

УДК 550.42:551.35(265.2)

КАРБОНАТНАЯ И СУЛЬФИДНАЯ РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ОСАДКАХ ДЕРЮГИНСКОЙ РИФТОГЕННОЙ ЗОНЫ ОХОТСКОГО МОРЯ

© 2004 г. А. С. Астахов, Ю. Л. Крецер, Р. Г. Кулинич, Р. Тиедемани

Представлено академиком А.П.Лисицыным 20.11.2003 г.

Поступило 05.12.2003 г.

В кайнозойских спрединговых зонах восточно-азиатских окраинных морей гидротермальное рудообразование известно лишь в немногих районах вблизи вулканических дуг, как, например, в троге Окинава Восточно-Китайского моря. Большинство же рифтогенных прогибов и впадин заполняются мощными терригенными и биогенно-терригенными осадочными толщами, и проявления поверхностного вулканизма и гидротермальной деятельности по типу конвективных ячеек [6] здесь не характерны. В то же время мощный осадочный чехол может генерировать на участках с высоким тепловым потоком значительное количество жидких и газообразных осадочных (элизионных) флюидов, которые при миграции в осадочных толщах и разгрузке на морское дно могут быть источником вещества или определять специфические гидрохимические условия для формирования различных стратиформных и колчеданных рудных залежей [5, 9].

Котловина Дерюгина, относимая в зонах позднекайнозойской рифтогенной деструкции земной коры спредингового типа [8], отличается активной современной флюидодинамикой. В осевой части и у западной границы Дерюгинского рифтогенного прогиба (рис. 1) с мощностью осадочного чехла до 10–13 км выявлены многочисленные газовые источники, сопровождающиеся интенсивными диагенетическими изменениями осадков с включениями газогидратов, многочисленных карбонатных конкреций и генойше [3, 7]. В Дерюгинском рифтогенном грабене отмечен максимальный для Охотского моря тепловой поток, сложнорасчлененный рельеф акустического фундамента с вы-

ходами его на поверхность дна, преобладание линейных структур юго-восточного простирания и выявлены баритовое оруденение голоценового возраста [2] и аномально высокие для Охотского моря содержания и скорости накопления марганца как в окисленных, так и в восстановленных осадках [1, 4].

Указанное послужило основанием для более детального изучения геохимии и аутигенной минерализации осадков на участках возможного поступления седиментационных (элизионных) флюидов по разломам. Для исследований была выбрана колонка Ge99-31 с интенсивными постседиментационными изменениями, отобранная в рейсе экспедиционного судна “Маршал Геловани” в 1999 г. [11] в северной части котловины Дерюгина (рис. 1).

Вскрытый колонкой осадочный слой (рис. 2) имеет обычное для этой части Охотского моря строение, и по крайней мере для верхних его горизонтов может быть проведена литостратиграфическая корреляция с хорошо датированными колонками [11, 12]. В колонке выделяется горизонт кремнистых осадков (0–6 тыс. лет), слабокремнистый горизонт, начавший формироваться 8–10 тыс. лет назад и “фораминиферовый” горизонт с возрастом 8–12.5 тыс. лет [11]. Нижележащие позднеплейстоценовые осадки представлены терригенными алеврито-глинистыми разностями с заметной примесью песка в отдельных интервалах. В нижней части колонки присутствуют несколько турбидитных прослоев с характерной градиционной слоистостью и песчаными горизонтами в основании. Осадки, особенно слои, находящиеся между песчаными турбидитными горизонтами, интенсивно изменены постседиментационными процессами. Это проявляется в формировании рыхлых карбонатных конкреций (интервал 60–65 см), частичной цементации осадков карбонатом (интервалы 588–683 и 910–967 см) и формировании сульфидов в полостях вулканического стекла и биогенных остатков.

Распределение марганца и микроэлементов (рис. 2) отражает общее для восточной части кот-

*Тихоокеанский океанологический институт
им. В.И. Ильичева
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук, Владивосток
ООО РС+, Санкт-Петербург
Институт морских наук им. Лейбница,
Киль, Германия*

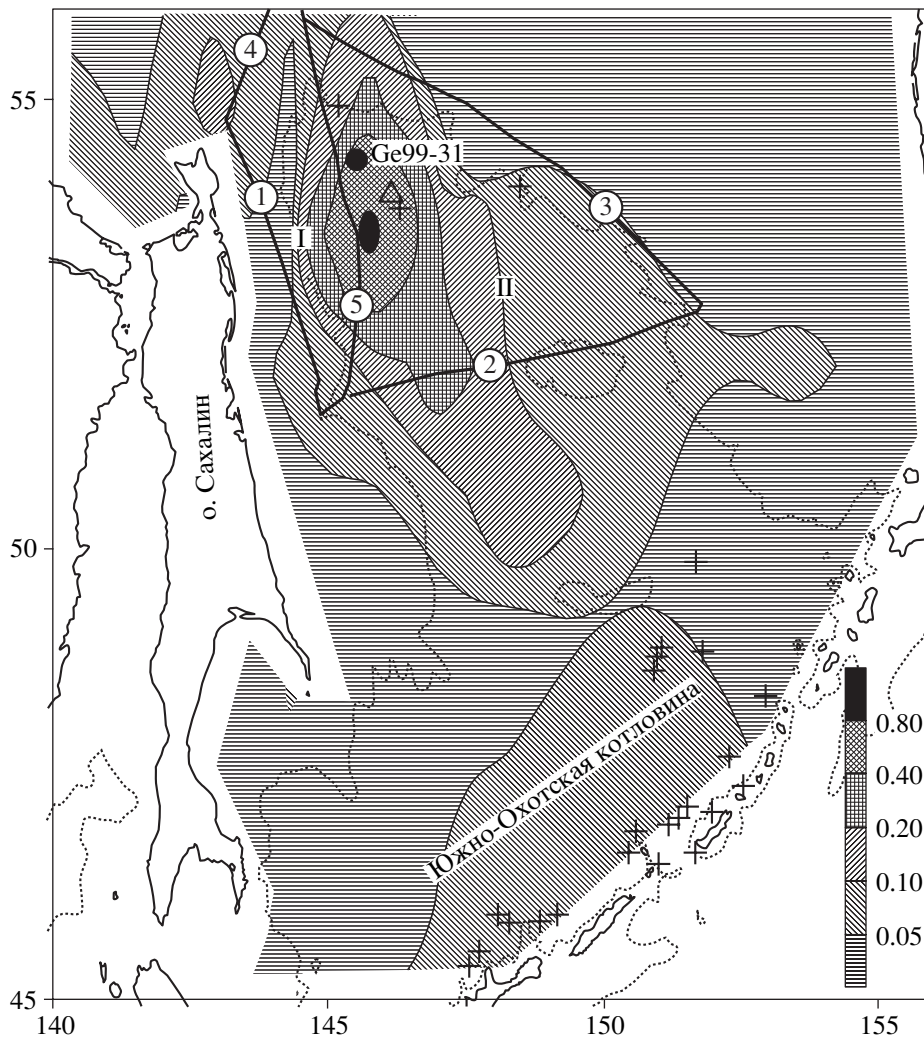


Рис. 1. Средние содержания (%) марганца в голоценовых осадках Охотского моря [1], основные структурные элементы Дерюгинской рифтогенной зоны [8] и место отбора колонки Ge99-31. Точечная линия – изобата 1000 м. I, II – структурные элементы Дерюгинской рифтогенной зоны: I – Дерюгинская рифтогенная впадина, II – Дерюгинский рифтогенный грабен; цифры в кружках – основные разломные зоны: 1 – Восточно-Сахалинская, 2 – Центрально-Охотская, 3 – Кашеваровская, 4 – Западно-Охотская, 5 – Восточно-Дерюгинская; треугольником обозначено положение района массивной баритовой минерализации [10], крестиками – места находок железо-марганцевых конкреций и корок, залитый кружок с номером – местоположение изученной колонки.

ловины Дерюгина обогащение марганцем, цинком, никелем, частично барием и медью голоценовых отложений по сравнению с нижележащими плейстоценовыми [1]. В колонке Ge99-31 некоторое обогащение металлами отмечается также в диагенетически измененных прослоях, находящихся между песчаными турбидитными горизонтами (рис. 2). Для детального минералогического изучения были выбраны несколько интервалов колонки с наиболее характерной аутигенной минерализацией: мелкие рыхлые карбонатные конкреции из интервала 60–65 см и несколько проб осадка с карбонатным цементом из интервалов 588–683 и 910–967 см. При рентгенофазовом анализе в этих образцах выявлены аутигенные карбонаты: кальцит, магнизиальный кальцит, доломит,

кутнагорит ($\text{Ca, Mn}[\text{CO}_3]_2$) и минералы вмещающего осадка (кварц, плагиоклаз, гидрослюда, хлорит). В интервале 60–65 см колонки единственным определенным карбонатом явился марганцевый карбонат кутнагорит с незначительной примесью терригенных минералов и диагенетического пирита. Карбонат представлен длиннопризматическими микрокристаллами длиной 5–15 мкм и диаметром менее 2–4 мкм, образующими сплошные массы с включениями терригенных зерен и диагенетического пирита (рис. 3а). Такой минеральный состав подтверждается данными анализа кислотнорастворимой части проб ($\text{CaO } 15.7\%$, $\text{MgO } 5.7\%$, $\text{Mn } 21.9\%$, $\text{Fe } 0.4\%$, $\text{CO}_2 \text{ } 30.5\%$) и микронзондового анализа минералов (табл. 1).

Основная масса карбонатных минералов в других изученных пробах по результатам валового рентгеноструктурного анализа представлена кальцитом и магниезальным кальцитом с примесью доломита. При этом в нижней части колонки при значительно меньшей карбонатности (5–10% по сравнению с 30–45% в карбонатизированных прослоях интервала 595–650 см) преобладают магниезальные разновидности карбонатов. При электронномикроскопическом изучении зерен по ранее разработанной методике [14] определены карбонаты различного генезиса (рис. 3, табл. 1). На многих зернах выявлена зональная кайма марганцевого карбоната, по химическому составу подобная кутнагориту из интервала 60–65 см (табл. 2). На снимках полированных препаратов в отраженных электронах (рис. 3б, в, г) этот карбонат выделяется по более светлой окраске. Сверху кайма светлого марганцевого карбоната толщиной 2–5 мкм перекрывается еще одной каймой более темного, предположительно менее марганцовистого карбоната поздней генерации.

Во фракции менее 0.04 мм выявлено большое количество зерен сульфидов. Основную массу их составляют колломорфные агрегаты неправильной формы и глобулы размером от нескольких до 50–70 мкм, по химическому составу соответствующие пириту. Среди них преобладают марганцовистые разновидности, представленные рыхлыми колломорфными зернами неправильной формы. Содержание марганца в них изменяется от 0.4 до 5.3%. Содержание микроэлементов незначительное (табл. 2), за исключением пирита из интервала 60–65 см. В нем отмечены высокие содержания меди, на порядок выше, чем во вмещающих осадках, а цинка и никеля – равные содержанию в осадках. Глобулярный пирит отличается низким содержанием марганца и микроэлементов. Часто встречаются также зональные зерна пиритов, в центре которых находится безмарганцовистый глобулярный, а в “рубашке” – марганцовистый колломорфный сульфид железа (рис. 3д). Обнаружены также единичные мелкие кристаллы и изометричные зерна размером 2–5 мкм других сульфидов (табл. 2) – галенита (рис. 3е), кубанита (CuFe_2S_3) и хейдеита ($\text{Fe, Cr}_{1+x}(\text{Ti, Fe})_2\text{S}_4$).

При анализе условий залегания, геохимических и минералогических особенностей диагенетических карбонатов, выявленных в голоценовых и позднелайстоценовых осадках колонки в котловине Дерюгина, можно отметить их принципиальные отличия от карбонатов районов газовых источников, широко распространенных в Охотском море [3, 7, 11]. Это прежде всего наличие марганцевого карбоната кутнагорита, повышенная магниезальность кальцита, присутствие манганокальцита и доломита, высокое содержание марганца в аутигенном кальците, парагенезис с марганцовистым сульфидом железа и сульфида-

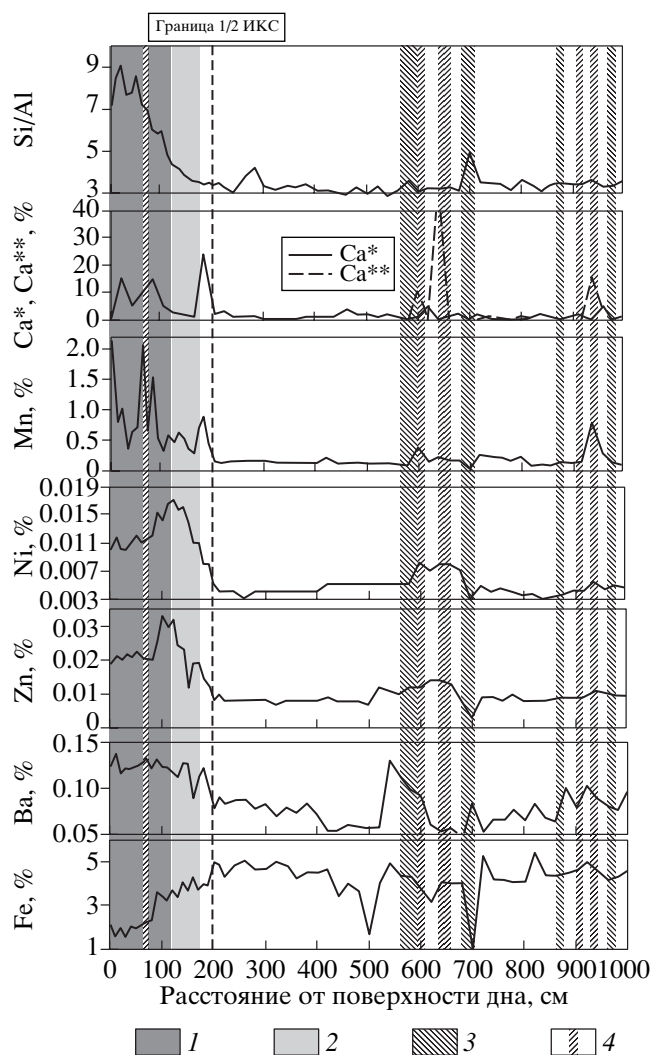


Рис. 2. Распределение химических элементов в донных осадках колонки Ge99-31 и элементы литостратиграфического расчленения. Содержания химических элементов представлены по данным атомно-абсорбционного анализа; Ca* и Ca** – содержание карбонатов по результатам анализа микроскопических препаратов: Ca* – биогенного, Ca** – аутигенного. Границы кислородно-изотопных стадий (ИКС) даны в соответствии с [11]. 1, 2 – диатомовые илы; 1 – кремнистые, 2 – слабокремнистые; 3 – песчаные прослои турбидитов; 4 – горизонты с карбонатными конкрециями или цементация осадков карбонатом.

ми меди и свинца. Ранее марганцевые карбонаты, марганцовистый пирит, галенит, сфалерит, хейдеит в осадках Охотского моря не были описаны. Это позволяет считать, что условия формирования карбонатов колонки Ge99-31 отличались от других районов Охотского моря, где диагенетическое карбонатообразование происходит в аноксидных условиях газовых источников.

В котловине Дерюгина в районе ст. Ge99-31 современные флюидные источники не выявлены, и придонные воды, хотя и относятся к слою кис-

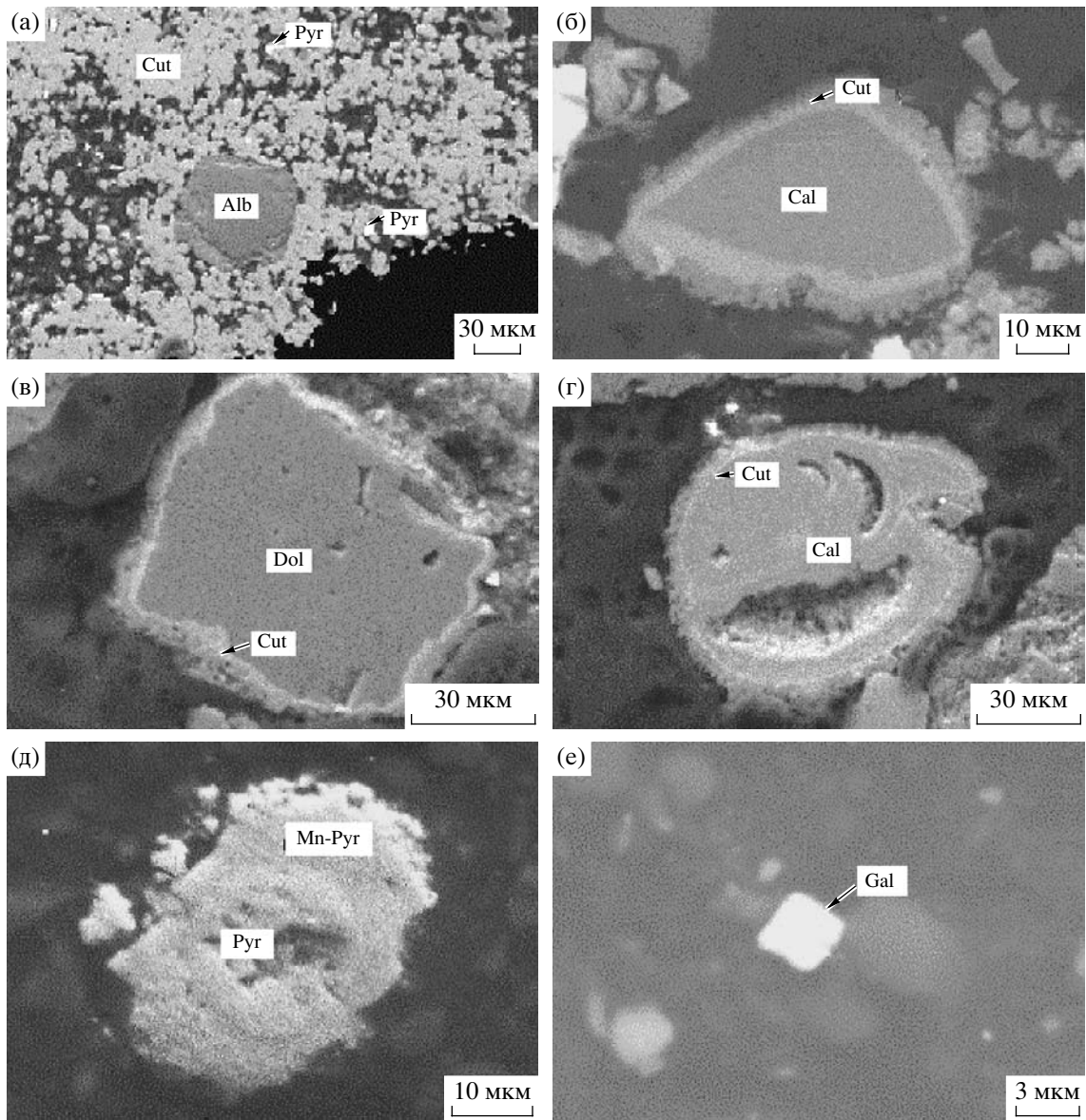


Рис. 3. Электронные снимки (РЭМ, обратно отраженные электроны) полированных шлифов карбонатных и сульфидных минералов из осадков колонки Ge99-31 (Cut – кутнагорит, Cal – кальцит, Pyr – пирит, Mn-Pyr – марганцовистый пирит, Dol – доломит, Gal – галенит, Alb – альбит). а – интервал 60–65 см, микрокристаллический кутнагорит (светло-серый), с примесью пирита (белый), с компонентами вмещающего осадка (в центре крупное зерно альбита); б–е – интервал 640–650 см: б – аутигенный кальцит (серый) с зональной каймой кутнагорита (светло-серой) и кальцита, в – обломочный доломит с зональной каймой кутнагорита (светло-серой) и кальцита, г – раковина фораминиферы с зональной каймой кутнагорита (светло-серой) и кальцита, д – зональный пирит с каймой из марганцовистого пирита, е – кристалл галенита.

лородного минимума с минимальным для Охотского моря содержанием кислорода, но являются тем не менее оксидными или субоксидными, с гидрогенным накоплением марганца в форме гидроксидов [1, 2]. Наиболее вероятным механизмом формирования кутнагорита и марганцевого сульфида железа в диатомовых илах можно предполагать диагенетическое преобразование марганценосных оксидных отложений на редокс-границе в условиях дополнительного привноса углерода

или при мобилизации органического вещества осадков, что имеет место во многих районах периферии Тихого океана с первично оксидным накоплением марганца [15].

Особый интерес представляет выявленная зональность в зернах карбонатов различного генезиса и пирита из осадков нижней части колонки, где предполагается миграция поровых вод по песчаным прослоям турбидитов. Она может свидетельствовать о существенной смене гидрохимичес-

Таблица 1. Средний химический состав (%) карбонатов колонки Ge99-31 по результатам микронзондового анализа (н.о. – элемент не обнаружен)

Интервал, см	Минерал	Число проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
60–65	Кутнагорит	2	1.9	Н.о.	Н.о.	<0.1	<0.1	25.6	1.7	15.5	<0.1	<0.1	44.7
640–650	Кальцит марганцовистый	1	Н.о.	»	<0.1	2.1	<0.1	6.5	2.8	44.8	<0.1	Н.о.	57.5
640–650	Кальцит биогенный	2	»	»	Н.о.	<0.1	<0.1	1.3	4.6	49.3	Н.о.	»	55.1
640–650	Доломит	1	»	»	<0.1	<0.1	<0.1	Н.о.	19.9	32.7	»	»	52.7
640–650	Кутнагорит (кайма на зернах карбонатов иного состава)	3	<0.1	<0.1	1.2	<0.1	<0.1	26.8	3.1	25.6	<0.1	<0.1	61.7

Таблица 2. Химический состав (%) сульфидов из осадков колонки Ge99-31 по результатам микронзондового анализа (н.о. – элемент не обнаружен)

Интервал, см	Минерал	Fe	Ni	Cu	Co	Mn	Zn	Pb	Ti	S	Сумма	Примечания
60–65	Пирит марганцовистый	46.00	0.01	0.04	<0.01	2.00	0.04	Н.о.	Н.о.	53.50	101.59	Включе- ние в кар- бонат
640–650	То же	41.13	<0.1	<0.5	<0.2	3.34	Н.о.	»	<0.4	52.76	97.23	Среднее из 7 проб
640–650	Пирит зональный	45.90	Н.о.	<0.1	Н.о.	0.80	»	»	Н.о.	53.20	99.90	Центр
		43.10	»	Н.о.	<0.01	3.80	<0.1	»	»	53.00	99.90	Кайма
640–650	Пирит глобулярный	46.90	<0.1	»	<0.3	<0.1	Н.о.	»	»	52.70	99.60	
640–650	Галенит	Н.о.	Н.о.	»	Н.о.	Н.о.	»	86.4	»	13.4	99.8	
640–650	Хейдеит	26.40	»	<0.1	»	3.00	<0.2	Н.о.	11.20	31.40	72.00	
640–650	Кубанит	40.65	<0.1	24.05	»	Н.о.	<0.1	»	Н.о.	35.25	99.95	Среднее из 2 проб

ких условий иловых вод, имевшей место в каком-то интервале прошлого, скорее всего о поступлении марганцесущих флюидов. Наличие в этих же пробах кубанита и галенита позволяет предполагать и обогащение этих растворов некоторыми микроэлементами. Эпизодическая поставка барийнесущих флюидов водными источниками, подобными грязевым вулканам, предполагается и при формировании массивных баритов, выявленных юго-восточнее [10, 11].

Геологическая ситуация, состав вмещающих отложений и характер изученной в колонке Ge99-31 марганцевой минерализации сходны с известной в неогеновых диатомовых отложениях трога Китами-Ямато и котловины Хонсю Японского моря [13].

ВЫВОДЫ

1. В северной части котловины Дерюгина, где в голоцене происходило интенсивное накопление марганца в окисдных условиях, выявлена специфическая карбонатная и сульфидная рудная минерализация в восстановленных осадках.

2. Минеральные образования представлены двумя типами: а) рыхлые конкреции марганцевого карбоната кутнагорита с марганцовистым пиритом, залегающие в диатомовых илах с высоким содержанием марганца; б) крустификационный цемент с зональной “рубашкой” кутнагорита, с зональным марганцевым пиритом и некоторыми другими сульфидами (кубанит, галенит) в карбонатизированных прослоях зон внутрипластовой циркуляции иловых вод;

3. Марганцовистые карбонаты отличаются от кальцитов холодных газовых источников, характерных для Охотского моря, повышенной магнетизальностью с преобладанием манганокальцита и присутствием доломита, а также, в некоторых случаях, высоким содержанием железа и микроэлементов;

4. Предполагается, что формирование кутнагорита, марганцовистых кальцита и сульфидов происходило в условиях эпизодической поставки марганцесодержащих вод по флюидопроводящим песчаным горизонтам турбидитов, а в поверхностном слое – при диагенетическом преоб-

разовании окисленных марганецсодержащих отложений на редокс-границе с участием органического вещества осадков.

Авторы признательны за содействие в организации экспедиционных работ Н.Бибоу, а также Г.А. Бахаревой, А.В. Можеровскому, Н.А. Середа за помощь в аналитических исследованиях.

Экспедиционные работы выполнены по российско-германскому проекту КОМЕХ, аналитические исследования проводились при поддержке РФФИ (грант 01–05–64904а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астахов А.С., Горбаренко С.А., Ващенко Н.Г. и др. // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19. № 5. С. 47–60.
2. Астахова Н.В., Липкина М.И., Мельниченко Ю.И. // ДАН. 1987. Т. 295. № 1. С. 212–215.
3. Астахова Н.В., Обжиров А.И., Астахов А.С. и др. // Тихоокеан. геология. 1993. № 4. С. 34–40.
4. Безруков П.Л. // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1960. Т. 32. С. 15–97.
5. Горжевский Д.И., Карцев А.А., Павлов Д.И. и др. Парагенезис металлов и нефти в осадочных толщах нефтегазоносных бассейнов. М.: Недра, 1990. 368 с.
6. Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М.: Наука. 1990. 255 с.
7. Соловьёв В.А., Гинзбург Г.Д., Обжиров А.И. и др. // Отеч. геология. 1994. № 2. С. 10–17.
8. Харахинов В.В. Тектоническая карта Охотоморского региона. 1:1500000. Оха: СахалинНИПИ-морнефть. 1997.
9. Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья) // Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1983. В. 372. 149 с.
10. Astakhova N.V. // Resource Geol. 1993. № 17. P. 169–172.
11. Cruise Reports: KOMEX V and VI. RV Professor Gagarinsky Cruise 26, MV Marshal Gelovany Cruise 1. N. Biebow, T. Ludmann, B. Karp, R. Kulinich (Eds.) // GEOMAR Rept. 2000. V. 88. 296 p.
12. Gorbarenko S.A., Nurnberg D., Derkachev A.N. et al. // Mar. Geol. 2002. V. 183. № 1/4. P. 107–129.
13. Matsumoto R. // Proc. Ocean Drilling Program. Sci. Results. 1992. V. 127/128. Pt 1. P. 719–738.
14. Rudashevsky N.S., Garuti G., Andersen J.C.O. et al. // Trans. Inst. Mining and Metallurgy. Sect. B: Appl. Earth Sci. 2002. V. 111. P. B87–B94.
15. Sugisaki R., Kenihiro S., Matoru A. // J. Geol. 1991. V. 99. № 1. P. 23–40.