

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ,  
МЕТОДИКА ИХ ПОИСКОВ И РАЗВЕДКИ

УДК 553.6 + 561.232

В.Г. КУЗНЕЦОВ

СВЯЗЬ ЭВОЛЮЦИИ ЦИАНОФИТОВ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО  
РАЗМЕЩЕНИЯ МАГНЕЗИТОВ

Установлена определенная синхронизация распределения в геологическом разрезе магнезитов с развитием цианобактериальных сообществ. Предложен биохомогенный механизм образования магнезита путем создания цианеями специфической геохимической среды, благоприятной химическому осаждению магнезита.

Постановка проблемы

Магнезиты значительно уступают известнякам и доломитам как по распространенности, так и по объему посвященных им исследований.

Существуют две основные формы магнезитов — пелитоморфные и ясно кристаллические, причем первые практически единодушно считаются осадочными, а вторые, по справедливому замечанию П.П. Смолина, В.И. Киселева и А.И. Шевелева [18], традиционно, но не доказательно трактуются, как правило, эндогенными — гидротермально-метасоматическими.

Исследования магнезитов в значительной степени сконцентрированы на детальном изучении месторождений, а исследование их общих закономерностей распределения магнезитов ориентировано больше на выявление тектонического и палеогеографического положения месторождений. Относительно ограничено рассматриваются соотношения условий образования месторождений с общими изменениями на Земле, эволюцией внешних геосфер, в частности, биосферы. Выяснению генезиса этих пород с указанных позиций и посвящена работа.

Магнезиты в геологическом разрезе

В настоящее время установлено и практически общепризнано, что магнезитовые месторождения и рудопроявления приурочены к трем стратиграфическим интервалам — докембрий—нижний кембрий, верхний палеозой—нижний мезозой и палеоген—плейстоцен [5, 26—28].

По-видимому, одними из наиболее древних являются магнезиты горанской свиты Юго-Западно-го Памира, абсолютный возраст которых более

2 млрд. лет, а также магнезиты Онотского грабена в Восточных Саянах, в том числе таковые крупнейшего в России Савинского месторождения, которые датируются ранним протерозоем.

Месторождения магнезита Присаянской группы (Савинское, Онотское и др) связаны с нижнепротерозойской камчадальской свитой, точнее ее средней, доломитовой, частью. Магнезиты этих месторождений белые и серовато-белые, обычно крупнозернистые.

Удережская группа месторождений (Киргитейское, Тальское, Верхнетуровское, Удоронгское, Рыбинское, Кардаканское и др.) приурочена к Ангаро-Питскому синклинию на Енисейском крыже. Магнезиты локализованы в отложениях аладинской свиты сухопитской серии среднего и джурской свите тунгуситской серии верхнего рифея. Разрезы этих свит имеют циклическое строение: с терригенными отложениями в основании, которые сменяются глинистыми, а затем карбонатными с магнезитом. Магнезиты белые, розовые, темно-серые и черные за счет рассеянного углисто-графитистого материала, по структуре разнозернистые — от мелко- (< 1 мм) до крупнозернистых (>10 мм). Текстуры массивные, полосчатые, пятнистые. Полосчатость обусловлена чередованием темных мелкозернистых и светлых среднезернистых разностей. Подобные соотношения можно трактовать как результат перекристаллизации, причем чем она интенсивнее (среднезернистые разности), тем больше разрушено органическое вещество, и происходит осветление. Мощность пачек магнезитов достигает 180—190 м.

В Забайкалье в Ларгинско-Кактолгинском районе магнезиты развиты в кактолгинской свите верхнего протерозоя: светлоокрашенные мелко- и

крупнозернистые, практически не отличаются по внешнему виду от вмещающих доломитов и устанавливаются только по результатам опробования. При этом отмечаются как резкие, так и постепенные переходы между доломитами и магнезитами.

Широко известны и достаточно подробно изучены магнезитовые месторождения западного склона Южного Урала, материалы по которым обобщены в [14]. Наиболее известны и хорошо исследованы месторождения Саткинской и Бакальской групп; кроме того, установлены месторождения и в других районах — Кызылташское, Юшинское, Азналинское, Отнуровское, Семибратское, Веселовское и др. [1, 2, 14]. Кристаллические магнезиты этого региона приурочены к определенным стратиграфическим интервалам нижнего и среднего рифея. В нижнем рифее это — отдельные уровни саткинской и бакальской свит (средняя и верхняя часть бурзянской серии нижнего рифея). В среднем рифее — авзянская свита верхов юрматинской серии. Все месторождения локализованы в пределах мощных и выдержанных пачек доломитов.

По размерам кристаллов магнезиты подразделяются на мелко-, средне-, крупно- и гигантозернистые, причем для нижнерифейских магнезитов характерны все названные структуры, для среднерифейских — мелко- и среднезернистые. Текстуры массивные и полосчатые, местами слоистые. Вмещающие доломиты темно-серые и серые, иногда черные, причем цвет определяется наличием углеродистого и глинистого веществ. Структуры мелко- и среднекристаллические, текстуры слоистые, массивные, местами брекчиевидные.

Можно добавить, что слоистые текстуры морфологически очень близки текстурам микробиальных матов или точнее — слоистых микробиальных образований. В ряде случаев в разрезах наряду с доломитом и магнезитом присутствует брусит, в том числе в виде достаточно мощных пластов и пачек бруситового мрамора.

В средне-верхнерифейских отложениях Юрубчено-Тохомской зоны Сибирской платформы установлена своеобразная магнезит-кальцитовая ассоциация, причем примерно в 1/3 случаев породы имеют строматолитовое строение и примерно столько же — микробиально-стуктовое [12].

На Дальнем Востоке в пределах Малого Хингана открыта серия месторождений (Сафонихинское, Овчинниковское, Самарское, Луковское и др.) в нижней и в меньшей степени верхней части мурандавской свиты, возраст которой определен как синийский [25] либо как вендский [16]. Принципиально важно отметить наличие во вмещающих доломитах строматолитов, а также оолитов и стуктов, образование которых в последние годы связывают с жизнедеятельностью цианобактерий. Наряду с магнезитами присутствует брусит, который считается продуктом метаморфизации магнезита [28].

В вендских отложениях Непско-Ботуобинской антеклизы Сибирской платформы магнезит обнаружен в нижнеиктешской подсвите и ее возрастном аналоге — тирской свите [6, 7]. Магнезиты связаны с сульфат-карбонатными отложениями, причем установленная по керну мощность магнезитовой пачки колеблется от нескольких метров до 25 м.

Она протягивается широкой (от 120 до 250 км) полосой более чем на 700 км. Магнезиты нередко ассоциируют со строматолитовыми доломитами. В ряде мест непосредственно в магнезитовой пачке установлены отчетливые «водорослевые образования в виде проблематичных форм, имеющих тонкозернистую структуру в общей пелитоморфной или микрозернистой массе» [6, с. 138].

Крупные месторождения магнезитов известны за пределами России.

В Северо-Восточном Китае в провинциях Ляонин и Шаньдунь в нижнепротерозойских доломитах групп Ляохэ (формация Дашицяо) и Фэнжигань, а также верхнепротерозойских формациях Чангэн и Дэншин открыто более 30 месторождений кристаллических магнезитов. Мощность протерозойских карбонатных отложений около 1400 м, причем на долю доломитов приходится примерно 75%, магнезитов — 12, кальцитовых мраморов — 3 и прослоев кристаллических сланцев — 10 [23]. Магнезиты белые, серые, розовые, крупно- и мелкокристаллические. Внешне они подобны вмещающим доломитам и различаются только по данным химических анализов [28, 33].

В Гималаях в штате Уттар-Прадеш в районах Гархаваль, Кумаон и Питхарогар в протерозойской формации Ганголихат, сложенной массивными и строматолитовыми доломитами и доломитовыми известняками, известна серия месторождений Алморской магнезитовой провинции с мощностью магнезитовых залежей 5—25 м. Полоса этих месторождений протягивается на восток в пределы Западного Непала. Магнезиты в основном связаны с пачкой строматолитовых доломитов этой формации. По данным [36], отмечены строматолиты непосредственно магнезитового состава.

В США месторождения округа Стивенс штата Вашингтон связаны с доломитами формации Стенгар, входящей в группу Дир-Трайл верхнего докембрия. Формация Стенгар — это плотные светлоокрашенные доломиты, местами интенсивно перекристаллизованные. Магнезит образует в них неправильные тела разного размера, не всегда залегающие согласно слоистости. Цвет магнезитов изменяется от белого через различные оттенки серого и красного до черного, зернистость — от тонкой до грубой [3].

Месторождения кристаллического магнезита открыты также в докембрийских доломитах Бразилии (комплекс Брумаду), Кореи (намдечонский комплекс), доломитах нижнего кембрия в провинции Британская Колумбия в Канаде.

Имеются недостоверные определения архейского возраста некоторых проявлений магнезита в Австралии и Корее.

Обобщая данные по магнезитам протерозоя — нижнего кембрия, следует отметить несколько важных особенностей. Прежде всего это отчетливая связь магнезитов с доломитами при практически полном отсутствии известняков, а также наличие промежуточных разновидностей — ассоциации доломитов с магнезитами в виде вкраплений, гнезд, линз, переходящих в пласты и линзы, представляющие промышленный интерес. Другая важная черта — наличие практически везде рассеянного углеродистого первично органического вещества как в магнезитах, так и во вмещающих доломитах. В ряде

случаев присутствие во вмещающих доломитах строматолитов, реже оолитов, которые описаны в аладинской свите Енисейского Кряжа, частично на Урале, в месторождениях Малого Хингана, на Алморских месторождениях Индийских Гималаев; иногда можно предположить наличие микробиальной слоистости и строматолитовых структур в самих магнезитах. Так, на Карагайском участке Саткинского месторождения обнаружены теневые строматолитовые структуры [24].

Количество магнезитов второго возрастного интервала существенно меньше, месторождения более разнообразны, а стратиграфический диапазон их распространения достаточно широк — от нижнего девона до верхнего триаса.

В Пиринеях установлено несколько уровней распространения магнезитов: кобленц (месторождение Урепол), фамен (Колд'Артезиага), визе, намюр, триас. Наиболее крупные залежи мощностью до 160 м выявлены в намюре на месторождениях Астуррета и Эуги. В доломитах первого обнаружены строматолитоподобные образования [27].

В Австрии, в Известковых Альпах, магнезитовые месторождения связаны с доломитами, залегающими в граувакковой серии карбона, и верфенскими слоями триаса. Грубозернистые магнезиты образуют тела неправильной формы на месторождениях Затлеркогель, Обердорф, Зунк.

Своеобразны каменноугольные магнезитовые месторождения Словакии в пределах Западных Карпат: бурдянский комплекс, Дубравский массив, Кошице и др. Линзы и неправильные тела магнезитов расположены в доломитах прибиогермных участков доломитизированных коралловых рифов намюрского возраста. Магнезиты белые, светло-серые иногда темные за счет включений графита. Переходы магнезит—вмещающий доломит часто постепенные. Меньше распространены магнезиты среди доломитов раковецкой серии, датируемой нижним палеозоем [30].

В Пакистане в верхнепалеозойских доломитах известны магнезитовые тела в районе Шервана.

В США в пермских отложениях в области Оканоген штата Вашингтон магнезиты образуют линзы мощностью до 15 м. Месторождения магнезита и брусита в районе Габбс штата Невада приурочены к верхней, преимущественно доломитовой, части формации Лунинг верхнего триаса. Доломиты формации отличаются разнообразием цветов и структур. Цвет доломитов меняется от почти белого до серого и почти черного и красновато-бурого на поверхности. Структура от тонко- до средне- и грубозернистой. При этом тонкозернистые разновидности имеют более темный цвет и обладают определенной слоистостью, а при перекристаллизации они осветляются и слоистость пропадает. Вмещающие залежи — серые средне-крупнокристаллические доломиты — постепенно переходят в доломиты с повышенным содержанием магнезита, а затем и в собственно магнезиты, причем внешне эти породы практически идентичны и различаются только по данным химических анализов [3].

Наряду с месторождениями магнезита в карбонатных породах в этом возрастном интервале (верхний палеозой—нижний мезозой) известны выделения магнезита в виде гнезд, примазок и доста-

точно мощных обособленных пластов в толщах эвапоритов. Достаточно многочисленны подобные образования в перми на востоке и юго-востоке Восточно-Европейской платформы: в пределах Волго-Уральской области, Предуральяского прогиба и Прикаспийской впадины [4, 22, 29]. Отдельные проявления магнезита отмечены в карбонатах среднего карбона, но в основном магнезит приурочен к перми с максимумами в кунгуре и верхнеказанском подъярусе, т. е. образовывался в эпохи соленакопления [9]. При этом максимальное развитие магнезита связано с сульфатными породами — гипсами и ангидритами, в меньшей степени — с карбонатными и сульфатными прослоями в собственно соленосных толщах каменной и калийной солей, а также в глинистых сульфатизированных доломитах.

Близкими свойствами обладают магнезиты в цехштейне Германии, Австрии, Англии, перми в штатах Нью-Мексико и Техас в США. Все магнезиты связаны с ангидритами и доломит-ангидритовыми пачками, реже с полигалитовыми и галопелитовыми породами [9, 29, 34]. Магнезиты в соленосных отложениях перми—нижнего триаса и верхнего триаса имеются в Словакии [35, 37].

Таким образом, верхнепалеозойско-нижнепалеозойские магнезиты характеризуются определенными чертами. Прежде всего это разнообразие вмещающих пород, где наряду с доломитами нередки и собственно эвапоритовые образования — гипсы, ангидриты, каменные и калийные соли, галопелиты. Среди доломитовых пород наряду с «первичными» пластовыми доломитами выявлены и доломиты замещения. В ряде случаев установлены строматолитоподобные структуры, обычные также относительно повышенные содержания органического вещества. Так, в магнезитах месторождения Энтахен в Зальцбурге (Австрия) содержится в среднем 3%  $C_{орг}$  и 2%  $P_2O_5$ . [34].

Кайнозойские магнезиты представлены в основном пелитоморфными разновидностями и известны в Югославии, Греции, Турции, США, Австралии.

Югославские месторождения (Бранешко-Поле, Бела-Стена, Кремна, Илиньяча, и др.) расположены в районе гор Златобор в долине рек Ибар и Крива и представлены микро-криптокристаллическими магнезитами, серыми или темно-серыми за счет рассеянного органического вещества. Так, если во вмещающих доломитах содержание органического материала не превышает 0,4%, то в магнезитах оно не менее 9,1% [15]. Залежи мощностью 30–94 м располагаются в палеогеновых и миоценовых мергелях и глинах.

В Северной Греции в депрессии Сервин в отложениях плио-плейстоценовых озер выявлена серия месторождений (Сервия, Аиани) со своеобразными парагенетическими ассоциациями: гидромагнезит—хантит, магнезит—хантит, гидромагнетит—хантит—магнезит с арагонитом, редко доломитом [15, 28].

В США магнезитовые месторождения в доломитовой формации Хорс-Спрингс миоценового возраста известны в округе Кларк южной Невады. Доломиты и магнезиты белого цвета, очень мягкие, имеют консистенцию глины. Образование этих отложений происходило в озерах в условиях

жаркого пустынного климата. Близкие по характеру, парагенезу и происхождению магнезиты в озерных отложениях отмечены в районе Нидлс в Калифорнии. Имеются указания на подобные месторождения магнезитов в Британской Колумбии, Канада [3].

Магнезитовые месторождения Турции локализованы в терригенных и глинистых озерных отложениях палеогена (Бозкурт) и плиоцена (Хирсиздере). Выделения магнезита, в том числе в промышленных количествах, выявлены в современных озерах в Турции — Туз, Аси, Болук, Салда-Гелю.

В Австралии на востоке штата Квинсленд известны магнезитовые месторождения в голоценовых озерах Мальборо, Кунварара, Меримел, Яамба.

Минеральный состав современных озерных месторождений представлен обычно ассоциацией тригидромагнезита ( $3MgCO_3 \cdot Mg(OH)_2 \cdot 4H_2O$ ), гидромагнезита ( $Mg_5[CO_3]_4(OH)_2 \cdot 4H_2O$ ) и хантита ( $Mg_3Ca[CO_3]_4$ ), а также арагонита. Принципиально важно, что, например, в оз. Салда-Гелю, микробные сообщества образуют на субстрате толстые желатиноподобные «рубашки», и гидромагнезит находится только внутри этих обволакивающих пленок. В итоге формируются гидромагнезитовые строматолиты. Добавим, что воды этого озера пресные, хотя и жесткие с высоким магнием-кальциевым отношением.

Близкая ситуация с образованием магнезитов (гидромагнезитов) в озерах вблизи лагуны Куронг в Австралии [39]. Соленость озер меняется сезонно в широких пределах — от 0,8 до 15,0 %. Судя по наличию в озерах гастропод и артропод, в течение большей части года в среднем соленость не слишком велика. Как и в озерах Турции, pH составляет 8,2–9,9, что обусловлено жизнедеятельностью микробных сообществ. Последние образуют строматолиты, среди которых имеются слоистые (стратиформные) и глобулярные. Минеральный состав обоих видов строматолитов представлен арагонитом и гидромагнезитом примерно в равных количествах.

Для большинства кайнозойских магнезитовых месторождений устанавливается достаточно тесная пространственная связь с массивами ультраосновных пород.

#### Соотношение времени развития цианей и магнезитов и его возможные причины

Стратиграфическое распределение магнезитов в двух случаях из трех четко коррелируется с этапами развития цианобактерий (рисунок). Это касается наиболее древнего и самого молодого интервала магнезиитообразования. Эпоха расцвета цианобактерий, в том числе строматолитообразующих, приходится на средний—поздний афебий (карелий по отечественной шкале), нижняя возрастная граница которого 2200–2300 млн. лет, средний—поздний протерозой (рифей отечественной шкалы), а кризис и распад приходится на венд и начало кембрия [17, 19, 20]. Именно с этим временным интервалом связаны основные проявления и месторождения магнезитов.

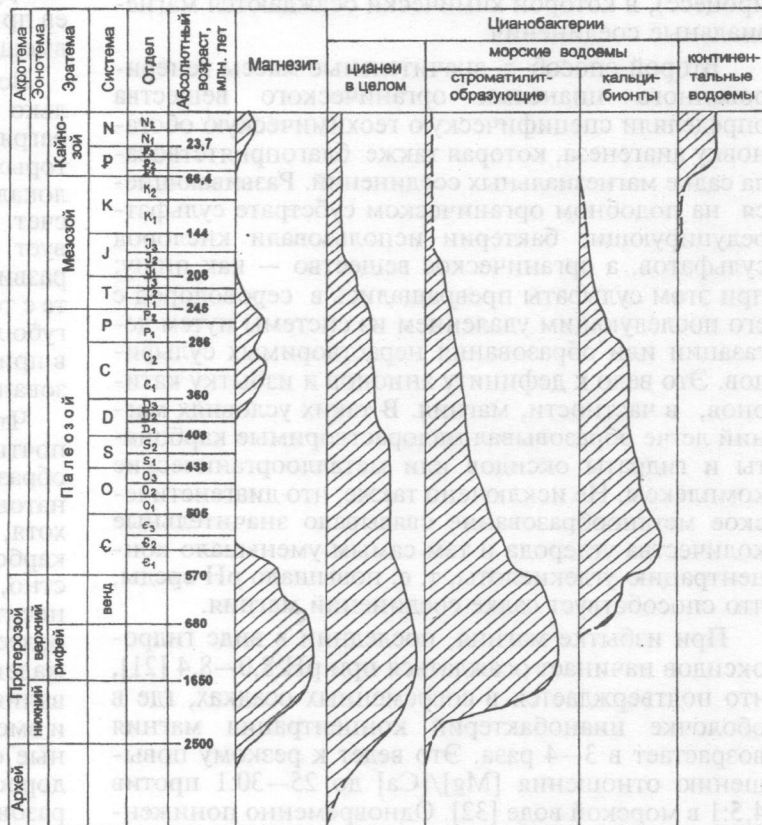
При этом возраст древнейших магнезитов горанской свиты Памира четко коррелируется с первым пиком развития цианей [17].

В кайнозое цианобактерии практически были вытеснены из морских экосистем и переместились в континентальные водоемы различной солености, но, как правило, с высокой щелочностью вод. В таких озерах формировались палеоген-четвертичные магнезиты, причем в современных озерах найдены строматолиты магнезитового состава.

Что касается верхнепалеозойско-нижнемезозойского интервала распространения магнезитов, то каких-либо тесных связей с развитием цианобактериальных сообществ на глобальном уровне не обнаружено.

Прямой интерпретация соответствия развития магнезитов и цианей вряд ли корректна. Строго говоря, параллельное изменение двух показателей не является доказательством, что один из них определяет развитие другого; в принципе возможна некая внешняя причина, которая влияет на оба исследуемых показателя. В данном случае, по крайней мере иногда, есть основания полагать наличие определенной генетической связи и влияния цианей на образование магнезита или точнее: осаждение различных магнезиальных соединений типа гидромагнезита, возможно, гидратов оксида магния, которые затем переходят в стабильный магнезит или брусит. Можно наметить по крайней мере три способа такого влияния.

Первый — это создание специфической геохимической обстановки, ведущей к осаждению магнезиальных соединений. Дело в том, что чисто химическое их осаждение весьма сомнительно. Это



Стратиграфическое распределение магнезитов и развитие цианобактерий

обусловлено тем, что произведение растворимости  $MgCO_3$ ,  $3,1 \cdot 10^{-4}$ , т. е. в 25 раз выше произведения активных концентраций  $[Mg^{2+}] \times [CO_3^{2-}]$  в морской воде, равного  $1,2 \cdot 10^{-5}$ . Осаждаться это соединение может лишь при  $pH > 9,0-9,2$ , а гидрат оксида магния — при  $pH 10,5$ . Это подтверждено как экспериментально в лабораторных, так и в природных условиях, поскольку все современные магнезиты формируются в «содовых» озерах с высокой щелочностью.

Наличие автотрофов, которые извлекают в процессе фотосинтеза  $CO_2$  и ведет к повышению  $pH$ . Основные в этом процессе среди автотрофов — цианобактериальные сообщества, поскольку они являются антагонистами высокоорганизованной биоты, в том числе гетеротрофных организмов, которые в процессе метаболизма, напротив, генерируют  $CO_2$ . В протерозое в эпоху расцвета цианей, в частности, строматолитообразующих, подобные обстановки были достаточно обычны в морских условиях, что определило широкое развитие в это время доломитов [10, 11], а временами, видимо, магнезитов. В кайнозое, когда цианобактерии обитали лишь в специфических континентальных водоемах, подобная высокощелочная среда формировалась практически только в них, и именно здесь образовался магнезит. Таким образом, становится понятным наличие магнезитовых строматолитов и микробиально-слоистых биоседиментарных образований магнезиального состава. Осаждение магнезиальных соединений — процесс биохимический, когда цианеи создают специфическую геохимическую обстановку (биогенный процесс), в которой химически осаждаются магнезиальные соединения.

Второй способ — значительные массы генерированного цианеями органического вещества определяли специфическую геохимическую обстановку диагенеза, которая также благоприятствовала садке магнезиальных соединений. Развивающиеся на подобном органическом субстрате сульфат-редуцирующие бактерии использовали кислород сульфатов, а органическое вещество — как пищу; при этом сульфаты превращались в сероводород с его последующим удалением из системы путем дегазации или образования нерастворимых сульфидов. Это вело к дефициту анионов и избытку катионов, в частности, магния. В таких условиях магний легче образовывал малорастворимые карбонаты и гидраты оксидов или металлоорганические комплексы. Не исключено также, что диагенетическое метанообразование связывало значительные количества углерода и тем самым уменьшало концентрацию углекислоты, т. е. повышало  $pH$  среды, что способствует садке соединений магния.

При избытке магния, последний в виде гидроксидов начинает осаждаться при  $pH 8,0-8,4$  [21], что подтверждается в современных осадках, где в оболочке цианобактерий концентрация магния возрастает в 3—4 раза. Это ведет к резкому повышению отношения  $[Mg]/[Ca]$  до 25—30:1 против 4,5:1 в морской воде [32]. Одновременно пониженное содержание сульфат-ионов способствует образованию доломита [31]. Осаждение доломита в

присутствии сульфатредуцирующих бактерий показано экспериментально в [38].

Косвенное доказательство реальности такого пути образования магнезита — присутствие органического вещества в фанерозойских магнезитах и во включающих их доломитах и рассеянного углеродистого материала как продукта метаморфизации органического вещества в докембрийских образованиях.

Третий способ: не исключено, что имеет место (хотя бы частично) и чисто биогенный процесс физиологического усвоения цианеями магния, поскольку известны чисто кальцитовые, доломитовые, фосфатные, железистые, кремнистые строматолиты, т. е. намечается некоторая специализация цианей по их минералообразующим свойствам. Возможность извлечения и первичного накопления фосфора цианеями обоснована В.А. Лучининой [13].

Сложнее обстоит дело с магнезитами верхнепалеозойско-нижнемезозойского интервала. Во-первых, проявления и месторождения магнезита более разнообразны — наряду с месторождениями в доломитах широко распространены магнезиты в толщах ангидритов и даже солей, некоторые месторождения в доломитах также резко отличаются от «типовых» месторождений. Например, каменноугольные месторождения Словакии, связанные с вторично доломитизированными коралловыми рифами [30]. Во-вторых, для данного этапа не отмечено глобального увеличения интенсивности развития цианей, нет четких указаний на наличие микробиальных образований в магнезитах и ассоциирующих с ними отложениях, хотя в ряде случаев присутствуют строматолитоподобные структуры вмещающих доломитов, например, в Испании [27].

Возможно, что на изменение  $pH$  влияли не только цианеи, но и другие автотрофы, в частности, багряные водоросли, один из этапов расцвета которых приходится на карбон—пермь. О том, что локальные повышения щелочности возможны за счет жизнедеятельности водорослей свидетельствует факт существенного повышения  $pH$  в зоне развития водорослей в Северном Каспии [8]. Вместе с тем такое воздействие либо косвенно, либо глубоко локально; не исключено, что оно имело место в прибиогермных участках каменноугольных образований в Словакии [30].

Что касается магнезитов соленосных толщ, то почти однозначно они считаются хемогенными, образовавшимися при прямом осаждении карбонатов магния в условиях повышенной солености, хотя, как показано выше, чисто химическая садка карбонатов магния практически исключена. Известно, что в подобных условиях при отсутствии относительно высокоорганизованной флоры и тем более фауны цианеи прекрасно существуют. К сожалению, автору не известны новейшие исследования литологами верхнепалеозойских магнезитов и вмещающих их доломитов и соответственно данные о наличии или отсутствии микробиально-водорослевых образований. Дело в том, что такие образования, кроме морфологически весьма своеобразных строматолитов, стали выделять и изучать сравнительно недавно.

Не исключено, что и в этих случаях они существовали, утилизировали  $\text{CO}_2$ , и при отсутствии генераторов этого газа в виде животных организмов рН значительно повышалось, и здесь также шло не чисто химическое, а биохимическое осаждение. Другими словами, повышенная соленость являлась не прямой причиной выпадения в осадок магниезальных соединений, а опосредованной — в таких условиях могли существовать только микробные сообщества, которые и создавали среду, определяющую осаждение магниезальных соединений, причем не по солености, а по величине рН. Некоторым аргументом в пользу этого может служить факт, что в современных объектах (например, в оз. Салда-Гелю [31]) образуется магнезит (гидромагнезит) в пресных и опресненных водоемах, но с высоким значением рН.

Сказанное, естественно, является лишь гипотезой, и вопрос этот требует специального дополнительного изучения, в том числе и наличия в соленосных отложениях микробных структур.

Наличие микробных сообществ, возможно, является важной, но не единственной причиной образования магнезита. По-видимому, существуют и другие факторы, способствующие такому процессу, или затрудняющие или даже исключаящие его. Вероятно, благоприятно также повышенное поступление в водоемы магния, поскольку осаждению карбонатов магния способствует высокое отношение магния к кальцию. Так, воды современного оз. Салда-Гель в Турции содержат около 200 ‰ магния и лишь 3 ‰ кальция, т. е. существенно магниезальны [31]. Весной же, в период активного развития водорослей и осаждения магнезита это отношение в связи с осаждением магния меняется: 22 ‰ магния, 34 ‰ кальция [31]. Для кайнозойских озер, где формируются магнезиты, установлены тесные пространственные связи с об-

ластями развития ультраосновных массивов, денудация и выветривание которых и обеспечивает поступление в водоемы повышенных количеств магния [26, 28, 31].

### Заключение

Установлено соответствие эпох формирования магнезитов с этапами развития цианобактериальных сообществ. Многочисленные и наиболее крупные месторождения магнезита в протерозое коррелируются с эпохой расцвета цианобактерий. Кайнозойские магнезиты формировались в континентальных водоемах, куда в это время из морских обстановок переместились цианеи.

Во многих случаях во вмещающих отложениях, а иногда и в самих магнезитах выявлены строматолитовые и другие биоседиментарные структуры.

Предложен биохемогенный механизм образования магнезита. Цианеи, а иногда и другие автотрофы в процессе фотосинтеза усваивали растворенный в воде  $\text{CO}_2$ , повышая тем самым рН среды. При высоких значениях рН осаждались магниезальные соединения, а впоследствии образовался магнезит. Такому процессу способствует и повышенное количество органического вещества, которое, разлагаясь, создает при диагенезе щелочную среду, способствующую осаждению соединений магния. Таким образом, осаждение магния обусловлено не повышенной соленостью, а высокими значениями рН. Повышенная соленость водоема определяет лишь угнетение высокоорганизованных гетеротрофов, и при их отсутствии эту экологическую нишу занимают микробные, в том числе цианобактериальные, сообщества.

Исследование поддержано грантом Университеты России УР.09.01.006.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Анфимов Л.В., Бусыгин Б.Д. Южноуральская магнезитовая провинция. Свердловск: ИГТ УНЦ АН СССР, 1982. 70 с.
2. Анфимов Л.В., Бусыгин Б.Д., Демина Л.Е. Саткинские месторождения магнезитов. М.: Наука, 1983. 86 с.
3. Бейтс Р. Геология неметаллических полезных ископаемых. М.: Мир, 1965. 546 с.
4. Бельков Г.И. О некоторых геохимических особенностях пермских галогенных осадков из районов Западного склона Урала // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. 1949. В. 28. С. 131–41.
5. Генетические типы, закономерности размещения и прогноз месторождений брусита и магнезита / П.П. Смолин и др. М.: Наука, 1984. 320 с.
6. Ивлев Н.Ф., Пустыльников А.М. Магнезит в вендско-нижнекембрийских соленосных отложениях юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1982. № 1. С. 136–141.
7. Ивлев Н.Ф., Пустыльников А.М., Чеканов В.И. О региональном распространении магнезитов в отложениях соленосной формации юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1985. № 11. С. 16–24.
8. Книпович Н.М. Гидрология морей и солоноватых вод. М.-Л., 1938. 513 с.
9. Корневский С.М. Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. М.: Недра, 1973. 300 с.
10. Кузнецов В.Г. О возможном влиянии биоса на эволюцию доломитообразования в истории Земли // Докл. РАН. 2001. Т. 378. № 3. С. 366–369.
11. Кузнецов В.Г. Эволюция фанерозойского карбонатнакопления в связи с эволюцией биоса // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 4. С. 560–568.
12. Кузнецов В.Г., Беляков М.А., Скобелева Н.М., Соколова Т.Ф. Магнезит и кальцит в рифейских отложениях Юрубчен-Тохомской зоны, Сибирская платформа // Докл. РАН. 2003. Т. 392. № 1. С. 89–91.
13. Лучинина В.А. Кембрийские водорослевые постройки и фосфоритогенез // Фанерозойские рифы и кораллы СССР. М.: Наука, 1986. С. 211–215.
14. Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала. Т. 1. Екатеринбург: Ин-т геологии, 2001. 352 с.
15. Петров В.П., Вакаянц Б., Йоксимович Д., Зекич М., Лапчевич И. Магнезитовые месторождения Сербии и их генезис // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 2. С. 83–98.
16. Решения всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Ч.1. Новосибирск, 1983. 214 с.
17. Семихатов М.А., Раабен М.Е. Динамика глобального разнообразия строматолитов протерозоя. Статья 2. Африка, Австралия, Северная Америка и общий синтез // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996. Т. 4. № 1. С. 6–20.
18. Смолин П.П., Киселев В.И., Шевелев А.И. Ритмичность и формационные типы магнезитоносных докембрийских толщ // Проблемы осадочной геологии докембрия. В. 6. Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981. С. 26–54.
19. Соколов Б.С. Органический мир Земли на пути к фанерозойской дифференциации // Вестник АН СССР. 1976. № 1. С. 126–143.

20. Соколов Б.С. Очерки становления венда. М.: КМК Scientific Press Ltd., 1997. 156 с.
21. Сонненфельд П. Рассолы и эвапориты. М.: Мир, 1988. 480 с.
22. Страхов Н.М., Цветков А.И. К вопросу о распространении магнетита в осадочных породах // Зап. ВМО. 1944. Ч. 73. В. 4 С. 209–222.
23. Урасина Л.П., Другалева Т.А., Смолин П.П. Главнейшие магнетитовые месторождения. М.: Недра, 1993. 157 с.
24. Хайрулина Г.З., Шевелев А.И., Крутиков В.Ф., Урасин М.А., Урасина Л.П. Теневые строматолитовые структуры магнетитов — результат процессов перекристаллизации // Минералогическая кристаллография, кристаллогенез, кристаллосинтез (Информационные материалы). Сыктывкар: УрО РАН, 1990. С. 70–71.
25. Ходак Ю.А., Чеботарев М.В. К генезису синийских магнетитовых пород Малого Хингана // Докл. АН СССР. 1961. Т. 138. № 1. С. 184–187.
26. Шевелев А.И. К вопросу образования месторождений магнетита // Геология и геофизика. 1977. № 5. С. 67–75.
27. Шевелев А.И. О литологической ассоциации месторождений магнетита в доломитовых комплексах // Литология и полезн. ископаемые. 1978. № 3. С. 131–136.
28. Шевелев А.И., Зуев Л.В., Федоров В.П. Минерально-сырьевая база магнетита и брусита России. Казань: Новое знание, 2003. 162 с.
29. Яржемский Я.Я. О роли доломита и магнетита в соленосных толщах // Докл АН СССР. 1955. Т. 104. № 4. С. 622–625.
30. Abonyi A., Abonyiova M. Deposits of crystalline magnesite in Slovakia // Mineral' a Slovakia. Monografia. Bratislava, 1981. N 1. P. 107–125.
31. Braithwaite C.J.R., Zedef V. Hydromagnesite stromatolites and sediments in an alkaline lake, Salda Golu, Turkey // J. Sedimentary Research. Section A. 1996. V. 66. N 5. P. 991–1002.
32. Gebelein C.O., Hoffman P. Algal origin laminations in stromatolitic limestones // Journ. Sedimentary Petrol. 1973. V. 43. N 3. P. 602–613.
33. Nishihara H. Origin of the bedded magnesite deposits of Manchuria // Economic Geology. 1956. V. 51. N 7. P. 698–711.
34. Siegl W. Entwurf zu einer salinar-sedimentaeren Entstehung der Magnesite vom Typ Entachen (Salzburg) // Mineralium Deposita. 1969. V. 4 N 3. S. 225–233.
35. Turan J., Vancova L. Vyskyty magnezitu v evaporitoch Zapadnych Karpat // Zapadne Karpaty. Seria mineralogia, petrografia, geochemia, loziska. Bratislava. 1976. N 2. S. 95–149.
36. Valdija K.S. Origin of the Magnesite Deposits of Southern Pithoragarh, Kumaun Himalaya, India // Economic Geology. 1968. V. 63. N 8. P. 924–934.
37. Vancova L., Turan J. Magnesite deposits and occurrences in the West Carpatians, their genesis and geochemistry // Symposium on Geochemistry of endogenous and exogenous processes. Bratislava, 1982. P. 282–300.
38. Vasconcelos Cr., McKenzie Ju., Brnasconi St., Grulic D., Tien A. Microbial mediation as a possible mechanism for dolomite formation at low temperatures // Nature. 1995. V. 377. P. 220–222.
39. Walter M.R., Golubic S., Preiss W.V. Recent stromatolites from hydromagnesite and aragonite depositing lakes near the Coorong lagoon, South Australia // J. Sedimentary Petrology. 1973. V. 43. N 4. P. 1021–1030.

Российский государственный университет  
нефти и газа имени И.М. Губкина  
Рецензент — Г.А. Садовников

УДК 550.8:553.82:553.22

Н.С. СЕРЕБРЯКОВ, В.С.В. АРИСТОВ

## УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ ПРОЯВЛЕНИЙ КОЛЛЕКЦИОННОГО КОРУНДА В ПОРОДАХ ЧУПИНСКОЙ ТОЛЩИ БЕЛОМОРСКОГО КОМПЛЕКСА СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ

Рассмотрены закономерности размещения проявлений декоративного коллекционного корунда в чупинской толще беломорского комплекса Северной Карелии и предложены предположения и признаки прогноза и поиска.

В пределах беломорского комплекса известны следующие проявления корунда ([13, 30] и данные авторов): в Карелии — Хитоостровское, Варацкое, Дядина гора, Высота 128 (в [30] названо Нигрозеро), Миронова Губа и Климовское, на Кольском п-ове — Перуселька, в Архангельской области — Кий-остров. Первые четыре проявления расположены в породах чупинской толщи (рис. 1, а). Наиболее известно и перспективно на декоративный корунд Хитоостровское проявление (рис. 2). На образцы корунда этого проявления объединением «Союзкварцсамоцветы» Министерства геологии СССР был распространен отраслевой стандарт на коллекционные минералы [19]; на Хитоострове проводилась оценка запасов с одновременной пробной разработкой.

В [12, 14, 16, 17] корундовая минерализация Северной Карелии отнесена к метаморфогенным образованиям. В [5, 9, 30] уточнено, что она образуется при метасоматозе, связанном с региональным

метаморфизмом. Нами выделены два типа корундовой минерализации: апогнейсовый и апобазитовый [25], которые образуются при метасоматическом замещении соответственно полосчатых кианит-гранат-биотитовых плаггиогнейсов с крупными кристаллами кианита и метаморфизованных магматических пород комплекса лерцолит-габброноритов. С генезисом связаны локальность и небольшие размеры проявлений корунда, причем они не равноценны в связи с разным содержанием декоративного корунда. Все это осложняет поиск проявлений и требует ясного понимания геологических факторов, контролирующих размещение и отвечающих за наличие высококачественного материала. В [3, 30] делается попытка определить такие факторы, но из последних невозможно вывести пригодные для практического применения признаки для поисков проявлений. Нами на протяжении последних нескольких лет специально изучались