

УДК 550.42:553.323

## О НОВОМ МЕХАНИЗМЕ ФОРМИРОВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ МАРГАНЦЕВЫХ РУД (ПО ДАННЫМ $\delta^{13}\text{C}$ И $\delta^{18}\text{O}$ ДЛЯ ЮЖНО-ФАЙЗУЛИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 2004 г. В. Н. Кулешов, А. И. Брусницын

Представлено академиком Ю.Г. Леоновым 15.12.2003 г.

Поступило 26.12.2003 г.

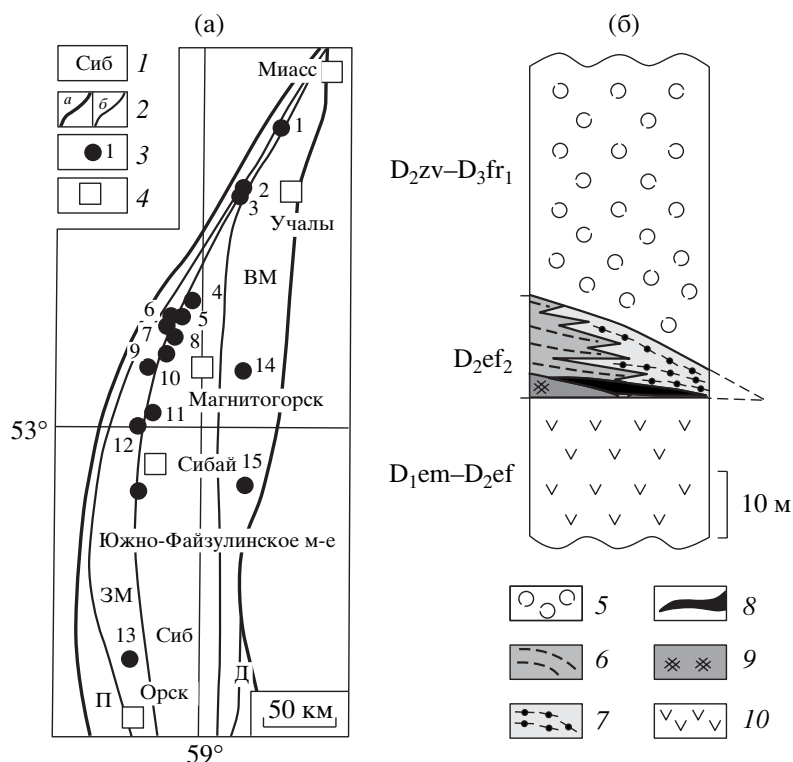
Несмотря на большой фактический и теоретический потенциал научных знаний о месторождениях марганца, накопленный на протяжении последнего столетия, в литературе и поныне широко обсуждается вопрос о происхождении карбонатных марганцевых руд и о путях формирования самих месторождений. Для объектов, приуроченных к толщам осадочных и вулканогенно-осадочных пород, рассматриваются разные механизмы образования первичных марганцевых руд: собственно осадочный, осадочно-диагенетический, вулканогенно- и гидротермально-осадочный и элизионный. Казалось, что предложенные модели, основанные обширными геологическими фактами, исчерпывают все возможные механизмы формирования природных карбонатов марганца. Однако изотопные данные для некоторых рудопроявлений в Калифорнии [1], а также полученные нами для Южно-Файзулинского месторождения на Южном Урале позволяют выделить новый тип процесса формирования карбонатных марганцевых руд. Его главная особенность заключается в участии метана в образовании родохрозита. Ниже мы кратко рассмотрим основные результаты исследований.

Южно-Файзулинское месторождение расположено в западном борту Магнитогорского палеовулканического пояса (рис. 1а). По комплексу геологических и минералогических признаков подавляющим большинством исследователей оно относится к гидротермально-осадочному генетическому типу. Рудный район сложен вулканогенными и вулканогенно-осадочными комплексами, которые в рамках современных геодинамических реконструкций [2] интерпретируются как фрагменты энсиматической островной дуги (Западно-Магнитогорской) и примыкающего к ней с восто-

ка междугового бассейна (Сибайского). Вулканогенная толща имеет двухъярусное строение. Нижний, эмско-эйфельский, ярус сформирован на этапе активных вулканических извержений и сложен преимущественно эффузивами риолит-базальтовой и андезит-базальтовой формаций. Верхний, эйфельско-нижнекарбонный, ярус образован в период затухания магматической деятельности в ходе эрозии вулканических построек и связанных с этим процессами седиментации эдафогенного, гидротермального и органогенного материала. В его составе выделяются кремнистый, тефро-терригенный, терригенный и карбонатно-терригенный комплексы. К породам нижнего яруса приурочены медно-цинково-колчеданные месторождения, верхнего – большое число незначительных по масштабам гидротермально-осадочных месторождений марганца, в том числе и Южно-Файзулинское.

Рудная залежь Южно-Файзулинского месторождения локализована среди кремнистых отложений бугульгырского горизонта ( $D_{2ef}$ ), накопившихся в глубоководных (ниже уровня карбонатной компенсации) впадинах междугового бассейна. В его строении снизу вверх происходит закономерная смена пород, отражающая пространственные и временные изменения условий седиментации кремнистого материала и сингенетичных с ним марганцевых отложений (рис. 1б). В основании разреза располагается цепочка небольших (мощностью 2–4 м) линзовидных тел джасперитов – темно-красных гематит-кварцевых пород пятнистой или брекчиевидной текстуры, которые в настоящее время рассматриваются как литифицированные аналоги придонно-гидротермальных железо-кремнистых отложений современных океанов [3]. Выше залегают тонкополосчатые сургучно-красные яшмы, содержащие помимо гидротермального материала примесь “фоновых” литогенных и органогенных осадков. Эти породы слагают основную объем кремнистой толщи. На выклинивании силицитовой пачки красные яшмы по разрезу и по латерали постепенно сменяются тонкополосчатыми сероцветными кремнистыми алевритами, состоя-

*Геологический институт  
Российской Академии наук, Москва  
Санкт-Петербургский государственный  
университет*



**Рис. 1.** Схема размещения главных марганцевых месторождений Магнитогорского палеовулканического пояса (а) и схематическая стратиграфическая колонка Южно-Файзулинского месторождения (б). 1 – палеогеодинамические зоны (П – Присакмарская, фрагмент аккреционной призмы, ЗМ – Западно-Магнитогорская островная дуга, Сиб – Сибайский междугорный бассейн, ВМ – Восточно-Магнитогорская островная дуга, Д – Домбаровский задугорный бассейн); 2 – границы: а – Магнитогорского палеовулканического пояса, б – палеогеодинамических зон; 3 – марганцевые месторождения (1 – Кожавское, 2 – Тетраук, 3 – Уразовское, 4 – Габдимовское, 5 – Аюсазовское, 6 – Ниязгуловское, 7 – Биккуловское, 8 – Кусимовское, 9 – Ялимбетовское, 10 – Кызыл-Таш, 11 – Мамилинское, 12 – Губайдулинское, 13 – Репино-Круторожинское, 14 – Бахтинское, 15 – Лисьи Горы); 4 – города; 5–10 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения: 5 – улутауская свита ( $D_{2zv}-D_{3fr1}$ ): ритмичное переслаивание вулканомиктовых песчаников, кремнистых алевролитов и аргиллитов; 6–9 – бугульгырский горизонт ( $D_{2ef2}$ ): 6 – яшмы сургучно-красные, 7 – кремнистые алевролиты серые, 8 – марганцевые руды; 9 – джаспериты; 10 – ирендыкская свита ( $D_{1em}-D_{2ef}$ ): порфириты базальтового и андезит-базальтового состава, их лавобрекчии, гиалокластиты.

щими преимущественно из терригенных компонентов. Общая мощность бугульгырского горизонта в районе месторождения достигает 15–20 м.

Важной особенностью Южно-Файзулинского месторождения является находка хорошо сохранившихся реликтов пригидротермальной фауны [4]. Органические остатки обнаружены на небольшом участке в кровле джасперитовой линзы. Они представлены в основном полыми следами раковин криноидей, брахиопод, гастропод, ругоз, табулят, ортоцератид и др., вокруг которых наблюдаются гематит-кварцевые корки коллоидной и сферолитовой структуры, являющиеся характерным признаком придонного бактериального обрастания организмов.

Марганцевые руды тесно ассоциируют с джасперитами. Они слагают уплощенно-линзовидное тело с размерами около 220 м по простиранию и до 3 м по мощности, согласно залегающее в кремнистых породах. Северный фланг рудной залежи

непосредственно перекрывает джаспериты и сам перекрывается сургучными яшмами, а в южном направлении, где красноцветные силициты быстро выклиниваются, рудное тело продолжится полностью в серых кремнистых алевролитах. Марганцеворудный пласт совместно с вышележащими тифро-терригенными отложениями деформирован в период карбон-пермской коллизии.

С поверхности рудная залежь замещена гипергенными гидроксидами марганца, а ее внутренние части (около 80 об. %) сложены оксидно-карбонатно-силикатными породами, состоящими преимущественно из гаусманита, родохрозита, тифроита, риббеита, пироксмангита, кариопилита и кварца. В качестве второстепенных минералов в них установлены кальцит, кутнагорит, аллеганит, спессартин, родонит, пиросмалиит, тальк, марганцевый клинохлор, парсеттенсит, неотокит и гематит, а среди аксессуарных фаз – алабандин, сфалерит, га-

ленит, молибденит, халькопирит, пирит, арсенопирит, апатит и некоторые другие.

В рудах преобладают типично седиментогенно-диагенетические текстуры и структуры – линзовидно-слоистые, пелитовые, глобулярные, коллоидные, сферолитовые, реликтово-органические и некоторые другие. Вместе с тем в породах также наблюдаются и явные признаки метаморфогенных преобразований. К ним относятся широкое развитие силикатов марганца, наличие мозаичных, гетеро-, гранобластовых и таблитчато-сноповидных структур, прожилково-сетчатых, такситовых и будинаж-текстур.

Изучение пространственно-возрастных взаимоотношений между минералами свидетельствует о том, что изначально марганец накапливался главным образом в оксидной форме, как это имеет место в современных гидротермальных отложениях, а на стадии диагенеза рудоносного осадка основная масса оксидов была замещена карбонатами. Восстановленные реликты исходноосадочных оксидов марганца наблюдаются в породе в виде изометричных или неправильных по конфигурации (размером 1–3 см в поперечнике) обособлений гаусманита, с поверхности интенсивно коррозивируемых родохрозитом. Причем скопления гаусманита встречаются только в рудах с максимальным содержанием марганца (до 72% MnO), во всех же других участках оксиды полностью вытеснены карбонатами.

О постседиментационном (скорее всего диагенетическом) происхождении карбонатов могут свидетельствовать также и особенности их морфологии. Среди карбонатов самым распространенным на месторождении (от 10 до 80% от объема рудной залежи) является родохрозит. Марганцовистый кальцит и кутнагорит относятся к числу относительно редких фаз. Состав родохрозита в пересчете на кристаллохимическую формулу изменяется в пределах от  $(Mn_{0.84}Ca_{0.14}Mg_{0.02})(CO_3)$  до  $(Mn_{0.98}Ca_{0.01}Mg_{0.01})(CO_3)$ ; для него характерны агрегаты пелитовой, микрозернистой мозаичной или, значительно чаще, сферолитовой структуры. В последнем варианте объем породы практически нацело заполняется относительно крупными (0.3–2 мм в поперечнике) сферолитами, которые сформированы расходящимися от центра нитевидными индивидами родохрозита. Сферолиты часто имеют концентрически-зональное строение, выраженное в ритмичном колебании содержания кальция и марганца в карбонате, а также в появлении иногда тончайших (около 0.01 мм) кварцевых оболочек.

Образование подобных сферолитов родохрозита происходило, скорее всего, не на стадии седиментации марганцевоносных отложений. Обстановка метаморфизма также не благоприятна для роста нитевидных индивидов, поскольку при

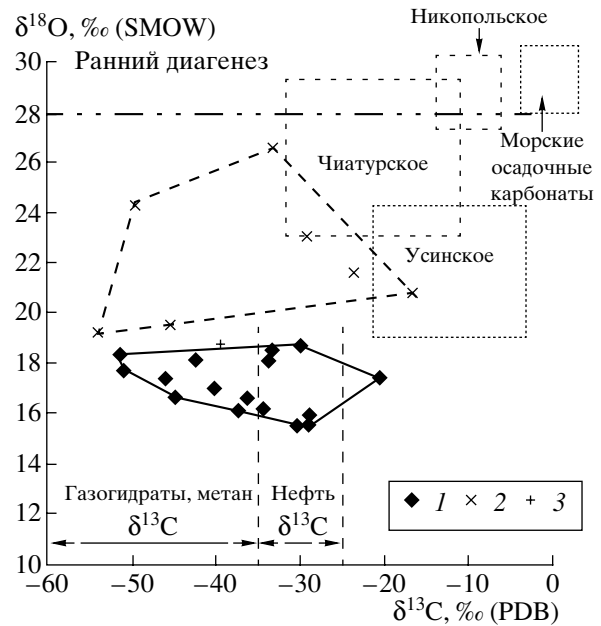


Рис. 2. Распределение величин  $\delta^{13}C$  и  $\delta^{18}O$  в карбонатах марганцевых месторождений. 1–3 – месторождения: 1 – Южно-Файзулинское месторождение (Южный Урал), 2 – Ладд, Баккей (Калифорния), 3 – Дубль-А-Майн (Калифорния). Данные для месторождений Калифорнии заимствованы из работы [1].

продолжительном термальном воздействии иглы карбоната должны были перекристаллизоваться в более крупные зерна. Обычный рост сферолитов происходит в вязкой (коллоидальной) среде и при большом пересыщении минералообразующего раствора [5]. Подобным условиям ближе всего отвечают процессы диагенеза. В этом плане очень показательным, что полностью идентичные южноуральским сферолиты родохрозита обнаружены также и в марганцевых рудах месторождения Оброчиште (Болгария), становление которого завершилось именно на стадии диагенеза [6]. Скорее всего, карбонатные сферолиты на Южно-Файзулинском месторождении также имеют диагенетическое происхождение, а их хорошая сохранность указывает на относительно низкую степень метаморфизма марганцевых пород.

Данные по изотопному составу углерода и кислорода карбонатов позволили существенно уточнить условия образования марганцевых отложений.

Родохрозиты Южно-Файзулинского месторождения характеризуются широкими вариациями величины  $\delta^{13}C$  в области низких значений: от  $-51.4$  до  $-20.4$ ‰; при этом величины  $\delta^{18}O$  варьируют в довольно узком пределе: от  $15.5$  до  $18.7$ ‰. Такой изотопный состав не типичен карбонатам распространенных групп земной коры. По этому признаку изученные родохрозиты можно рассматривать как аномальные (рис. 2).

Наиболее информативны в генетическом отношении данные по изотопному составу углерода. Высокие и неоднородные концентрации легкого изотопа углерода  $\delta^{12}\text{C}$  в целом характерны для диагенетических карбонатов, развивающихся в результате разложения рассеянного в осадках органического вещества. Однако значения  $\delta^{13}\text{C}$  ниже  $-35\text{...}-30\text{‰}$ , как у большинства родохрозитов Южно-Файзулинского месторождения, свойственны лишь весьма редкой группе аутигенных карбонатов, образующихся за счет углерода окисленного метана. В современном океане карбонаты такого генезиса, обогащенные изотопно-легким углеродом, установлены на участках придонной разгрузки  $\text{CH}_4$ -содержащих флюидов в Северном ( $-57.2\text{...}-36.6\text{‰}$ ), Норвежском ( $-28.9\text{‰}$ ), Охотском ( $-61.1\text{...}-52.2\text{‰}$ ) и Аравийском морях ( $-44.8\text{...}-38.7\text{‰}$ ) [7–10]. Аналогичный механизм кристаллизации предлагается и для карбонатов из плейстоценовых песчаников северо-восточного континентального побережья США, в которых величина  $\delta^{13}\text{C}$  изменяется в пределах от  $-60.0$  до  $-52.1\text{‰}$  [11].

Среди марганцевых месторождений низкими значениями  $\delta^{13}\text{C}$  родохрозита характеризуется группа небольших объектов, приуроченных к глибоководным аргиллит-кремнистым отложениям францисканской серии в Калифорнии – месторождения Ладд, Баккей и Дубль-А-Майн (Ladd, Buckeye, Double A Mine) [1]. По геологической обстановке и минералогии они очень близки к месторождениям Магнитогорского пояса. Сходными предполагаются также и условия их генезиса.

Родохрозит в калифорнийских месторождениях рассматривается как продукт диагенеза оксидно-марганцевых отложений, а низкие величины  $\delta^{13}\text{C}$  (от  $-54.0$  до  $-16.6\text{‰}$ ) в карбонате объясняются участием в его образовании метана. Причем в отличие от перечисленных выше примеров для карбонатов кальция из зон разгрузки метана, для калифорнийских родохрозитов предполагается, что метан не поступал в рудоносные отложения извне, а образовывался на месте в результате анаэробного окисления захороненного в осадке органического вещества.

Таким образом, полученные данные  $\delta^{13}\text{C}$  на Южно-Файзулинском месторождении позволяют предположить, что метан (этан, пропан) служил главным, или даже единственным, источником углерода родохрозита. В противном случае, как это отмечается для большинства известных месторождений марганца, мы должны были наблюдать более широкий спектр вариаций  $\delta^{13}\text{C}$  в сторону положительных величин по отношению к реально установленному. Поэтому можно полагать, что аномальный изотопный состав углерода родохрозита является специфической чертой месторождения и сформирован на этапе диагенеза

осадков в результате концентрации в осадке изотопно-легкого углерода метана.

Изотопный состав кислорода родохрозитов Южно-Файзулинского месторождения в генетическом отношении менее показателен. Установленные нами значения  $\delta^{18}\text{O}$  значительно ниже, чем обычно определяются у диагенетических карбонатов, но довольно типичны для минералов метаморфического и метасоматического происхождения. Эти данные хорошо согласуются с результатами минералогических исследований: признаки метаморфогенного преобразования южнофайзулинских марганцевых пород довольно отчетливо проявлены и в их фазовом составе, и в структурно-текстурных особенностях. Максимальные  $P$ - $T$ -параметры этого процесса соответствуют уровню регионального метаморфизма вулканогенных толщ изученного района, который оценивается [12] как не превышающий границ пренит-пумпеллитовой фации ( $T \approx 250\text{--}300^\circ\text{C}$ ,  $P \approx 2.5\text{--}3.0$  кбар).

Можно предположить также и другой вариант: изотопный состав кислорода сохранился с момента образования родохрозитов и не изменялся в условиях последующих метаморфогенных процессов. В этом случае мы должны будем принять, что карбонаты марганца изначально были образованы при повышенных температурах при участии растворов с более легким изотопным составом кислорода, чем морская вода. Такая возможность, на наш взгляд, маловероятна, хотя и не исключается полностью.

Необходимо также отметить следующее. На месторождении не установлено следов интенсивной метасоматической переработки вулканогенно-осадочных толщ, сопровождавшихся масштабным перемещением вещества в крупных блоках породы. Наблюдаются лишь узко локализованные области перераспределения местными поровыми растворами марганца, кремния и углекислоты. Они выражены в виде небольших зон развития прожилковой пироксмангитовой, родонитовой, родохрозитовой и кварцевой минерализации, которые обычно приурочены к участкам тектонических деформаций рудного тела и не встречаются во вмещающих силицитах. Основной же объем марганцевых отложений, подстилающих и перекрывающих их пород, сохранил без существенного изменения (по крайней мере для ведущих петрогенных компонентов) главные черты строения и химического состава исходных осадочных толщ.

В целом результаты проведенных геологических, минералогических и изотопных исследований не противоречат друг другу. Вся совокупность рассмотренных данных хорошо интерпретируется в рамках современных представлений о гидротермально-осадочном рудогенезе. Рудное вещество привносилось в морской бассейн гидро-

термальными растворами, циркулировавшими в толще пород океанической коры, и осаждалось на дне водоема вблизи очагов разгрузки флюида. Седиментация марганца происходила в основном в виде оксидов и гидроксидов. В ходе диагенеза осадков оксиды марганца реагировали с метаном, выступая в качестве окислителя, восстанавливались до  $Mn^{2+}$  и образовывали родохрозит. Схематично взаимодействие оксидов марганца с метаном можно представить в виде реакции:  $MnO_2 + 3CH_4 + 5H_2O \rightarrow MnCO_3 + 2CO_2 + 11H_2$ . В дальнейшем, при более глубоких (метаморфогенных) преобразованиях в породе кристаллизовались многочисленные силикаты марганца.

Основным дискуссионным моментом в данной модели является вопрос об источниках метана (этана, пропана). Метан мог присутствовать в осадке (например, в виде газогидратов) до или во время накопления в них рудоносных илов. Мог позднее просачиваться на поверхность морского дна в виде низкотемпературных или холодных сипов и пропитывать уже существующие, но еще не консолидированные отложения. Наконец, мог выработываться в самом осадке в ходе микробиального разложения органического вещества, как это предполагается для месторождений францисканского комплекса.

Имеющиеся геологические данные не позволяют сегодня отдать однозначное предпочтение какому-либо из перечисленных источников метана.

Первые два варианта предполагают поступление метана в сферу рудогенеза из подстилающих пород. Реализация этого сценария встречается трудности. Как известно, в современных морских бассейнах подавляющее большинство полей придонной разгрузки  $CH_4$ -содержащих флюидов расположены над областями развития в мощном осадочном чехле скоплений углеводородов (нефти, газа, газогидратов). В строении Магнитогорского палеовулканического пояса нет мощных осадочных толщ, способных продуцировать скопления углеводородов. Более того, опираясь на анализ геологической обстановки в данном регионе, никто из исследователей не предполагал возможности присутствия здесь каких-либо углеводородных залежей. В этой ситуации изотопный состав родохрозита вряд ли может служить одним-единственным (к тому же косвенным) свидетельством возможного существования среди подстилающих Южно-Файзулинское месторождение пород даже небольших скоплений углеводородов.

Другое, не связанное со скоплениями углеводородов, т.е. абиогенное происхождение метана, нам представляется также маловероятным – такой метан, как правило, обладает значительно более тяжелым изотопным составом углерода, чем установленный нами. В частности, абиогенный метан из гидротерм черных курильщиков по-

ля Рэйнбоу в Атлантическом океане имеет значения  $\delta^{13}C$  от  $-13.4$  до  $-13.0\text{‰}$  [13].

Тем не менее поступление изотопно-легкого метана с вулканическими эманациями нельзя исключать полностью. Такие флюиды установлены, например, на вулкане Пийпа в Беринговом море [14]. Здесь в вершинной части подводного вулканического конуса обнаружены термальные источники с выходом газов углекислотно-азотно-метанового состава, в зоне разгрузки которых происходит образование вторичного кальцита. Значения  $\delta^{13}C$  для метана составляют  $-48.7\text{‰}$ , а для кальцитов  $-36$  и  $-29\text{‰}$ . Незначительное утяжеление изотопного состава кальцитов обусловлено, по-видимому, присутствием в составе разгружающегося источника газообразной углекислоты, характеризующейся более низкими величинами  $\delta^{13}C$  ( $-21.9\text{‰}$ ).

Третья гипотеза подразумевает, что метан не привносился в марганцевые отложения из внешних источников, а генерировался непосредственно в толще осадка путем микробиального распада органического вещества. В свою очередь появление биогенного материала в составе глубоководных кремнистых отложений может быть объяснено локализацией рудоносных отложений вблизи гидротермального источника.

Как хорошо известно, вблизи гидротермальных источников создаются чрезвычайно благоприятные биогеохимические условия для развития бентосной микро- и макрофауны, которая иногда сохраняется в ископаемом состоянии. На Южно-Файзулинском месторождении реликты пригидротермальной макрофауны со следами бактериального обрастания найдены в кровле джасперитовой линзы. Это дает основание предполагать, что низкие значения  $\delta^{13}C$  в данном случае являются индикаторами существования вблизи гидротермального источника специфического бактериального сообщества, способного в процессе своего захоронения вырабатывать метан с изотопно-легким углеродом.

Последняя модель снимает необходимость искать глубинные источники метана, и поэтому на первый взгляд она кажется более предпочтительной по сравнению с двумя предыдущими. Но и этой точке зрения мы сейчас не можем отдать безоговорочного предпочтения. В противоречие с ней вступают следующие факты. Марганцевый рудогенез в верхних слоях илового осадка (зона диагенеза) в настоящее время достаточно хорошо изучен. Однако все без исключения изотопные данные для карбонатов марганца как из современных озерных, морских и океанических осадков, так и из древних месторождений разного возраста (палеозойские, мезозойские и кайнозойские), залегающих в толщах осадочных пород, не обнаруживают карбонатов, образованных за счет углерода окисленного метана. С другой стороны, твердо установлено, что в зоне диагенеза при ми-

кробинальной деструкции органического вещества за счет выделившегося метана действительно могут появляться изотопно-легкие карбонаты. Например, протоделомит и кальцит конкреций Калифорнийского залива из самых верхних слоев осадка (5–45 см) характеризуются величинами  $\delta^{13}\text{C}$ , равными  $-40.0$  и  $-38.0\text{‰}$  [15]. При этом общий предел вариаций значений  $\delta^{13}\text{C}$  в этой зоне очень широк и составляет от  $-40.0$  до  $1.7\text{‰}$ . Карбонатное вещество нижележащих слоев осадка (45–280 см) характеризуется более высокими значениями  $\delta^{13}\text{C}$ , далеко отстоящими от области значения углерода окисленного метана ( $-20.0\text{‰}$ ... $2.4\text{‰}$ ). Изотопный состав родохрозита Южно-Файзулинского месторождения принципиально иной: при большом разбросе значений величина  $\delta^{13}\text{C}$  здесь никогда не превышает  $-20.4\text{‰}$ .

Таким образом, приведенные изотопные данные свидетельствуют об активном участии окисленного углерода метана в формировании родохрозита Южно-Файзулинского месторождения. Вопрос об источнике и механизме поступления метана в марганцевые осадки остается открытым. Вместе с тем мы полагаем, что изотопно-легкий углерод представляет собой типичную геохимическую черту гидротермально-осадочных марганцевых залежей, связанных с глубоководными кремнистыми формациями вулканогенных областей. В пользу этого свидетельствует идентичность независимо полученных изотопных данных по месторождениям Южного Урала и Калифорнии. Для карбонатов из многочисленных марганцевых месторождений, залегающих в карбонатно-терригенных разрезах, характерны более высокие значения  $\delta^{13}\text{C}$ . Участие метана в формировании их изотопного состава в отличие от Южно-Файзулинского месторождения не фиксируется.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Hein J.R., Koski R.A.* // *Geology*. 1987. V. 15. P. 722–726.
2. *Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н. и др.* Вулканизм Южного Урала. М.: Наука, 1992. 195 с.
3. *Зайкова Е.В., Зайков В.В.* В сб.: Металлогения древних и современных океанов-2003. Формирование и освоение месторождений в островодужных системах. Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. С. 208–215.
4. *Жуков И.Г., Леонова Л.В.* В сб.: Металлогения древних и современных океанов-99. Рудоносность гидротермальных систем. Миасс: ИМин УрО РАН, 1999. С. 74–79.
5. *Краснова Н.И., Петров Т.Г.* // *Невский курьер*. СПб.: 1997. 228 с.
6. *Алексиев Б.* // *Минерал*. сб. Львов. геол. о-ва. 1960. № 14. С. 208–214.
7. *Леин А.Ю., Гальченко В.Ф., Покровский Б.Г. и др.* // *Геохимия*. 1989. № 10. С. 1396–1406.
8. *Леин А.Ю., Горшков А.И., Пименов Н.В. и др.* // *Литология и полез. ископаемые*. 2000. № 4. С. 339–354.
9. *Hovland M., Irvin H.* // *J. Sediment. Petrol.* 1987. V. 57. № 5. P. 881–892.
10. *Von Rad U., Rosch H., Berner U. et al.* // *Mar. Geol.* 1996. V. 136. № 1/2. P. 55–77.
11. *Hartway J.C., Degens E.T.* // *Science*. 1969. V. 165. № 3894. P. 690–692.
12. Медноколчеданные месторождения Урала: геологические условия размещения / Под ред. В.И. Смирнова. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 288 с.
13. *Леин А.Ю., Гричук Д.В., Гурвич Е.Г., Богданов Ю.А.* // *ДАН*. 2000. Т. 375. № 3. С. 380–383.
14. *Торохов П.В., Таран Ю.А., Сагалевиц А.М. и др.* // *ДАН*. 1991. Т. 318. № 3. С. 728–732.
15. *Леин А.Ю., Логвиненко Н.В., Волков И.И. и др.* // *ДАН*. 1975. Т. 224. № 2. С. 426–429.