

**МАРГАНЦЕВЫЕ ПОРОДЫ ЦАГАН-ЗАБИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ –  
МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ АНАЛОГ МАРГАНЦЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОКРАИННЫХ  
МОРЕЙ ТИХОГО ОКЕАНА**

**С.И. Школьник<sup>1</sup>, Л.З. Резницкий<sup>1</sup>, Е.Ф. Летникова<sup>2</sup>, З.Ф. Ущановская<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>ФГБУН Институт земной коры СО РАН, ул. Лермонтова 128, г. Иркутск, 664033; e-mail: sink@crust.irk.ru

<sup>2</sup>ФГБУН Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, пр-т Академика Коптюга 3,  
г. Новосибирск, 630090; e-mail: efiletnik@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 30 июня 2014 г.

Приводятся данные по химическому и минеральному составам марганцевых пород Цаган-Забинского месторождения. Главным минералом-концентратором марганца является кальциевый кутнагорит при подчиненной роли граната, амфибола, слюды и родонита. Формирование минеральной ассоциации связано с метаморфизмом в условиях амфиболитовой фации. Рассмотрены вероятные состав протолита и источник поставки рудного вещества в бассейн седиментации. Сделан вывод, что отложение марганценосной толщи происходило в относительно глубоководных впадинах на некотором удалении от источника гидротермального вещества при подавленной терригенной седиментации. Предполагается, что накопление толщи происходило в задуговом бассейне.

**Ключевые слова:** кутнагорит, родонит, Mn-куммингтонит, спессартин, месторождение марганца, осадочно-вулканогенные толщи, метаморфический террейн, Западное Прибайкалье.

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СТРОЕНИЕ ЦАГАН-  
ЗАБИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Цаган-Забинское месторождение марганца расположено в Западном Прибайкалье (нередко называемом «Приольхонье» по близости к острову Ольхон), в пределах развития метаморфических пород ольхонского комплекса – разнообразных гнейсов, метаморфических и кристаллических сланцев, кварцитов, мраморов и кальцифиров [15]. В настоящее время комплекс обычно выделяется как Ольхонский метаморфический террейн, входящий в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса [3]. Рядом исследователей Ольхонский террейн рассматривается как коллизионный коллаж сдвиговых пластин (аллохтонов), соответственно не имеющий единой стратификации [17]. В классических геологических построениях для Приольхонья всегда предлагались определенные схемы стратиграфических последовательностей. Согласно последней из таких схем, метаморфическая толща ольхонского комплекса подразделяется на три разновозрастные серии (от архея до позднего протерозоя): ольхонскую, ангинскую и цаган-забинскую

[8]. Считалось, что уровень прогрессивного регионального метаморфизма, также имевшего место в докембрии, закономерно понижался от гранулитовой фации в ольхонской серии до фации зеленых сланцев в цаган-забинской. Последующими изотопно-геохронологическими исследованиями был установлен раннепалеозойский возраст полифациального метаморфизма [17], тогда как возраст протолитов (осадкообразования) остается проблематичным.

Повышенной марганцевистостью в целом характеризуются толщи, относимые к ангинской серии [9, 10], к которой приурочено большинство проявлений марганцевых пород Приольхонья, в том числе и Цаган-Забинское месторождение. Оно находится в 4 км к северо-востоку от мыса Крестовый, на берегу оз. Байкал (рис. 1). Вмещающая толща представлена кальцитовыми и доломитовыми мраморами, переслаиваемыми с амфиболитами и биотит-амфиболовыми сланцами. По данным геолого-разведочных работ, проведенных в 40-х годах прошлого века, марганцевые породы (руды) слагают два крутопадающих пластовых тела мощностью около 10 м каждое, соглас-

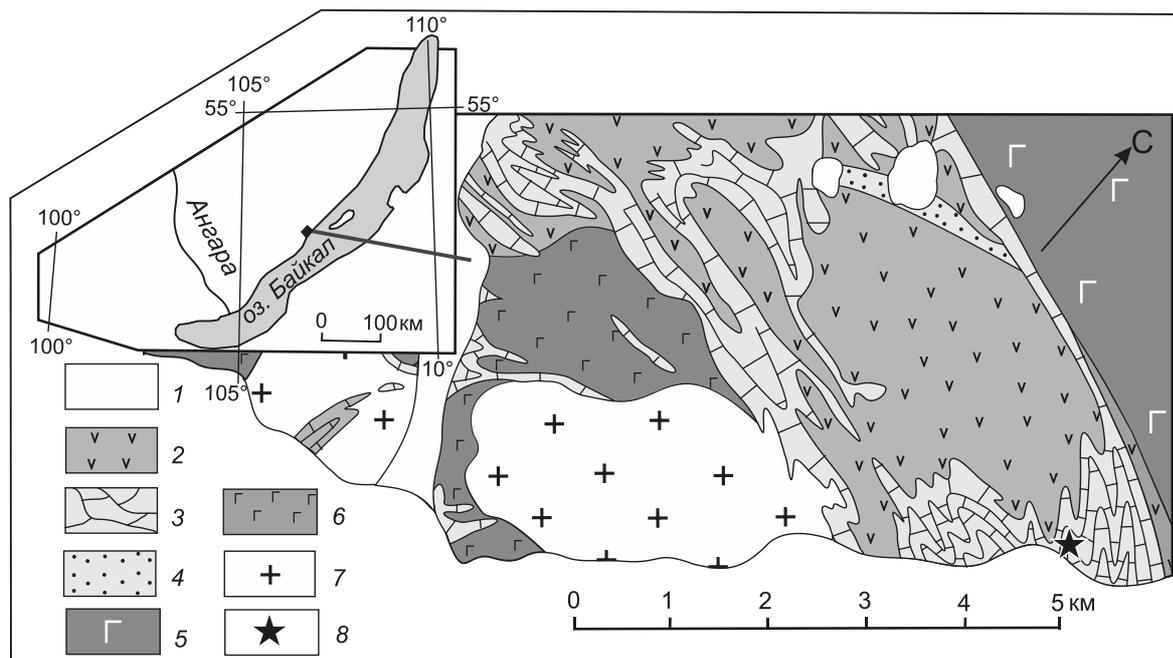


Рис. 1. Схема геологического строения юго-западной части Ольхонского региона, по [18], с упрощениями.

1 – четвертичные отложения, 2 – амфиболиты, 3 – мраморы, 4 – кварциты, 5 – метаморфизованные габброиды и монзогабброиды Бирхинского комплекса (верхний кембрий), 6 – метагабброиды Бегульского комплекса (верхний кембрий), 7 – граниты Крестовского комплекса (нижний ордовик), 8 – Цаган-Забинское месторождение.

ных с напластованием вмещающей толщи [4]. Сами рудные тела характеризуются заметно выраженной слоистостью; слои различаются как по содержанию MnO (варьирует от 3 до 40 %), так и, прежде всего, по соотношению карбонатов и силикатов в составе пород, что проявляется и в содержаниях SiO<sub>2</sub> и CaO. По последнему критерию все марганецсодержащие породы месторождения можно разделить на три группы. В первой группе (существенно карбонатные породы) содержания SiO<sub>2</sub> и CaO варьируют от 2.7 до 11 мас. % и от 40 до 48 мас. %, во второй (карбонатно-силикатные породы) от 12 до 24 мас. % и от 13 до 22 мас. %, соответственно (табл. 1). Третья, самая малочисленная группа (силикатные породы) включает породы с наиболее высоким содержанием кремния (36–38 мас. %) и пониженным CaO (6–19 мас. %). Максимально высокие концентрации MnO отмечены в карбонатно-силикатных породах (14–40 мас. %) (табл. 1).

Минеральный и петрогеохимический составы марганцовистых мраморов месторождения кратко описывались ранее [9]. В данной работе мы остановимся только на известково-силикатных разновидностях марганцевых пород, которые характеризуются высокими концентрациями MnO и ранее детально не исследовались. Главным минералом известково-силикатных пород является Ca-Mn карбонат, при подчиненной роли слюды, граната, амфибола и родонита

(рис. 2). Полосчатость пород выражена сегрегацией силикатных минералов (слюда, гранат, амфибол, родонит) в тонкие слойки в карбонатной матрице. Для исследования выбран один из представительных образцов ЦЗ-13/10 с содержанием MnO 20.3 мас. % и CO<sub>2</sub> 30.1 мас. %, т.е. приблизительно с 70 % карбонатного материала.

#### МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ МАРГАНЦЕВЫХ ПОРОД Марганцевые карбонаты

Руды Цаган-Забинского месторождения относятся к карбонатному типу. Иначе говоря, если исключить вторичные оксиды марганца в зоне гипергенеза, единственным источником «рудного марганца» остаются карбонатные минералы. Отсюда повышенный интерес к их диагностике. Считалось, что карбонаты месторождения относятся к марганцевым кальцитам. Но проведенное нами предварительное рентгеноструктурное изучение (по дебаеграмме) установило сильное сходство межплоскостных расстояний с другим Ca-Mn карбонатом – кутнагоритом, точнее – его высококальциевой разновидностью. В то же время, по данным микронзондовых исследований содержание MnO в карбонате значительно варьирует – от 14.7 до 21.7 мас. % MnO (табл. 2) или от 33 до 22 мол. % MnCO<sub>3</sub> (рис. 3), что в целом явно ниже, чем в стехиометрическом кутнагорите.

Таблица 1. Диапазон химического (мас. %) и редкоземельного (г/т) составов марганцевых пород Цаган-Забинского месторождения.

	1	2	3		1	2	3
SiO <sub>2</sub>	<u>2.70–11.00</u> 4.80	<u>12.00–24.00</u> 16.00	<u>36.00–38.00</u> 37.30	Cu	<u>1.1–18</u> 4.2	<u>1.8–23</u> 7.7	<u>8.3–20</u> 14
TiO <sub>2</sub>	<u>0.03–0.10</u> 0.05	<u>0.04–0.22</u> 0.12	<u>0.68–0.72</u> 0.70	La	<u>9–11</u> 9.8	<u>16–22</u> 18.6	<u>10–25</u> 17.7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>0.50–0.80</u> 0.68	<u>1.00–2.40</u> 1.60	<u>10.30–13.10</u> 11.70	Ce	<u>27–28</u> 27.6	<u>74–92</u> 83.3	<u>32–77</u> 54.7
FeO*	<u>0.70–1.30</u> 0.99	<u>2.70–5.10</u> 4.30	<u>8.90–9.00</u> 8.93	Pr	1.8–2.0 1.9	<u>4.1–4.5</u> 4.4	3.0–5.5 4.2
MnO	<u>2.40–11.00</u> 6.50	<u>14.00–40.00</u> 27.60	<u>9.40–26.00</u> 17.50	Nd	<u>7.56–7.62</u> 7.59	<u>17.2–17.9</u> 17.6	<u>13–20</u> 17
MgO	<u>1.50–8.10</u> 3.65	<u>2.10–4.10</u> 3.34	<u>4.40–5.20</u> 4.80	Sm	<u>1.4–1.5</u> 1.45	<u>3.4–3.8</u> 3.6	<u>3.5–4.7</u> 4.1
CaO	<u>40.00–48.00</u> 44.82	<u>13.00–32.00</u> 21.80	<u>6.00–19.00</u> 12.60	Eu	<u>0.36–0.39</u> 0.38	<u>0.73–0.76</u> 0.75	<u>1.24–1.44</u> 1.34
Na <sub>2</sub> O	<u>0.17–0.38</u> 0.25	<u>0.02–0.31</u> 0.15	<u>0.10–0.80</u> 0.47	Gd	<u>1.6–1.7</u> 1.64	<u>3.7–3.9</u> 3.8	<u>3.7–5.3</u> 4.5
K <sub>2</sub> O	<u>0.03–0.39</u> 0.19	<u>0.04–0.50</u> 0.22	0.07–0.08 0.08	Tb	<u>0.18–0.21</u> 0.20	<u>0.46</u> 0.46	<u>0.56–0.75</u> 0.65
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<u>0.11–0.23</u> 0.15	<u>0.21–0.51</u> 0.34	<u>0.20–0.40</u> 0.19	Dy	<u>1.06–1.21</u> 1.14	<u>2.52–2.54</u> 2.53	<u>3.42–4.26</u> 3.84
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	<u>0.08–0.32</u> 0.15	<u>0.34–2.04</u> 1.15	<u>0.08–0.22</u> 0.15	Ho	<u>0.2–0.3</u> 0.23	<u>0.5</u> 0.5	<u>0.7–0.8</u> 0.77
CO <sub>2</sub>	<u>34.12–40.51</u> 37.91	<u>13.20–30.11</u> 19.70	<u>0.69–6.82</u> 3.75	Er	0.5–0.6 0.55	<u>1.2–1.3</u> 1.25	<u>2.0–2.1</u> 2.06
ппп	<u>0.09–1.11</u> 0.52	<u>0.70–6.40</u> 3.07	<u>0–0.84</u> 0.80	Tm	<u>0.07–0.09</u> 0.08	<u>0.17–0.19</u> 0.18	<u>0.30–0.32</u> 0.31
сумма	<u>99.59–100.32</u> 100.00	<u>96.62–99.84</u> 98.47	<u>99.71–99.80</u> 99.75	Yb	<u>0.4–0.5</u> 0.45	<u>0.9–1.1</u> 1.0	<u>1.8–2.0</u> 1.9
Rb	<u>3–7</u> 5	<u>5–15</u> 10	<u>3–5</u> 4	Lu	<u>0.06–0.08</u> 0.07	<u>0.13–0.17</u> 0.15	<u>0.25–0.30</u> 0.28
Sr	<u>400–800</u> 580	<u>200–910</u> 500	<u>90–280</u> 185	Th	<u>0.13–0.36</u> 0.24	<u>0.52–0.59</u> 0.56	<u>1.19–2.10</u> 1.64
Ba	<u>12–530</u> 137	<u>32–770</u> 230	<u>220–250</u> 235	U	<u>0.7–1.2</u> 0.97	<u>0.7–1.0</u> 0.87	<u>1.5–1.9</u> 1.66
Y	<u>7–13</u> 10	<u>11–15</u> 13	<u>18–23</u> 20	Cs	<u>0.19–0.54</u> 0.37	<u>0.09–0.24</u> 0.17	<u>0.13–0.15</u> 0.14
Zr	<u>8–33</u> 14	<u>11–30</u> 20	<u>53–98</u> 75				
Co	<u>3–8</u> 4.7	<u>5–13</u> 11	<u>12–16</u> 14				
Sc	<u>3–4</u> 3.7	<u>3–3.5</u> 3.2	<u>9–14</u> 12				
Cr	<u>6–34</u> 18	<u>25–47</u> 35	<u>36–110</u> 73				
V	<u>5–35</u> 14	<u>11–28</u> 18	<u>150–270</u> 210				
Ni	<u>3–14</u> 6.7	<u>5–26</u> 17	<u>12–18</u> 15				
Zn	<u>34–51</u> 39	<u>53–130</u> 71	<u>98–130</u> 114				
Pb	<u>6–40</u> 19	<u>27–71</u> 48	<u>25–48</u> 37				

Примечание. Тип марганцевых пород: 1 – карбонатный, 2 – карбонатно-силикатный, 3 – силикатный. Указаны минимальные и максимальные пределы концентраций и среднее значение (под чертой). Содержания петрогенных компонентов определены методом классической «мокрой химии» (аналитик Колтунова Е.Г.), концентрации редких элементов – методом оптического спектрального анализа (Zn, Sn, Pb, Co, Ni, Sc, V, Cr) (аналитики Щербань В.В. Наумова А.В., Воротинова Л.В., спектрограф ДФС–13 с, ИЗК СО РАН) и (Ba, Rb, Sr, Y, Zr, Nb) (аналитик Смирнова Е.В., спектрограф ДФС–13–2, ИГХ СО РАН). Концентрации РЗЭ, U, Th, Cs устанавливались методом ICP–MS (аналитик Пантеева С.В.). Измерения проводились на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500с с использованием международных и российских стандартов (BHVO–2, RCM–1, JG–2 и другие). Ошибка определения содержаний не превышает 10 %.

Таблица 2. Выборочные микронзондовые анализы марганцевых карбонатов и родонита Цаган-Забинского месторождения (мас. %).

компонент	Марганцевые карбонаты									Родонит			
	SiO <sub>2</sub>										50.18	50.00	48.35
TiO <sub>2</sub>										0.03	0.00	0.02	0.02
FeO	0.97	1.16	0.69	0.62	1.12	0.56	0.62	0.58		5.32	4.35	2.24	1.92
MnO	21.66	20.41	19.93	17.85	17.09	16.42	15.47	14.71		36.22	39.10	45.50	45.60
MgO	2.55	2.54	2.52	1.63	2.27	1.81	1.37	1.86		5.49	4.93	1.32	0.62
CaO	30.33	30.85	31.80	36.78	34.11	38.30	40.12	37.30		2.80	2.47	2.39	3.64
CO <sub>2</sub> *	44.49	44.04	45.06	43.12	45.41	42.91	42.42	45.55					
сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00		100.04	100.85	99.82	100.06
Коэффициенты атомов в формуле										Коэффициенты атомов в формуле (на 6 атомов кислорода)			
Si										2.053	2.044	2.048	2.045
Ti										0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.027	0.033	0.019	0.018	0.031	0.016	0.018	0.016		0.182	0.149	0.079	0.068
Mn	0.623	0.585	0.568	0.519	0.485	0.477	0.451	0.416		1.255	1.354	1.633	1.637
Mg	0.129	0.128	0.126	0.083	0.114	0.092	0.070	0.093		0.335	0.300	0.083	0.039
Ca	1.103	1.118	1.147	1.351	1.226	1.407	1.480	1.333		0.123	0.108	0.108	0.165
C	2.058	2.068	2.069	2.014	2.072	2.004	1.990	2.071					
Сумма	3.942	3.932	3.930	3.986	3.928	3.996	4.010	3.929		3.498	3.955	3.951	3.954
Компонентный состав (мол. %)													
кальцит	0.59	0.60	0.62	0.69	0.66	0.71	0.73	0.72					
родохрозит	0.33	0.31	0.31	0.26	0.26	0.24	0.22	0.22					
магнетит	0.07	0.07	0.07	0.04	0.05	0.05	0.03	0.05					
сидерит	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01					
родонит										0.66	0.70	0.86	0.86
волластонит										0.06	0.06	0.06	0.09
ферросилит										0.10	0.08	0.04	0.03
энстатит										0.18	0.16	0.04	0.02

Примечание. CO<sub>2</sub>\* рассчитано по наполнению до 100 %. Анализы выполнены на микроанализаторе Superprobe JXA-820 Jeol в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск). Аналитик Суворова Л.Ф.

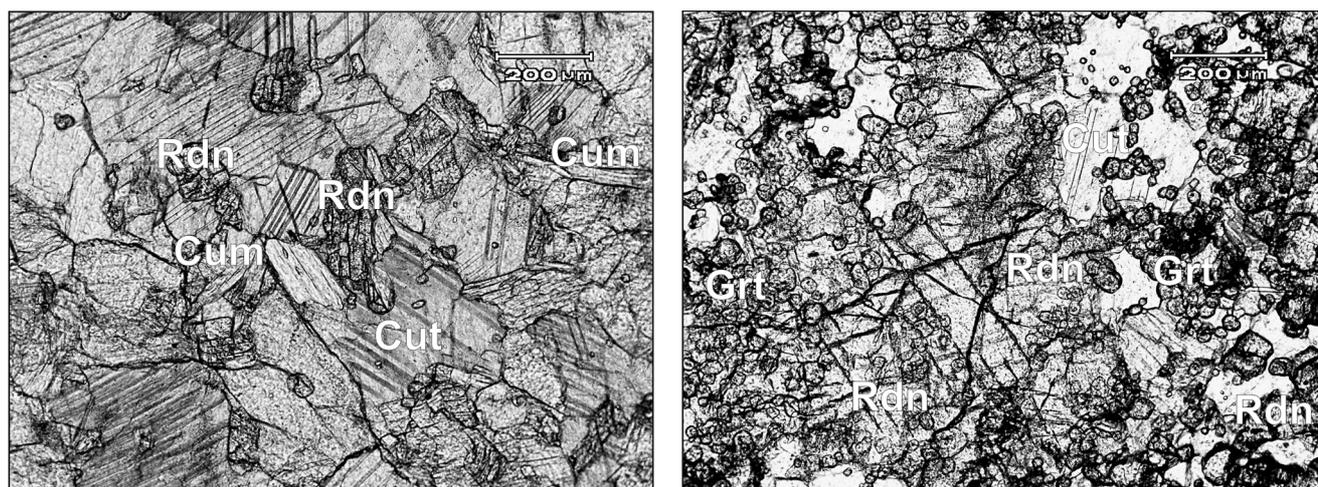
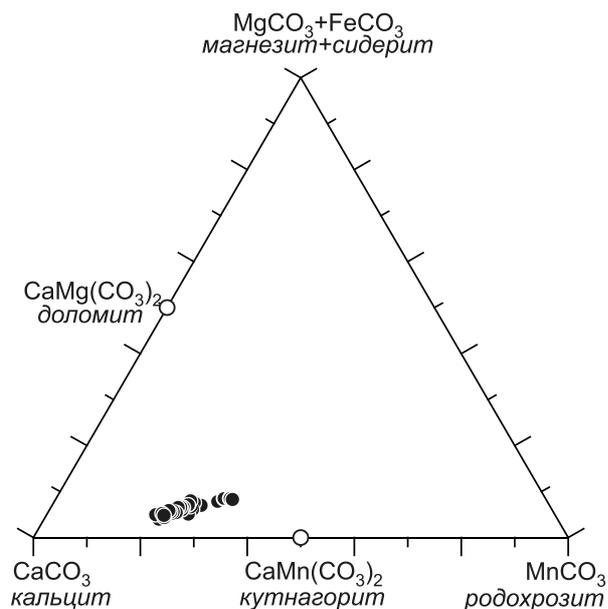


Рис. 2. Минеральные разновидности карбонатно-силикатных марганцевых руд Цаган-Забинского месторождения (без анализатора).

Cum – куммингтонит, Grt – гранат, Cut – кутнагорит, Rdn – родонит.



**Рис. 3.** Состав кальциевого кутнагорита Цаган-Забинского месторождения на диаграмме  $\text{MnCO}_3\text{--}(\text{MgCO}_3 + \text{FeCO}_3)\text{--CaCO}_3$ .

В связи с этим, отметим особенности состава, структуры и диагностики этого минерала. Последняя сопряжена с определенными трудностями, что в незначительной степени связано с неоднозначностью критериев с определением кутнагорита. Первоначально кутнагорит в качестве самостоятельного минерального вида был выделен как Ca-Mn карбонат с близкими соотношениями Ca и Mn и структурой доломитового типа, т.е. фактически как марганцевый аналог доломита  $\text{CaMn}(\text{CO}_3)_2$  и, соответственно, с упорядоченным распределением Ca и Mn по позициям *A* и *B* кристаллической решетки [23]. Было принято, что именно наличием сверхструктуры кутнагорит отличается от марганцевого кальцита («манганкальцита»), с которым может перекрываться по химическому составу. Проведенные впоследствии довольно многочисленные исследования как природных, так и синтетических Ca-Mn и Ca-Mg (Fe)-Mn карбонатов значительно расширили рамки кутнагорита, одновременно сделав их не вполне четкими [7, 24, 29, 31 и др.]. Ион двухвалентного кальция более крупный, чем магния, в принципе, может заполнять в структуре доломита *A* и *B* позиции, при явном предпочтении *B* (замещение  $\text{Mg}^{2+}$ ), что далеко не всегда полностью реализуется, и структура кутнагорита может быть в разной степени разупорядоченной. В экспериментах разупорядочение кутнагорита наступало при температуре более 450 °С. В природных условиях частично разупорядоченный кутнагорит обнаруживался в породах, даже испытавших медленное охлаждение от температурных условий амфиболито-

вой фации [29]. При этом рефлексы, указывающие на упорядоченность структуры, очень слабые и, по мнению ряда исследователей, не идентифицируются на порошковых дифрактограммах, а проявляются только при монокристалльном анализе. Другие авторы считают, что, несмотря на сильное сходство дифрактограмм кутнагорита и марганцевого кальцита, упорядоченный (возможно и частично разупорядоченный) кутнагорит можно диагностировать по сверхструктурным линиям с  $d = 5.4$  (111), 4.1–4.3 (101), 2.77–2.79 (006), 2.59 (015) и 2.10 Å (021), если они обнаруживаются. Что касается химического состава, то, по современным представлениям, кутнагориты могут иметь как значительный избыток Mn, так и, напротив, кальция, относительно стехиометрического состава. Д.Р. Пикор с соавторами [29] предложили называть кутнагоритом только минерал, близкий к стехиометрическому  $\text{CaMn}(\text{CO}_3)_2$  и с доказанной сверхструктурой доломитового типа, а для отклоняющихся составов использовать термины «неупорядоченный» и «кальциевый кутнагорит». К настоящему времени в нескольких районах мира известны находки доказанных кальциевых кутнагоритов, примеры которых, в частности, приведены в статьях М. Василевой и М. Полгари с соавторами [6, 30]. Наряду с кальциевым кутнагоритом из месторождения Лонгбан, Швеция (ASTM-19-234) с содержанием 74 мол. %  $\text{CaCO}_3$  и только 19 мол. %  $\text{MnCO}_3$ , Ca-кутнагориты установлены на месторождениях Кремниковцы, Болгария (до 69 мол. %  $\text{CaCO}_3$  и 26 мол. %  $\text{MnCO}_3$ ), Леване, Италия (до 67 мол. %  $\text{CaCO}_3$  и 26 мол. %  $\text{MnCO}_3$ ) и других. На этом фоне марганцевый карбонат Цаган-Забинского месторождения с содержанием  $\text{MnCO}_3$  до 33 мол. % вполне укладывается в известный интервал составов кутнагоритов.

Чтобы более уверенно диагностировать минерал, были предприняты дополнительные рентгенометрические исследования на дифрактометре, для чего понадобилось получить достаточное количество монофракции из тонкозернистой и заметно измененной (окисленной) породы. С этой целью первоначально из крупной фракции (0.5–2 мм) отбирались зерна породы без признаков гипергенных изменений. Полученный материал измельчался до фракции 0.1 мм и разделялся по плотности в тяжелых жидкостях. После отделения основной массы силикатов (плотность более 3.15–3.20 г/см<sup>3</sup>) оставшаяся существенно карбонатная часть разделилась по плотности на девять групп. Проверка в иммерсионных препаратах показала, что в наиболее тяжелых фракциях (1–3) есть значительная примесь родонита, амфибола и сростков с гранатом, а в наиболее легких (7–9) – флогопита. Поэтому для дифрактометрии использовались фракции

Таблица 3. Рентгенометрические данные Са-кутнагоритов и кутнагорита.

Са-kutnahorite Longban, Sweden			Са-кутнагорит Цаган-Забинское месторождение				Са-кутнагорит, Кремиковцы [6]		Kutnahorite Franklin, New Jersey [6, 30]			
ASTM-19-234			Проба № 6			Проба № 4		ASTM 11-345				
<i>hkl</i>	<i>d</i> (Å)	<i>I</i>	<i>d</i> <sub>изм</sub> (Å)	<i>d</i> <sub>выч</sub> (Å)	<i>I</i>	<i>d</i> <sub>изм</sub> (Å)	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>I</i>	<i>hkl</i>	<i>d</i> (Å)	<i>I</i>
101	4.13	10	4.13	4.12	2	4.14	2			101	4.27	6
012	3.78	40	3.79	3.79	10	3.78	10	3.80	8	012	3.75	20
104	2.981	100	2.98	2.97	100	2.97	100	2.986	100	104	2.94	100
006, 015	2.771	10	2.78	2.77	3	2.77	5	2.786	2	006	2.73	5
										015	2.59	4
110	2.462	40	2.46	2.46	10	2.46	10	2.464	9	110	2.44	14
113, 021	2.248	50	2.25	2.25	12	2.25	12	2.253	10	113	2.23	19
										021	2.10	4
202	2.062	50	2.063	2.06	12	2.06	10	2.067	10	107	2.04	20
024	1.896	20	1.895	1.895	5	1.892	5	1.899	4			
018	1.869	50	1.868	1.870	15	1.863	20	1.875	12	024	1.876	10
116	1.840	60	1.840	1.840	15	1.835	15	1.844	12	018	1.837	25
										009	1.814	30
211	1.601	20	1.602	1.601	2	1.602	2	1.606	2	211	1.588	6
122,	1.578	30	1.580	1.579	5	1.577	3			122	1.566	4
1.0.10			1.551	1.550	2	1.548	1					
										212	1.540	4
214	1.501	20	1.501	1.500	4	1.500	5	1.503	3	214	1.486	8
208	1.487	10	1.487	1.488	4	1.484	4	1.492	3			
										028	1.469	4
119	1.478	10	1.478	1.478	2	1.477	4			119	1.465	4
125, 10.11	1.448	10	1.447	1.448	2	1.449	2					
300	1.418	30	1.418	1.418	4	1.417	4	1.422	3	125	1.409	6
0.0.12, 217	1.386	20	1.388	1.388	3	1.386	5	1.391	2	00.12	1.363	6
FeK <sub>α</sub> , Dia. 114.6mm			Дифрактометр, CuK <sub>α</sub>				Дифрактометр, CuK <sub>α</sub>		Diffractometer, FeK <sub>α</sub>			
a = 4.915; c = 16.64Å			a = 4.914(1); c = 16.65(1)Å		a = 4.912(1); c = 16.62(1)Å		a = 4.926 (2); c = 16.696 (8)Å		a = 4.85; c = 16.34Å			

Примечание. Слабые линии примесей флогопита и куммингонита в пробах № 6 и № 4 в таблице не приведены, обозначены на дифрактограмме (рис. 4). Снято на дифрактометре Advance D8 (Bruker AxS) на CuK<sub>α</sub> излучении в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск), аналитик З.Ф. Ушаповская. Параметры э/яч Са-кутнагорита из Кремиковцев рассчитаны нами по индексам близких линий кутнагорита из ASTM -19-234.

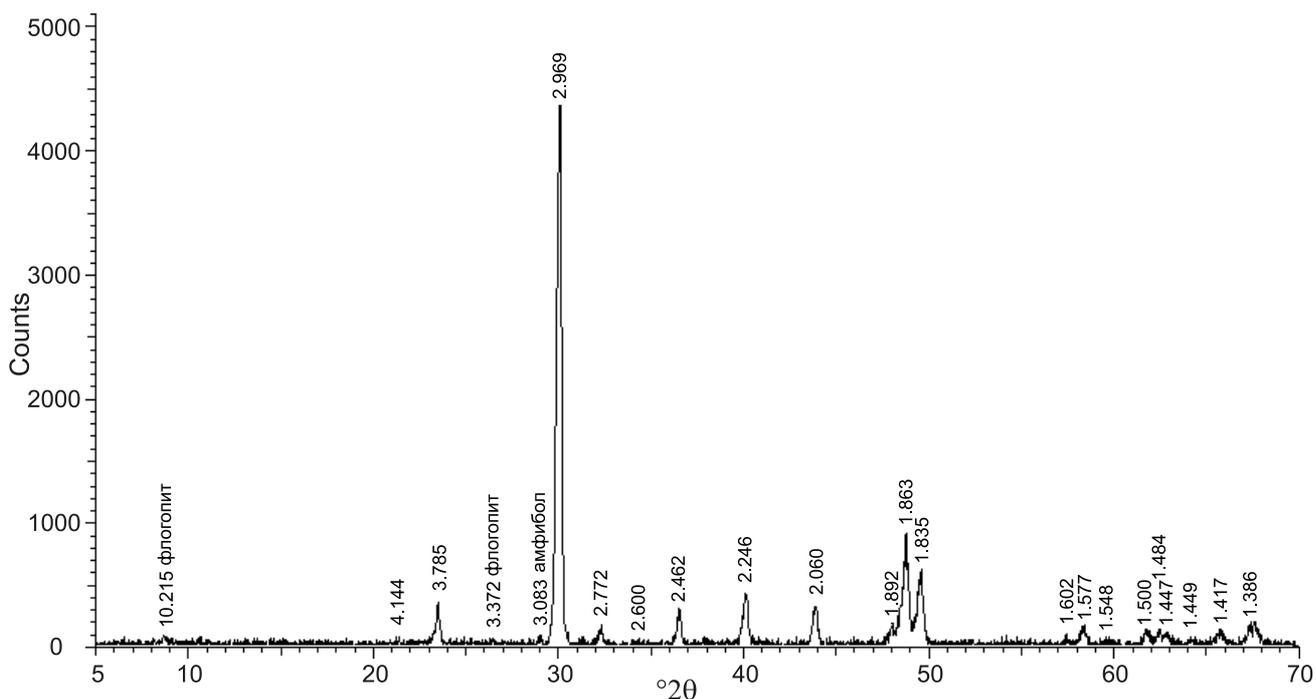
средней плотности (№№ 4–6, приблизительный диапазон MnO 17–20 мас. %), в которых примесь силикатов была минимальной. Дифрактограммы оказались близкими вследствие небольшой разницы в составах. Одна из них (№ 4) приведена на рис. 4, а результаты по двум (№ 6 и № 4) – в табл. 3. Как видно из табл. 3, межплоскостные расстояния Цаган-Забинского Са-Mn карбоната практически идентичны таковым для кальциевого кутнагорита месторождения Лонгбан (ASTM-19-234) и очень близки параметрам кальциевого кутнагорита из Кремиковцев. На дифрактограммах присутствуют две сверхструктурные линии  $d = 4.13$  и  $2.77 \text{ \AA}$  (остальные из-за очень слабой интенсивности не отмечены). Особенно показательна, на наш взгляд, достаточно заметная по интенсивности линия  $2.77 \text{ \AA}$ , которая не наблюдается у марганцевых кальцитов [14]. Полученные данные позволяют большую

часть карбоната в исследованном образце с большой степенью вероятности отнести к частично разупорядоченному кальциевому кутнагориту.

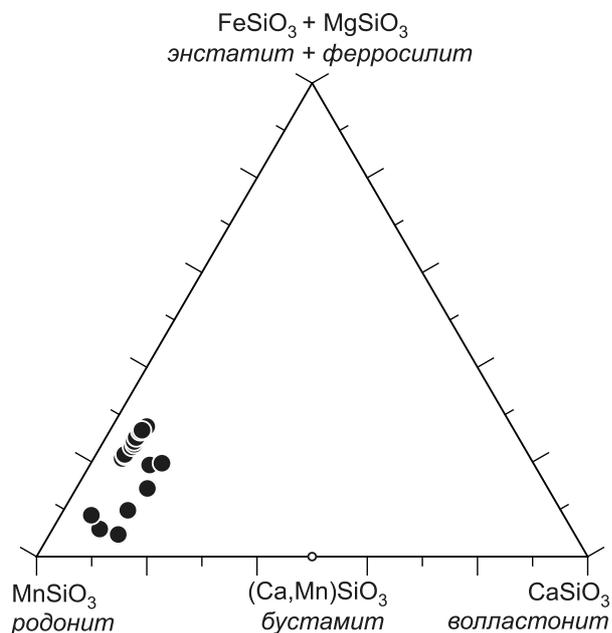
Следует также учесть, что указанный в табл. 2 диапазон составов Са-Mn карбоната получен для одного образца (полированный препарат размером  $2.5 \times 1.5 \text{ см}$ ). В пределах месторождения, скорее всего, присутствуют как кутнагориты с более высоким содержанием Mn, так и марганцевые кальциты с более низкой долей  $\text{MnCO}_3$ .

### Родонит

Родонит, чаще всего совместно с гранатом и амфиболом образует тонкие прослойки в мелкозернистом карбонате, имеет несколько варьирующий состав, различаясь по содержанию второстепенных минералов  $\text{FeSiO}_3$ ,  $\text{MgSiO}_3$  и  $\text{CaSiO}_3$  (рис. 5). Общей



**Рис. 4.** Дифрактограмма кальциевого кутнагорита (обр. ЦЗ-13/10, проба 4 в табл. 3). Метод дифрактометрии порошка. Снято на дифрактометре Advance D8 (Bruker AxS) на CuKα излучении в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск), аналитик З.Ф. Ущাপовская.



**Рис. 5.** Состав родонита Цаган-Забинского месторождения на диаграмме  $CaSiO_3-(FeSiO_3 + MgSiO_3)-MnSiO_3$ .

особенностью является повышенное содержание в большинстве проанализированных зерен оксидов железа и магния (табл. 2). Диапазон концентраций MnO (36.2–45.6 %) типичен для родонитов.

### Амфибол

Диагностика амфибола проводилась рентгеноструктурным методом, результаты которого указывают на его принадлежность к группе куммингтонита, а именно, Mn-куммингтониту (прежнее название тиродит). Параметры элементарной ячейки Mn-куммингтонита:  $a = 9.59(1)$ ,  $b = 18.13(1)$ ,  $c = 5.33(1)$  Å,  $\beta = 102.50(9)^\circ$ ,  $V = 906(2)$  Å<sup>3</sup>. Единичные находки тиродита в пределах Ольхонского террейна были описаны для пород гондитовой формации [10]. Составы Mn-амфибола из Цаган-Забинского месторождения и гондитов заметно различаются по содержанию железа. Концентрации FeO в Mn-куммингтоните Цаган-Забинского месторождения варьируют от 6 до 7.75 % (табл. 4), т.е. состав минерала несколько отклоняется от идеального (рис. 6). В целом, все проанализированные зерна минерала имеют достаточно близкий химический состав.

### Гранат

Гранат чаще всего образует одиночные зерна в межзерновом пространстве карбонатного матрикса, реже находится в тесном сростании с амфиболом и родонитом. Доля граната в породах различного состава варьирует, но в целом, наряду с карбонатом гранат может являться главным породообразующим минералом. Как показали микрозондовые исследования, гранаты

Таблица 4. Выборочные микрозондовые анализы амфибола и граната Цаган-Забинского месторождения (мас. %).

компонент	амфибол					гранат				
	SiO <sub>2</sub>	55.72	55.83	55.78	55.87	56.03	38.01	37.46	37.65	37.95
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.02	0.03	0.03	0.00	0.16	0.08	0.02	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.19	0.27	0.23	0.09	0.09	21.18	19.00	19.23	19.12	19.26
FeO	6.00	7.75	6.34	7.32	6.41	2.84	3.32	2.63	4.13	2.46
MnO	14.90	15.14	15.36	15.74	15.95	29.55	36.18	36.44	34.69	36.81
MgO	19.39	18.48	19.41	18.88	18.96	3.04	0.69	0.86	1.13	1.08
CaO	1.97	0.99	1.17	0.97	0.95	5.67	2.74	2.24	3.04	2.55
Na <sub>2</sub> O	0.20	0.23	0.20	0.16	0.14					
H <sub>2</sub> O	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09					
Сумма	100.50	100.82	100.61	101.15	100.63	100.29	99.47	99.07	100.06	100.02
	Коэффициенты атомов в формуле (на 23 атома кислорода)					Коэффициенты атомов в формуле (на 12 атомов кислорода)				
Si	7.976	8.009	7.984	7.995	8.029	3.007	3.078	3.094	3.088	3.084
Ti	0.000	0.002	0.003	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.032	0.046	0.039	0.015	0.015	1.974	1.841	1.862	1.833	1.848
Fe	0.718	0.930	0.759	0.876	0.768	0.188	0.228	0.181	0.281	0.167
Mn	1.806	1.840	1.862	1.908	1.936	1.980	2.518	2.535	2.391	2.539
Mg	4.137	3.951	4.141	4.027	4.049	0.358	0.085	0.105	0.137	0.131
Ca	0.302	0.152	0.179	0.149	0.146	0.481	0.241	0.197	0.265	0.223
Na	0.056	0.064	0.055	0.044	0.039					
Сумма	15.031	14.996	15.022	15.017	14.984	7.987	7.991	7.974	7.995	7.992
ОН	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000					

Примечание. Анализы выполнены на микроанализаторе Superprobe JXA-820 Jeol в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск). Аналитик Суворова Л.Ф.

Цаган-Забинского месторождения принадлежат к спессартин-гроссуляровому ряду (табл. 4). Доля гроссулярового минала может достигать 42 мол. %, спессартинового – до 60 мол. %, в отдельных случаях наблюдается повышение пиропового компонента. В общем случае для всех проанализированных гранатов отмечается отсутствие зональности и близость составов.

### Слюда

Как второстепенный минерал слюды присутствуют во всех типах марганецсодержащих пород Цаган-Забинского месторождения. По химическому составу относятся к триоктаэдрическим слюдам, а по отношению Mg/Fe и содержанию глинозема – к флогопиту. Проанализированные зерна минерала различаются небольшими вариациями в содержаниях MgO (21–23 %), K<sub>2</sub>O (8.1–10.1 %) и железа (5.5–8.6 %) (табл. 5). Повышенные содержания марганца, близкие во всех зернах (MnO 1.9–2.6 %), позволяют относить данную слюду к марганцовистому флогопиту. Марганец достаточно редко входит в структуру слюд, в большей степени весь марганец концентрируется в карбонатах и гранате. В качестве аксессуарной фазы марганцовистый флогопит присутствует, например, на некоторых месторождениях Южного Урала [5 и др.]

Гипергенная минерализация представлена продуктами приповерхностного окисления марганцевых

руд, из которых нами, на данном этапе, микрозондовым анализом был диагностирован только рансьеит. В общем случае гипергенные процессы выражаются в образовании сажисто-черных землистых агрегатов и ноздреватых корок, замещающих эндогенные минералы марганца. Гипергенная минерализация затрагивает приповерхностные зоны и, вероятнее всего, развивается на глубину не более чем первые метры.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

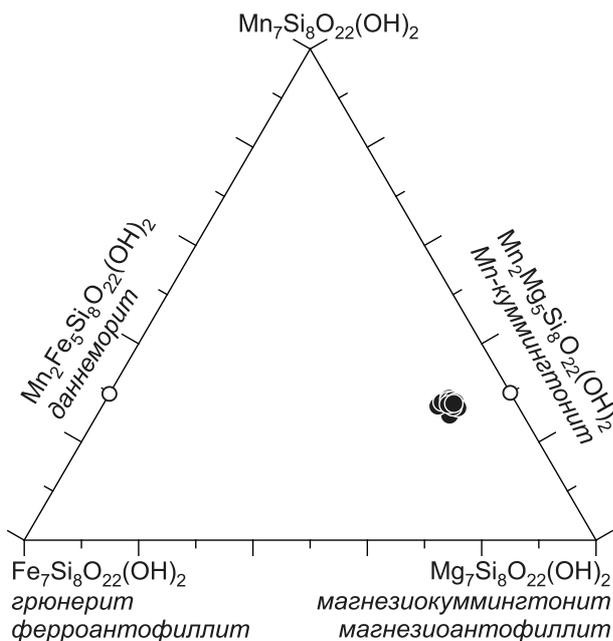
Участок Приольхонья, в пределах которого расположено Цаган-Забинское месторождение, по уровню регионального метаморфизма относится к средне-высокотемпературным субфациям амфиболитовой фации [11]. Вследствие высокой степени метаморфической перестройки в марганцевых породах отсутствуют какие-либо реликты первичных, дометаморфических структур и парагенезисов. Оценивать тип, источники и условия накопления протолитов можно, основываясь на таких критериях, как палеогеодинамическая обстановка формирования вмещающей толщи, морфология и условия залегания рудных тел, петрогеохимические особенности пород (руд)\*, и со-

\*Более детально петрогеохимические особенности марганцевых пород Приольхонья рассмотрены в отдельной статье [19].

**Таблица 5. Выборочные микрозондовые анализы флогопита Цаган-Забинского месторождения (мас. %).**

компонент	флогопит				
	SiO <sub>2</sub>	39.57	40.55	38.81	41.23
TiO <sub>2</sub>	0.11	0.04	0.06	0.02	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.41	11.62	11.86	11.10	11.36
FeO	8.15	6.61	8.49	6.98	7.43
MnO	2.08	2.14	2.26	2.54	2.57
MgO	21.09	23.05	20.86	22.45	21.68
K <sub>2</sub> O	9.69	9.86	9.25	10.13	9.86
Na <sub>2</sub> O	0.35	0.44	0.36	0.21	0.26
F	0.35	0.61	0.62	0.69	0.89
H <sub>2</sub> O	3.97	4.09	3.95	4.09	4.03
Сумма	96.77	99.01	96.52	99.44	98.38
Коэффициенты атомов в формуле (на 11 атомов кислорода)					
Si	2.985	2.974	2.946	3.021	2.997
Ti	0.00	0.00	0.00	0.000	0.00
Al	1.015	1.004	1.061	0.958	0.996
Fe	0.514	0.405	0.539	0.427	0.462
Mn	0.133	0.133	0.145	0.157	0.162
Mg	2.372	2.520	2.361	2.452	2.404
K	0.926	0.916	0.890	0.941	0.930
Na	0.051	0.062	0.052	0.030	0.037
Сумма	7.996	8.014	7.994	7.986	7.988
ОН	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000

Примечание. H<sub>2</sub>O рассчитано исходя из ОН = 2 кф. Все железо, здесь и в подобных таблицах, принято как FeO, поскольку расчеты по зарядам показали отсутствие или небольшую долю (в пределах погрешности анализов) Fe<sup>3+</sup>. Анализы выполнены на микроанализаторе Superprobe JXA-820 Jeol. Аналитик Суворова Л.Ф.



**Рис. 6.** Состав Mn-куммингтонита Цаган-Забинского месторождения на диаграмме Mg-Mn-Fe.

поставлении с неметаморфизованными или слабо-метаморфизованными хорошо изученными месторождениями марганца. Как говорилось выше, район месторождения сложен доломитовыми и кальцитовыми мраморами, амфиболитами и амфибол-биотитовыми сланцами, присутствуют также известково-силикатные породы и кварциты. Протолиты амфиболитов и амфибол-биотитовых сланцев реконструируются как островодужные щелочные базальты, андезибазальты и андезиты [11]. Горизонты марганцевых пород залегают среди карбонатных, отлагавшихся, видимо, в период относительного затишья вулканической деятельности, скорее всего, в пределах сопряженного с островной дугой окраинного бассейна. Близким, по геодинамической ситуации и условиям формирования, современным аналогом может служить система окраинных (Японское и Охотское) морей азиатской периферии Тихого океана с характерной для нее железомарганцевой минерализацией [1, 2, 12, 13]. Древние стратиформные месторождения марганца, образованные в подобных обстановках (островодужные окраины), достаточно широко распространены, считаются генетически или парагенетически связанными с вулканогенно-осадочными толщами и, как правило, относятся к гидротермально-осадочному генетическому типу. Модели их формирования детально разрабатывались и излагались в многочисленных работах [5, 16, 20, 22, 25, 27, 32 и др.]. Согласно этим моделям, рудные компоненты привносятся гидротермами или газогидротермами, связанными с очагами подводного вулканизма. Металлоносными отчасти могли быть магматогенные флюиды, но в целом предпочтение отдается термоконвекционному механизму, т.е. обогащению металлами перегретой морской воды при взаимодействии с породами океанического дна. Гидротермы имеют восстановленный характер и несут растворимые формы марганца и железа. Осаждение (разгрузка) происходит на геохимических барьерах при смешении гидротерм с холодной морской водой, что приводит к снижению температуры и возрастанию окислительного потенциала. Латеральные градиенты факторов, регулирующих осадкообразование, обуславливают соответствующую дифференциацию рудных компонентов. Большая часть железа осаждается ближе к источнику гидротерм, а более подвижный марганец – на удалении, в области сильного разбавления морской водой. Образующаяся взвесь оксид-гидроксидов марганца осаждается в геоморфологических ловушках с благоприятными гидродинамическими условиями. Собственно осадочные, т.е. выпавшие из растворов карбонаты марганца в природе очень редки, и в условиях карбонатного седиментогенеза (хемогенного или органогенного) марганец также осаждается в форме ок-

сид-гидроксидов. Образование карбонатов марганца происходит позже, в этапы диагенеза и литификации. Примером может служить карбонатная марганцевая минерализация окраинных морей Восточной Азии, которая изучалась в неогеновых отложениях Японского моря [26] и четвертичных Охотского [1, 2], где она имеет достаточно узкий ареал распространения. Здесь формирование марганцевых карбонатов (магнезиальный кутнагорит, кальциевый родохрозит) также происходило за счет первичных аморфных гидроксидов марганца при участии органического вещества и биогенного кремнезема осадков в условиях быстрого диагенетического преобразования.

Изложенная (весьма схематично и кратко) модель, в принципе, применима к Цаган-Забинскому месторождению. Линзово-пластовая форма рудных тел, согласное переслаивание с мраморами при существенно карбонатном составе самих марганцевых пород свидетельствуют в пользу осадочного генезиса. На связь с вулканогенными гидротермами указывает корреляция марганца с кремнием, железом, фосфором, цинком и сходство спектров РЗЭ марганценосных отложений и синхронных осадкообразованию вулканитов [19], которые могли являться источником рудного вещества. Так, например, для железомарганцевых конкреций Охотского моря (впадина Дерюгина) источником рудного вещества гидротермальных образований и металлоносных осадков являются базальты рифтогенной зоны и осадочные породы бассейна [2].

Для руд характерны довольно высокое  $Mn/Fe$  отношение, достигающее 15, что как раз и возможно при формировании марганцевых осадков на удалении от источника гидротерм и зоны преимущественного осаждения железа. Можно отметить также низкие концентрации литогенных (Ti, Al) компонентов, соответственно, удаленность бассейна седиментации от области терригенного сноса, т.е. сравнительную глубину накопления протолитов. Отмеченные в работе [19] геохимические параметры марганценосных отложений Цаган-Забинского месторождения по большинству критериев, в особенности по распределению РЗЭ, близки составам гидротермально-осадочных железо-марганцевых корок Японского моря [13]. Общей особенностью и тех и других образований является наличие положительной Се аномалии, не характерной для пород гидротермального генезиса, что в одном случае интерпретируется как примесь гидрогенного вещества [13], в другом – может указывать на низкую скорость осадконакопления [19]. Небольшие размеры рудных тел позволяют предполагать, что их формирование происходило в небольших впадинах при ограниченном поступлении металла и относительно быстрой смене благоприятного гидрохимического режима.

Наблюдаемые парагенезисы пород образованы в результате метаморфизма протолита в условиях амфиболитовой фации. Как известно, большинство минералов марганца, особенно силикатов, устойчивы в довольно широком P-T диапазоне. Образующиеся при метаморфизме ассоциации минералов зависят не столько от соответствующих температур и давлений, сколько от валового химического состава субстрата, в первую очередь от соотношения петрогенных Mn, Ca, и Si, а затем Fe и Mg. Существенное значение имеет флюидный режим в отношении кислорода и  $CO_2$ . Но фугитивность кислорода является важным фактором при участии в парагенезисах минералов с разновалентным марганцем, чего нет в нашем случае. А режим  $CO_2$ , опять же, сильно зависит от состава протолита, а именно, от связанных с типом протолита масштабов метаморфических реакций декарбонизации. Кутнагоритовый состав карбоната обязан определенному соотношению  $Mn/Ca$ , выше которого мог бы кристаллизоваться родохрозит (рис. 7). При исследовании марганцевой карбонатной минерализации во впадине Дерюгина (Охотское море) [2] было установлено, что диагенетический кутнагорит образуется в узком интервале осадков с аномально высоким содержанием марганца. Повышенные, по сравнению с известными диагенетическими кутнагоритами Тихого океана, содержания марганца сближают его с кальциевым родохрозитом. Т.е. в данном случае также существует некая неопределенность в диагностике этого минерала. Присутствие родонита, а не пироксмангита, также обусловлено более высоким отношением  $Ca/(Mn+Mg+Fe)$ , а достаточная насыщенность  $SiO_2$  препятствовала образованию тефроита. Количе-

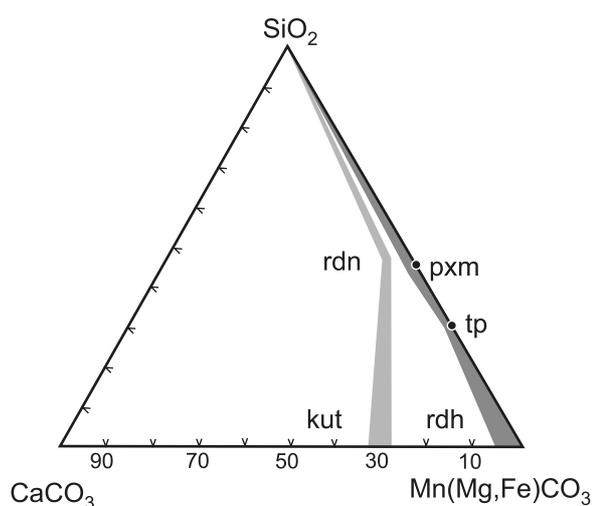
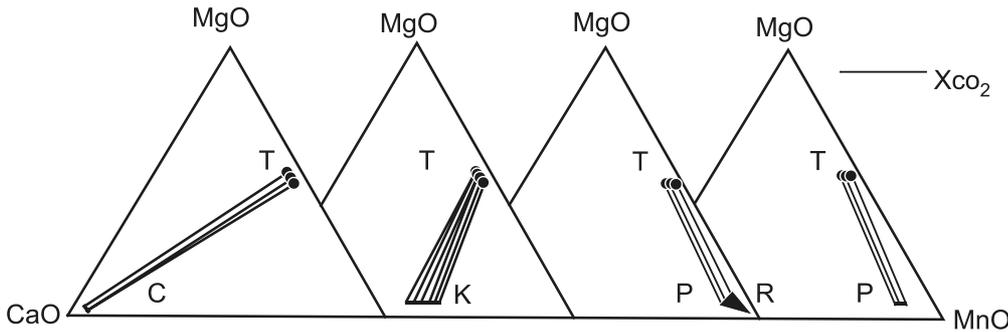


Рис. 7. Парагенезис родонита (rdn) и кутнагорита (kut) в системе  $Mn(Mg,Fe)CO_3-SiO_2-CaCO_3$ , по [22]. Pxm – пироксмангит, tp – тефроит, rdh – родохрозит.



**Рис. 8.** Парагенезис Мп-куммингтонита (тиродита (Т)) и кутнагорита (К) в системе  $MnO-MgO-CaO$ , по [16]. С – кальцит, Р – пирохромангит, R – родонит.

ствоgrossуляр-спесартинового граната, стабильного в очень широком диапазоне физико-химических условий, очевидно, лимитировалось содержанием глинозема. Некоторое индикаторное значение для оценки P-T-X параметров метаморфизма может иметь Мп-куммингтонит в парагенезисе с кутнагоритом и родонитом. Парагенезисы Мп-Mg амфибола в условиях амфиболитовой фации, в частности, детально исследованы для пород близкого к анализируемым породам состава на марганцевых месторождениях групп Гангпур (Gangpur) и Саусар (Sausar) в Индии [21, 28]. На основе анализа природных составов и парагенезисов и сопоставлении с экспериментальными данными авторы установили, что, в зависимости от давления и парциального давления углекислоты, амфибол в меняющихся парагенезисах стабилен в интервале температур от 580 до 675°C. Но главный вывод заключался все же в том, что определяющее значение имеет валовый состав пород ( $X_{Mn} = Mn/Mn+Mg+Ca+Fe$ ) и зависящие от него эффекты самобуферирования ( $X_{CO_2}$ ), чем P-T параметры (рис. 8).

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Определение генетического типа и условий накопления древних марганценовых отложений основано на особенностях их строения и состава и палеогеодинамической обстановке формирования вмещающих их толщ. Значительная часть марганценовых пород Байкал-Хубсугульского региона приурочена к венд-кембрийским толщам террейнов, сформированных в окраинноморских бассейнах палеоостроводужных систем. В этом случае наиболее изученной и близкой по условиям формирования является система окраинных морей азиатской периферии Тихого океана с широким развитием в ее пределах железомарганцевой минерализации. Принцип актуализма, основанный на сопоставлении с неметаморфизованными хорошо изученными проявлениями марганцевой минерализации, позволяет реконструировать обстановку формирования древних марганценовых отложений.

Исходя из полученных данных, можно заключить, что изученное Цаган-Забинское марганцевое

месторождение относится к гидротермально-осадочному типу. Источником рудного вещества, вероятнее всего, выступали гидротермы или газогидротермы, связанные с очагами подводного вулканизма. Формирование марганцевых осадков происходило на некотором удалении от источника и зоны преимущественного осаждения железа. Карбонатно-силикатно-оксидный протолит был сформирован в палеогеодинамических условиях задугового бассейна.

Наблюдаемый минеральный состав руд, основу которого составляют кальциевый кутнагорит, родонит, спессартин и Мп-куммингтонит, образован в результате метаморфизма амфиболитовой фации, но обусловлен, прежде всего, валовым составом дометаморфического субстрата.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 14-45-04019-р\_сибирь и партнерского проекта фундаментальных исследований СО РАН № 68).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астахов А.С., Саттарова В.В., Свинников А.И., Астахова Н.В., Доманов М.М., Иванов М.В. Марганцевые металлоносные осадки котловины Дерюгина Охотского моря: химический состав, геологические условия формирования // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 5. С. 13–31.
2. Астахов А.С., Астахова Н.В., Саттарова В.В. и др. Осадконакопление и рудогенез во впадине Дерюгина (Охотское море). Владивосток: Дальнаука, 2008. 289 с.
3. Беличенко В.Г., Скляр Е.В., Добрецов Н.Л., Томурто-гоо О. Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика. 1994. № 7–8. С. 29–41.
4. Бетехтин А.Г. Промышленные марганцевые руды СССР. Л., 1946. 315 с.
5. Брусницын А.И., Жуков И.Г. Марганценовые отложения Магнитогорского палеовулканического пояса (Южный Урал): строение залежей, состав, генезис // Литосфера. 2010. № 2. С. 77–99.
6. Василева М., Добрев С., Дамянов Ж. Сравнительная характеристика на эндогенен кутнахорит от находище Рибница и экзогенен кутнахорит от находище Кремковци // Ежегодник ун-та «Св. Иван Рилски». Сер. 1. Геол. и геофизика. 2003. Т. 46. С. 25–30.
7. Васильев Е.К., Васильева Н.П. Рентгенографический определитель карбонатов. Новосибирск: Наука, 1980. 144 с.

8. Ескин А.С. Геологическое строение Приольхонья // Геология гранулитов. Иркутск: Изд-во Вост.-Сиб. фил. СО АН СССР, 1981. С. 61–67.
9. Конева А.А. Геохимия и минералогия обогащенных хромом, ванадием и марганцем метаосадочных пород Приольхонья: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. 1994. 25 с.
10. Конева А.А., Макрыгина В.А., Резницкий Л.З. Гондиты в метаморфических толщах Прибайкалья // Литология и полез. ископаемые. 1998. № 1. С. 93–102.
11. Макрыгина В.А., Петрова З.И., Гантимурова Т.П. Андезитовый магматизм и его место в геологической истории Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2000. № 12. С. 1266–1279.
12. Михайлик П.Е., Деркачев А.Н., Чудаев О.В., Зарубина Н.В. Железомарганцевые корки подводных возвышенностей трога Кашеварова (Охотское море) // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 1. С. 32–43.
13. Михайлик П.Е., Михайлик Е.В., Зарубина Н.В., Баринов Н.Н., Съедин В.Т., Леликов Е.П. Вещественный состав и распределение РЗЭ в железомарганцевых корках подводных возвышенностей Беляевского и Медведева (Японское море) // Тихоокеан. геология. 2014. Т. 33, № 5. С. 3–16.
14. Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 870 с.
15. Павловский Е.В., Ескин А.С. Особенности состава и структуры архея Прибайкалья. М.: Наука, 1964. 128 с.
16. Старикова Е.В. Завилейский Д.И. Геологическая позиция и вещественный состав фаменских марганцевых руд Лемвинской зоны Пай-Хоя (на примере рудопроявлений Нижнесиловской группы) // Литология и полез. ископаемые. 2010. № 4. С. 383–400.
17. Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.
18. Федоровский В.С. Геологическая карта юго-западной части Ольхонского региона. М.: ГИН РАН, 2005.
19. Школьник С.И., Летникова Е.Ф. Геохимия марганцевых руд южного складчатого обрамления Сибирской платформы // Геохимия. 2015. № 4. С. 1–10.
20. Crerar D.A., Namson J., Chyi M.S. et al. Manganiferous cherts of the Franciscan assemblage: I. General geology, ancient and modern analogues, and implications for hydrothermal convection at oceanic spreading centers // Econ. Geol. 1982. V. 77. P. 519–540.
21. Dasgupta S., Bhattacharya P. K., Chattopadhyay G. et al. Petrology of Mg-Mn amphibole-bearing assemblages in manganese silicate rocks of Sausar Group, India // Miner. Magazine. 1988. V. 52. P. 105–111.
22. Flohr M.J.K., Huebner J. S. Mineralogy and geochemistry of two metamorphosed sedimentary manganese deposits, Sierra Nevada, California, USA // Lithos. 1992. V. 29. P. 57–85.
23. Frondel C., Bauer L.H. Kutnahorite: a manganese dolomite,  $\text{CaMn}(\text{CO}_3)_2$  // Am. Miner. 1955. V. 40. P. 748–760.
24. Golgsmith J.R. Phase relations of rhombohedral carbonates // Rev. in miner. Carbonates: mineralogy and chemistry. 1983. V. 11. P. 49–76.
25. Huebner J.S., Flohr M.J.K., Grossman J.N. Chemical fluxes and origin of a manganese carbonate-oxide-silicate deposit in bedded chert // Chem. Geol. 1992. V. 100. P. 93–118.
26. Matsumoto R. Diagenetic dolomite, calcite, rodochrosite, magnesite and landsfordite from site 799, Japan Sea – implication for depositional environments and the diagenesis of organic rich sediments // Proc. ODP, Scientific Results. 1992. V. 127/128. P. 719–738.
27. Melcher F. Genesis of chemical sediments in Birimian greenstone belts: evidence from gondites and related manganese-bearing rocks from northern Ghana // Miner. Mag. 1995. V. 59. P. 229–251.
28. Mohaparta B.K., Nayak B. Petrology Mn carbonate-silicate rocks from the Gangpur Group, India // J. Asian Earth Sci. 2005. V. 25. P. 773–780.
29. Peacor D.R., Essene E.J. Petrologic and crystal-chemical implications of cation order-disorder in kutnahorite  $[\text{CaMn}(\text{CO}_3)_2]$  // Am. Miner. 1987. V. 72. P. 319–328.
30. Polgari M., Bajnoczi B., Kovacs Kis V. et al. Mineralogical and cathodoluminescence characteristics of Ca-rich kutnahorite from the Urkut Mn-carbonate mineralization, Hungary // Miner. Mag. 2007. V. 71 (5). P. 493–508.
31. Reeder R.J. Crystal chemistry of the rhombohedral carbonates // Rev. Miner. Carbonates: mineralogy and chemistry. 1983. V. 11. P. 1–48.
32. Shah M.T., Khan A. Geochemistry and origin of Mn-deposits in the Waziristan ophiolite complex, north Waziristan, Pakistan // Mineralium Deposita. 1999. V. 34. P. 697–704.

*Рекомендована к печати О.В. Авченко*

*S.I. Shkolnik, L.Z. Reznitsky, E.F. Letnikova, Z.F. Ushchapovskaya*

### **Manganese ores of the Tsagan-Zaba deposit as a metamorphic analogue of manganese-bearing deposits of the Pacific marginal seas**

The data on the chemical and mineralogical composition of manganese rocks of the Tsagan-Zaba deposit are presented. The major manganese-concentrator mineral is calciokutnahorite at subordinate amount of garnet, amphibole, mica, and rhodonite. The formation of the mineral assemblage is associated with metamorphism in the conditions of the amphibolite facies. Possible protolith composition and the supply source of ore components are considered. The conclusion was made that the manganese sediments were deposited in relatively deep depressions at a certain distance from hydrothermal source and clastic material provenance. It is assumed that the accumulation of the sequence took place in a back-arc basin.

**Key words:** West Baikal region, metamorphic terrane, volcanogenic-sedimentary sequence, manganese deposits, kutnahorite, rhodonite, Mn-cummingtonite, spessartine.