этом утверждении не возникает никаких сомнений.

В самых разнообразных соленых толщах от кембрия до наших дней доломитовые породы, если они не были затронуты перекристаллизацией, слагаются неправильной формы (обычно округлыми) зернышками, величина которых около 1 μ, реже до 10—20 μ. В шлифах они имеют обычно коричневатый цвет, и сколь бы тонким шлиф ни был, такая микрозернистая порода является непрозрачной (или слегка просвечивает) в проходя-

щем свете. В тех случаях, когда порода слагается микрозернистыми доломитом и ангидритом, бывает трудно (а иногда почти невозможно) отличать в общей массе доломитовые зернышки от ангидритовых или даже составить приблизительное представление о количественной роли тех и других. В других случаях отдельные прослоечки толщиной около 1 мм состоят преимущественно из доломита или из ангидрита, чем объясняется более или менее отчетливая их тонкая слоистость.

Если доломитовая (или ангидрит-доломитовая) порода засолонена и в ней имеются участочки, сложенные галитом, то около последних нередко отмечается более или менее интенсивная перекристаллизация микрозернистого доломита. Образуются по краям галитовых участков «рубашки» из мелких (величиной обычно до 0,1 мм) ромбоэдров доломита, включенных в галит.

В ангидрит-доломитовых породах иногда в процессе перекристаллизации доломит образует сравнительно крупные (до 0,2—0,3 мм) идиоморфные ромбоэдры.

Если доломитовые породы надсоленосных толщ первоначальной микрозернистой структуры вовлекаются в зону резко выраженных гипергенных процессов, происходит нередко их более или менее интенсивная перекристаллизация с образованием массы идиоморфных ромбоэдров, вследствие чего порода приобретает характерный шероховатый излом. Эта перекристаллизация нередко сопровождается привносом в доломитовую породу кремнезема и ее более или менее интенсивным окремнением, собирательной кристаллизацией имевшихся в распыленном состоянии CaF_2 и $SrSO_4$ и появлением спорадических скоплений флюорита, целестина и других минералов.

Часто доломит в соленосных толщах находится совместно с магнезитом. При изучении карбонатной примеси в различных соляных породах иммерсионным методом иногда устанавливается, что кроме доломита ($N_0 = 1{,}681$) имеются карбонатные минералы с величиной N_0 более, чем у него. Обычно это бывает или магнезит (N_0 около 1,700), или, повидимому, анекрит с значением N_0 промежуточным между доломитом и магнезитом.

В Институте галургии проведены специальные исследования по изучению вещественного состава соляных глин, или, как мы их называем, галопелитов ([8]). Выяснено, что последние слагаются в основном карбонатами, ангидритом и гидрослюдой. Карбонатными компонентами в галопелитовом веществе служит преимущественно доломит или магнезит, в зависимости от стратиграфической приуроченности того или иного галопелитового слоя или горизонта солей, нерастворимым в воде остатком которого являются карбонатные минералы. Так, распределение карбонатных компонентов в свободном стратиграфическом разрезе соленосной толщи Верхнекамского месторождения показывает, что по мере нарастания концентрации рапы материнского солеродного бассейна доломит уступал место магнезиту. В нижней каменной соли отмечается преимущественно доломит. В сильвинитах Кр. III, Кр. II, Кр. I в составе карбонатной примеси наряду с доломитом часто встречаются переходные от доломита к магнезиту члены доломит-анкеритовой серии с N_0 от 1,681 до 1,690. По данным В. Н. Дубининой ([2]), они встречаются чаще всего в форме ромбоэдров или их сростков, а также толстотаблитчатых, почти боченковидных кристаллов при их величине, нередко достигающей 0,2—0,5 мм. Среди них встречаются кристаллы, окрашенные в красный цвет криптовключениями гидроокислов железа. Часть карбонатных кристаллов имеет неясно-зональное строение и центр кристаллизации. Изредка отмечалась различная ориентировка у ромбоэдра, заключенного внутри, и обрастающего его внешнего ромбоэдра. Иногда встречаются сноповидные, радиально-лучистые агрегаты карбонатов, особенно в сильвинитовых пластах, по простиранию «замещенных» галитом.

В красных сильвинитах снизу вверх увеличивается содержание магния в карбонатах, как показали химические исследования Ю. В. Морачевского с сотр. ([3]).

Выше пласта полосчатого сильвинита А величина показателей преломления карбонатов еще более увеличивается, чем в красных сильвинитах (в некоторых случаях до 1,738 и выше). Здесь (в зоне карналлитовых пород) встречаются часто карбонаты (преимущественно магнезит) в виде пластинчатых (слюдоподобных, с прекрасной коноскопической фигурой, перпендикулярной к оптической оси одноосного отрицательного кристалла) и остроромбоэдрических (почти игольчатых) кристаллов.

Первые находки магнезита в соленосных породах восточного Иоркшира (Англия) описаны в 1949 г. Стюартом ([9]). Здесь также магнезит образует пластинчатые кристаллы, таблички по (0001), которые достигают 1 см в ширину в крупнокристаллических ангидрит-магнезит-галитовых породах. Эти пластинки часто имеют зазубренные края, но иногда острые с (тупым) ромбоэдром. В некоторых породах они образуют радиальные пучки. В других они встречаются в качестве изолированных кристаллов с ровным или с пятнистым распределением.

Более детально магнезит описан В. Шеллером и Е. Гендерсоном ([10]) при минералогической характеристике буровых кернов из калийных месторождений Новой Мексики и Техаса. Здесь тонкозернистый магнезит образует прослои и скопления неправильной формы в ангидритовых и реже в полигалитовых породах в «глинах». Магнезит встречается также в виде разбросанных отдельных кристаллов или групп кристаллов, в виде неправильных пучков, полос и тонких линий. Отдельные зернышки магнезита обычно очень малы — около 1 μ или менее в поперечнике, а агрегаты так компактны, что даже в самых тонких сечениях порода становится непрозрачной. Магнезит очень широко распространен. Он был найден во всех породах сульфатной группы и во многих хлоридной группы.

К настоящему времени уже проведены значительные работы советскими исследователями в области изучения карбонатных пород в галогенных образованиях нашей страны. Методами химического и термохимического анализа в 1940 г. Г. И. Бельков ([1]) доказал присутствие магнезита в кунгуре Ишимбая. В 1944 г. генезису магнезита в осадочных породах посвятили работу Н. М. Страхов и А. И. Цветков ([5]), а в 1945 г. эти же авторы описали парагенезисы карбонатных минералов в отложениях соленосных лагунных водоемов ([4]). В 1951 г. Н. М. Страховым опубликована сводная монография по известково-доломитовым фациям современных и древних водоемов и приведена главнейшая отечественная и зарубежная литература из области изучения карбонатных пород ([6]). Эта работа представляет собой сводку огромного фактического материала и является ценным вкладом в дело изучения карбонатных пород вообще и карбонатных лагунных образований в частности. Н. М. Страхов указывает, что «с осолонением лагуны происходит... смена минералогических форм при общей тенденции к преобладанию магнезиальных карбонатов над кальциевыми...». Однако положение Н. М. Страхова о смене садки доломита раздельной садкой кальцита и магнезита на высоких ступенях осолонения Соликамского солеродного бассейна нуждается в дальнейшей тщательной проверке. Кальцит в разрезах калийных соляных пород микроскопическими методами исследования с достоверностью пока не обнаруживался. В 1952 г. В. Н. Щербина описал карбонатные компоненты среднеазиатских неогеновых сульфатных месторождений и их вмещающих пород ([7]).

Изложенные материалы позволяют заключить, что доломит и магнезит являются первичными в галогенных породах во всех тех случаях, когда они присутствуют в микрозернистой массе, почти не просвечивающей в тонких шлифах в проходящем свете. Перекристаллизация приводит к появлению мелкокристаллических (до 0,10—0,25 мм), реже более крупно-

кристаллических образований, сложенных преимущественно кристаллами доломита ромбоэдрического облика или пластинчатыми кристаллами магнезита. Доломит (нередко с ангидритом и примесью магнезита) развит преимущественно во вмещающих (подстилающих и покрывающих соленосные толщи) породах и в части соленосных толщ, сложенных каменной солью, полигалитовой породой и реже сильвинитом. Магнезит присутствует как примесь преимущественно в карналлитовых породах, но совместно с доломитом (обычно уступая ему место) нередко и в других породах (например, в сильвинитах).

Доломит и магнезит распространены чрезвычайно широко в галогенных породах, но учесть их количественную роль очень трудно, потому что они часто присутствуют в виде микрозернистой примеси в соляных породах, которую, как правило, называют «глинистой». Нередко они являются главной (или весьма важной) составной частью галопелитовых и карбонатно-ангидритовых пород.

Всесоюзный научно-исследовательский
институт галургии

Поступило
6 VI 1955

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

[1] Г. И. Бельков, Геофизические исследования соленосных отложений кунгура Ишимбаевского Приуралья, 1940. [2] В. Н. Дубинина, Тр. ВНИИГ, 29 (1954). [3] Ю. В. Морачевский с сотр., Тр. ВИГ 17 (1939). [4] Н. М. Страхов, А. И. Цветков, Лит. сб., МОИП, 1945. [5] Н. М. Страхов, А. И. Цветков, Зап. Мин. общ., 2, 73 (1944). [6] Н. М. Страхов, Тр. ИГН АН СССР, 124, геол. серия (№ 45), 1951. [7] В. Н. Щербина, Глауберит, глауберитовые породы и их кора выветривания, Изд. КИРГИЗФАН СССР, 1952. [8] Е. А. Яржемская, Тр. ВНИИГ, 29 (1954). [9] F. H. Stewart, J. of Min. Soc., 28, No 206, Sept. (1949). [10] W. Schaller, E. Henderson, Mineralogy, of drill cores from Potas, Field of New Mexico and Texac, 1932.