

## Часть 4. РУДОНОСНЫЕ ОСАДОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

*А. И. Брусицын<sup>1</sup>, В. Н. Кулешов<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> – Санкт-Петербургский государственный университет,  
г. Санкт-Петербург *brusspb@yandex.ru*

<sup>2</sup> – Геологический институт РАН, г. Москва

### **Геохимия рудоносных отложений Парнокского железо-марганцевого месторождения (Полярный Урал)**

Парнокское месторождение находится на западном склоне Полярного Урала в 70 км к востоку от г. Инта и связано с черносланцевыми карбонатно-терригенными отложениями без примеси вулканогенных фаций. По аналогии с рудоносными осадками Красноморского рифта, генезис месторождения считается гидротермально-осадочным [Шишкин, Герасимов, 1995; Герасимов и др., 1999]. Мы попытались оценить, насколько эта модель согласуется с геохимическими данными.

**Геология рудоносных отложений.** Месторождение локализовано в пределах осадочных толщ палеозойского возраста, сформированных в морском бассейне в обстановке пассивной континентальной окраины [Шишкин, Герасимов, 1995; Зыкин, 2004; Лемешев и др., 2009; наши данные]. Рудовмещающие отложения представлены переслаивающимися пелитоморфными и углистыми известняками, известковистыми алевролитами, углисто-глинисто-известковистыми и углисто-кремнисто-известковистыми сланцами. Породы тонкозернистые, тонкослоистые, практически не содержат реликтов бентосной фауны, обогащены ОВ, для углистых разновидностей типична обильная вкрапленность пирита. Все это указывает на спокойный гидродинамический режим осадконакопления, медленное накопление вещества и периодически возникающее сероводородное заряджение наддонных и/или иловых вод. Подобные условия обычно реализуются в пределах относительно замкнутых впадин морского дна. Мощность рудоносных отложений варьирует от 10 до 100 м. Средний состав пород рудовмещающей пачки («фоновые осадки») близок к углисто-глинисто-известковистым сланцам.

Руды слагают стратиформные тела пластообразной и лентовидной формы. Мощность отдельных пластов – 0.5–2 м, длина – до 100 м, сближенные пласты группируются в залежи мощностью до 20 м и протяженностью до 400 м. Цепочки залежей прослежены на 4 км, по падению – до глубины 800 м. Каждая залежь представляет собой чередование пластов марганцевых и железных руд с пропластками известняков. Встречаются залежи без пластов железных руд.

**Строение и минералогия руд.** Марганцевые руды сохраняют реликты типичных осадочных текстур (линзовидно-слоистых, конкреционных, стилолитовых и т.п.), формирующихся при медленной и прерывистой седиментации вещества. Вместе с тем, минеральный состав руд является результатом постседиментационных процессов, протекавших в условиях повышенных температур и давлений. Марганцевые руды представлены карбонатным, силикатно-карбонатным и оксидно-карбонат-

ным типами [Герасимов и др., 1999]. Первые сложены преимущественно родохрозитом; в составе вторых дополнительно присутствуют тефроит, сонолит, аллеганит, риббит, кариопилит, фриделит, бементит, родонит, спессартин и другие минералы. Оксидно-карбонатные руды редки и состоят из пирохроита, гауссманиита и родохрозита. Железные руды почти полностью сложены магнетитом, редко встречаются гриналит, ильваит и другие минералы. Текстура руд массивная (следствие быстрого накопления материала), реже встречаются пятнистые (комковатые) и полосчатые железные руды. Судя по петрографическим признакам, формирование минерального состава парнокских руд носило изохимический характер. Химический состав исходных отложений не претерпел существенных изменений.

**Химический состав руд.** Средние содержания компонентов в изученных породах приведены в таблице. Анализ этих данных показывает следующее.

**Главные петрогенные элементы.** По величине алюминиевого модуля  $Al_M = Al/(Al+Fe+Mn)$  углисто-глинисто-известковистые сланцы ( $Al_M = 0.75$ ) соответствуют «нормальным» осадкам, практически лишенным примеси гидротермального вещества (Fe и Mn). Вмещающие руды пелитоморфные известняки обогащены Mn, при более низких содержаниях Al и Fe. По величине  $Al_M = 0.37$  они сопоставимы с металлоносными осадками. В железных рудах значение  $Al_M = 0.01-0.02$  отвечает осадкам, резко обогащенным гидротермальным веществом с крайне низкими концентрациями литогенных компонентов. В марганцевых рудах доля литогенного материала заметно больше –  $Al_M = 0.01-0.18$ .

Руды характеризуются контрастным распределением Fe и Mn. Отношение Mn/Fe в железных рудах составляет 0.01–0.22 (в среднем, 0.06), а в марганцевых – 8–208 (в среднем, 60). Тесная ассоциация дифференцированных Fe- и Mn-содержащих осадков типична для металлоносных отложений, формирующихся в области разгрузки гидротермальных растворов при спокойной гидродинамической обстановке. В осадочных месторождениях железные и марганцевые руды, как правило, пространственно разобцены.

Т а б л и ц а

Среднее содержание элементов во вмещающих породах и рудах  
Парнокского месторождения

Компоненты	Вмещающие породы		Руды марганцевые			Руды железные		
	1	2	3			4		
	<i>x</i>	<i>x</i>	<i>Me</i>	<i>x</i>	$\sigma$	<i>Me</i>	<i>x</i>	$\sigma$
1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub> , мас. %	55.71	7.16	16.47	17.83	10.00	6.45	9.09	9.60
TiO <sub>2</sub>	0.63	0.07	0.09	0.13	0.11	0.01	0.01	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.79	1.23	1.29	1.83	1.47	0.42	0.41	0.23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>общ</sup>	5.66	0.41	1.80	2.63	4.49	86.19	84.18	9.91
MnO <sup>общ</sup>	0.41	2.52	53.85	48.97	14.50	0.52	4.77	7.06
MgO	2.45	3.11	1.04	1.45	1.27	0.49	0.63	0.62
CaO	10.32	47.54	4.47	8.15	8.96	0.23	1.38	2.93
Na <sub>2</sub> O	0.28	< 0.05	0.12	0.17	0.13	< 0.05	< 0.05	0.00
K <sub>2</sub> O	4.00	0.51	0.08	0.10	0.09	0.03	0.10	0.18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	< 0.05	0.05	0.08	0.11	< 0.05	< 0.05	0.00
П.п.п.	8.95	37.44	15.90	18.30	8.35	0.10	0.30	0.49

Окончание табл.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
As, г/т	1.29	1.93	5.52	7.83	6.57	23.7	25.4	17.8
Ba	506	1934	85	480	1015	130	175	150
Be	2.3	< 0.5	< 0.5	0.63	0.44	< 0.5	< 0.05	0.00
Co	13.5	3.09	5.18	19.0	44.6	1.04	0.94	0.27
Cr	65.6	14.0	21.3	30.9	40.4	34.3	36.8	27.5
Cs	9.4	0.50	0.54	3.97	6.87	0.66	1.23	1.26
Cu	32.7	15.8	13.1	34.9	100.5	17.7	24.5	22.4
Ga	14.2	6.57	4.73	10.53	14.11	4.08	4.27	2.16
Ge	0.64	0.10	1.50	1.78	1.38	13.3	12.66	3.31
Hf	3.52	0.45	0.46	0.85	0.80	0.19	0.22	0.15
Mo	11.6	0.94	2.42	2.99	2.33	7.06	6.85	3.07
Nb	9.02	1.37	1.50	1.96	1.38	0.71	0.69	0.17
Ni	55.3	28.1	43.5	54.3	32.5	33.8	37.4	25.4
Pb	2.07	283	39.6	71.7	100.0	18.3	20.2	14.0
Rb	153	9.5	< 2	3.9	5.2	< 2	< 2	0.00
Sb	0.40	0.22	0.72	0.90	0.61	1.45	1.37	0.64
Sn	1.36	0.53	0.88	1.04	0.89	1.05	1.08	0.29
Sr	86	222	21.3	53.4	84.5	5.26	8.08	7.55
Ta	0.67	< 0.1	< 0.1	0.13	0.06	< 0.1	< 0.1	0.00
Th	6.77	0.80	0.70	1.33	1.31	0.15	0.15	0.03
V	341	18.8	25.9	28.5	13.3	80.8	72.3	29.6
U	8.17	1.21	0.56	0.70	0.40	0.19	0.25	0.12
W	0.50	< 0.5	0.74	1.49	1.47	0.82	1.24	1.03
Y	21.3	4.91	4.67	5.36	3.41	1.21	1.14	0.56
Zn	79.6	721	172	201	131	44.8	53.0	42.3
Zr	128	13.6	16.6	34.2	42.2	7.85	8.08	3.39
La	20.6	5.31	8.19	8.05	4.74	1.24	1.12	0.39
Ce	42.0	8.14	21.9	25.7	14.8	4.23	3.48	1.35
Pr	4.92	1.22	2.00	1.77	0.91	0.29	0.25	0.10
Nd	19.7	5.06	7.37	6.92	3.64	1.07	0.91	0.44
Sm	3.74	0.93	1.56	1.41	0.66	0.18	0.17	0.10
Eu	0.90	0.72	0.37	0.40	0.25	0.11	0.10	0.06
Gd	3.69	0.94	1.25	1.31	0.72	0.20	0.19	0.13
Tb	0.63	0.15	0.22	0.22	0.11	0.04	0.04	0.03
Dy	3.58	0.81	1.23	1.20	0.59	0.17	0.19	0.14
Ho	0.73	0.15	0.20	0.23	0.12	0.057	0.05	0.03
Er	2.18	0.41	0.63	0.65	0.34	0.097	0.099	0.08
Tm	0.33	0.063	0.100	0.100	0.052	0.014	0.015	0.009
Yb	2.43	0.40	0.59	0.63	0.35	0.065	0.061	0.034
Lu	0.34	0.057	0.100	0.097	0.053	0.012	0.016	0.014
<i>n</i>	2	3		35			6	

Примечание. 1 – углисто-глинисто-известковистый сланец, 2 – рудовмещающий известняк, 3 – руды карбонатные, силикатно-карбонатные и оксидно-карбонатные (см. текст), 4 – руды оксидные (магнетитовые). Статистические характеристики:  $\bar{x}$  – среднее арифметическое,  $\sigma$  – стандартное отклонение. *Me* – медиана, *n* – объем выборки. Петрогенные компоненты проанализированы методом РФА, редкие элементы – ИСП-МС (лаборатория спектрального и химического анализа ВСЕГЕИ, Санкт-Петербурга).

В марганцевых отложениях установлены широкие вариации содержаний CaO: от 0.56 до 37.6 (в среднем, 4.47) мас. %. Очевидно, его присутствие связано с разбавлением рудоносного осадка «фоновым» карбонатным материалом. В железных рудах доля такой примеси существенно ниже (содержание CaO – 0.06–7.36 (в среднем, 0.23) мас. %).

*Микроэлементы.* Концентрации микроэлементов в пробах характеризуются высокими дисперсиями. Средние содержания микроэлементов, за редким исключением, сопоставимы с их кларками в земной коре, глинах, глинистых сланцах и карбонатных «черных сланцах». Отмеченные [Герасимов, 2000; Силаев, 2008] резко повышенные концентрации Zn, Pb, Ge, Ba, Cu и Co, нами не подтвердились.

По сравнению с «фоновыми» углисто-глинисто-известковистыми сланцами рудовмещающие пелитоморфные известняки обогащены гидротермальными элементами – As, Pb, Sr и Zn (рис.). При нормировании на Al ( $C_i/C_{Al}$ ) избыточные (относительно литогенного материала) концентрации выявлены для Ba, Cu, Ga, Ni, Sb и Sn. Одновременно в известняках отмечаются низкие концентрации элементов-индикаторов литогенного вещества (Cr, Hf, Nb, Th и Zr) и коррелирующих с ними Be, Co, Cs, Ge, Mo, Rb, Ta, V, U и Y.

Относительно сланцев железные руды обогащены As, Ge, Pb, Sb и W. Калибровка по Al добавляет к этой группе Ba, Cr, Cu, Ga, Mo, Ni, Sn, V и Zn. Концентрации Co, Cs, Hf, Nb, Rb, Sr, Th, U, Y и Zr в железных рудах ниже, чем сланцах. Нормирование на Al показывает, что главным источником этих элементов в рудах являлась примесь фоновых обломочных и карбонатных отложений. Для марганцевых руд характерны повышенные концентрации As, Ge, Pb, Sb, W и Zn, с поправкой на Al – Ni, Sn и Sr. Средние содержания большинства других элементов вполне могут объясняться постоянным присутствием в рудах литогенной составляющей. Но высокие дисперсии концентраций у Ba, Co, Cu и Sr допускают поступление этих элементов из гидротермального, гидрогенного или биогенного источников.

Таким образом, по сравнению с фоновыми осадками, в рудоносных отложениях накапливаются элементы, характерные для гидротермальных растворов – As, Pb, Sb и Zn, в железных и марганцевых рудах – Ge и W. Менее ярко происходит концентрация Ba, Ga, Cu, Ni, Sn и Sr. Наоборот, низкие содержания типичны для элементов, коррелирующих с Al (Cr, Hf, Nb, Rb, Th, U и Zr), поступающих в осадок в составе обломочного материала. Аналогичные соотношения элементов типичны для современных металлоносных осадков.

*РЗЭ.* Концентрации большинства РЗЭ положительно коррелируют с содержаниями Al и Ti. Исключение составляет Eu, для которого типична корреляция с Ba и Ga. Спектр РЗЭ углисто-глинисто-известковистых сланцев практически идентичен их спектру в эталонном сланце NAAS. В рудовмещающих пелитоморфных известняках отмечается снижение общего уровня накопления РЗЭ и появление положительной Eu аномалии, что служит показателем гидротермального влияния на состав осадка.

В марганцевых рудах установлены низкие содержания РЗЭ, что типично для гидротермальных отложений [Maunard, 2003]. Одновременно в карбонатных рудах четко выражена положительная Ce-аномалия. Как правило, в металлоносных отложениях она появляется в окислительных условиях за счет сорбции оксидами марганца дополнительного Ce из морской воды [Дубинин, 2006]. По мере разбавления карбонатов марганца силикатным материалом величина Ce/Ce\* заметно снижается. В итоге, в существенно силикатных разновидностях руд Ce-аномалия практически не отмечается. В некоторых пробах силикатно-карбонатных руд, наряду с положительной

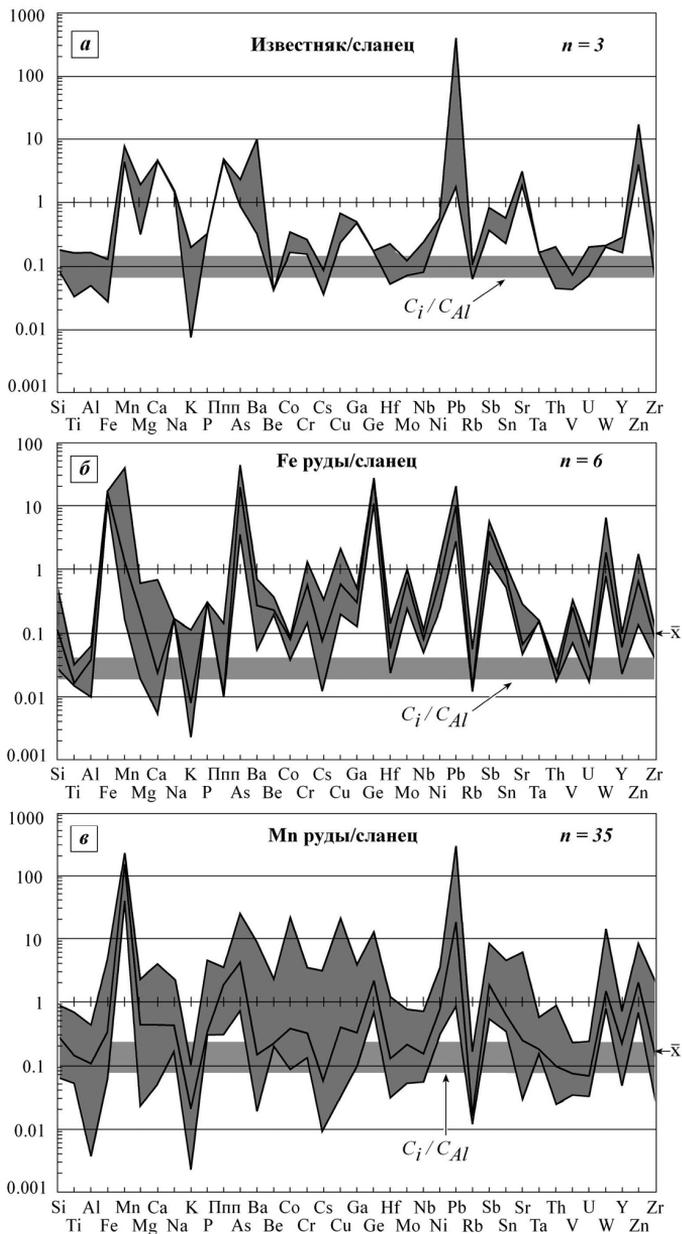


Рис. Соотношение концентраций элементов в породах рудоносной пачки и «фоновых» отложениях (углисто-глинисто-известковистых сланцах).

Широкая ломаная линия – вариации относительных концентраций элементов. Тонкая ломаная линия (x) – отношения средних концентраций элементов. Горизонтальная линия – уровень единичного уровня при нормировании содержаний элементов на алюминий ( $C_i/C_{Al}$ ). На этой линии располагаются элементы, поступившие в породу преимущественно в составе литогенного материала. Выше линии располагаются «избыточные» элементы, концентрация которых в породах в целом выше, чем их содержание в литогенной составляющей осадка.

Се-аномалией, фиксируется и положительная Eu-аномалия. Эта особенность установлена и в железных рудах. Возможно, рудоносный осадок накапливался относительно быстро и аккумулировал неравновесную смесь из гидротермальных (с избыточным Eu) и гидрогенных (с избыточным Ce) компонентов. При этом усредненный состав РЗЭ в силикатно-карбонатных рудах практически не содержит аномалий ни Ce, ни Eu. От спектра «фоновых осадков» он отличается только более низким содержанием РЗЭ.

*Изотопы С и О.* По изотопному составу углерода карбонаты вмещающих пород близки к таковым «нормальных» морских осадков. Величина  $\delta^{13}\text{C}$  в пелитоморфных известняках составляет 0.5–1.2 ‰. Главным источником углерода для них служила  $\text{CO}_2$ , растворенная в морской воде. В углеродистых сланцах значение  $\delta^{13}\text{C}$  карбонатов ниже: от –0.7 до –4.4 ‰, что обусловлено двояким происхождением углекислоты в данном случае. Помимо углекислоты морской воды, в них фиксируется также углекислота, выделяющаяся при разложении захороненного в осадке ОВ. Карбонаты марганцевых руд обладают значительно более легким изотопным составом углерода: от –8.9 до –17.1 ‰, что близко к карбонатам многих марганцевых месторождений и рудам диагенетического и катагенетического происхождения. Они указывают на то, что основная часть необходимой для образования карбонатов углекислоты формировалась в осадке путем микробиальной деструкции органического вещества.

$\delta^{18}\text{O}$  кальцита и родохрозита Парнокского месторождения (17.3–23.9 ‰) ниже таковых для диагенетических карбонатов, но типично для метаморфических и метасоматических минералов. Эти данные хорошо согласуются с параметрами регионального метаморфизма пород месторождения ( $T \approx 250\text{ }^\circ\text{C}$ ,  $P \approx 2.5$  кбар).

Полученные величины  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  для карбонатов близки к результатам исследований других авторов [Шишкин, Герасимов, 1995; Зыкин, 2004; Силаев, 2008]. В породах месторождения установлено постоянное присутствие ОВ. Содержание  $\text{C}_{\text{орг}}$  во вмещающих породах (0.56–3.54 мас. %) и марганцевых рудах (0.08–1.42 мас. %) соответствует слабо метаморфизованному «черным сланцам» и свидетельствует о восстановительном характере литогенеза.

**Обсуждение результатов.** Полученные материалы согласуются с гидротермально-осадочным генезисом месторождения. Специфика изученного объекта заключается в реализации гидротермального процесса в осадочном бассейне при отсутствии вулканизма. Разгрузка рудоносных растворов осуществлялась в относительно замкнутую впадину-ловушку, где периодически возникала анаэробная обстановка. Гидротермальные растворы поставляли на поверхность морского дна Fe, Mn, Ca и некоторые редкие элементы. Здесь в результате изменения Eh–pH параметров происходили дифференциация и осаждение рудного вещества. Механизм этих процессов хорошо изучен как в современных бассейнах, так и в древних осадочных и вулканогенно-осадочных толщах [Maunard, 2003]. Возможно несколько вариантов рудогенеза.

При господстве «нормальных» аэробных условий железо накапливается вблизи гидротермального источника, а марганец – на некотором расстоянии от него, где растворы максимально разбавлены морской водой. В периоды развития анаэробной обстановки величины Eh–pH наддонных вод способствовали осаждению железа, но марганец удерживали в растворенном виде. Чем продолжительней был застойный период, тем большие количества марганца аккумулировались в водной толще.

При смене гидродинамического режима и обогащения наддонных вод кислородом происходило окисление сконцентрированного в них марганца и перевод его в твердом состоянии в осадок. Независимо от варианта, изменение (в пространстве или во времени) окислительно-восстановительных характеристик водной массы происходило медленно. Благодаря этому дифференциация металлов происходила в полной мере. Спокойный гидродинамический режим препятствовал механическому перемешиванию разных металлоносных илов.

Привнесенный гидротермами кальций рассеивался в морской воде и, реагируя с растворенной в ней углекислотой, формировал кальцит. Постепенно оседая, его тонкодисперсные зерна образовывали хемогенные карбонатные илы, служившие протолитом для пелитоморфных известняков. Характерно, что также как и другие хемогенные осадки месторождения, известняки обогащены элементами, маркирующими гидротермальный процесс (Mn, As, Ba, Cu, Pb, Sb, Sr, Zn и Er).

Постседиментационные преобразования рудоносных отложений протекали в восстановительных условиях (за счет разложения захороненного в осадке ОВ). Часть ОВ представляла фрагменты существовавших на поверхности осадка бактериальных матов. Последние активно развивались в окислительных условиях одновременно с формированием марганцевых осадков. Возможно, переход марганца в твердое состояние отчасти реализовывался путем биохимических реакций.

В исходном осадке железо и марганец накапливались преимущественно в оксидной форме. При последующей дегидратации и раскристаллизации гидроксидов железа образовывался магнетит. Оксиды и гидроксиды марганца путем цепочки реакций с участием ОВ трансформировались в родохрозит. Реликты оксидов марганца сохранились в виде прослоев гаусманита и пиррохрита. На исходно оксидную форму накопления металла указывает наличие в рудах положительной Се-аномалии. Образование силикатов марганца является результатом более поздних процессов ката- и метагенеза руд. Рассмотренная модель – это вариант гидротермально-осадочного рудогенеза в условиях стагнированного бассейна. В современном океане близкие процессы наблюдаются в рифтовой зоне Красного моря и впадине Дерюгина Охотского моря [Бугузова, 1998; Астахов и др., 2008].

## Литература

*Астахов А. С., Астахова Н. В., Сатарова В. В. и др.* Осадконакопление и рудогенез во впадине Дерюгина (Охотское море). Владивосток: Дальнаука, 2008. 287 с.

*Бугузова Г. Ю.* Гидротермально-осадочное рудообразование в рифтовой зоне Красного моря. М.: Геос, 1998. 312 с.

*Герасимов Н. Н.* Геологическое строение и генезис Парнокского железо-марганцевого месторождения (Полярный Урал). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2000. 24 с.

*Герасимов Н. Н., Наседкина В. Х., Онищенко С. А., Шишкин М. А.* Минеральный состав руд Парнокского железо-марганцевого месторождения (Полярный Урал) // Геология рудных месторождений. 1999. № 1. С. 84–96.

*Дубинин А. В.* Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 359 с.

*Зыкин Н. Н.* Геологические условия формирования и генезис руд Парнокского железо-марганцевого месторождения (Полярный Урал). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2004. 28 с.

*Лемешев А. В., Вишев В. С., Дьяконова А. Г. и др.* Новые данные о строении Парнокского железо-марганцевого месторождения (Приполярный Урал) // Геология и минеральные ресурсы Европейского северо-востока России. Мат. XV геол. съезда республики Коми. Сыктывкар: Геопринт, 2009. Т. III. С. 216–218.

Силаев В. И. Механизмы и закономерности эпигенетического марганцевого минералообразования. Екатеринбург: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2008. 385 с.

Шишкин М. А., Герасимов Н. Н. Парнокское железо-марганцевое месторождение (Полярный Урал) // Геология рудных месторождений. 1995. № 5. С. 445–456.

Maynard J. B. Manganiferous sediments, rocks and ores // Treatise on Geochemistry. Vol. 7. Sediments, diagenesis, and sedimentary rocks. Elsevier, 2003. P. 289–308.

**Е. В. Старикова, В. И. Костикова**

*Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург  
starspb@mail.ru*

### **Минералого-геохимические особенности рудовмещающих силицитов фаменской марганценосной формации Пай-Хоя**

В составе палеозойских глубоководных отложений лемвинской структурно-формационной зоны Пай-Хоя установлен протяженный комплекс рудоносных осадков, объединенных в вулканогенно-осадочную марганценосную формацию D<sub>3</sub>fm [Микляев, 1991; Юшкин и др., 2007]. Основной объем формации сложен кремнистыми и карбонатно-кремнистыми породами, среди которых наблюдаются маломощные (0,5–2 м) пластовые тела карбонатных (кутнагоритовых) марганцевых руд [Старикова, Завилейский, 2010]. Основанием рудоносной формации является «горизонт яшмоидов» – маркирующее подразделение местной стратиграфической шкалы, общая протяженность которого на территории юго-восточного и центрального Пай-Хоя превышает 100 км. Горизонт сложен преимущественно красноцветными яшмовидными силицитами с прослоями кремнистых известняков и карбонатно-кремнистых сланцев (рис.). Верхняя (надяшмовая) часть формации представлена чередованием темноцветных карбонатных силицитов, карбонатно-кремнистых сланцев и кремнистых известняков, причем доля последних увеличивается вверх по разрезу. Марганцевые руды обнаруживаются в верхней части горизонта яшмоидов или в надяшмовой зоне в исключительно тесной ассоциации с темноцветными карбонатными силицитами. Задачей настоящего исследования явилось изучение разновидностей кремнистых пород марганценосной формации для выявления их минералого-геохимических особенностей и связи с рудообразованием. Для этой цели кремнистые породы были разделены по положению в разрезе марганценосной формации на красноцветные яшмовидные силициты основного объема «горизонта яшмоидов», рудовмещающие темноцветные силициты (подрудные, междрудные и надрудные) и темноцветные силициты верхней безрудной части формации (см. рис.).

Красноцветные яшмовидные силициты, слагающие основной объем «горизонта яшмоидов», представляют собой слоистые, реже однородные, массивные породы микрозернистой с участками органогенной структуры. Слоистость большинства разновидностей обусловлена чередованием прослоев различной толщины (от 1–5 мм до 1–5 см) и окраски: от светлых кремовых, зеленоватых и бледно-розовых до густых сургучно-красных. Основу породы слагают микрозернистые выделения кварца (60–80 %) и карбонатов (5–15 %), в отдельных прослоях интенсивно пигментированные пылевидным гематитом. В переменных количествах (< 5 %) присутствуют Mn-содер-

толща мощн., м	литология	описание	
надъяшмовая >10	— — — — —	переслаивание темноцветных силицитов, кремнистых известняков и карбонатно-кремнистых сланцев	
	— — — — —		
	— — — — —		
	— — — — —		
	— — — — —		
«горизонт яшмоидов»	0-2 J J J J	вишнево-красные яшмовидные силициты	
	1-1,4 — — — — —	надрудные темноцветные силициты с прослоями карбонатно-кремнистых сланцев и известняков	
	2-3,5 — — — — —		
	1-2 — — — — —	рудная зона: кутнагоритовые руды и межрудные темноцветные силициты	
	— — — — —		
	1-2 — — — — —	подрудные темноцветные силициты с прослоями карбонатно-кремнистых сланцев и известняков	
	— — — — —		
	8-12	J J J J	вишнево-красные яшмовидные силициты с прослоями карбонатно-кремнистых сланцев и кремнистых известняков
		J J J J	
		— — — — —	
		J J J J	
		J J J J	
		J J J J	
		J J J J	
		J J J J	
J J J J			
J J J J			

Рис. Обобщенная колонка фаменской марганценовой формации участка Хейяха.

жащий стильпномелан, родонит и более редкие барит, апатит, микроклин. В составе карбонатов регистрируются кальцит, манганокальцит и кутнагорит, во всех разновидностях отмечается небольшая примесь железа. Органогенная структура пород создается присутствием округлых или деформированных скелетов радиолярий, размером от 0.04 до 0.2 мм, причем в отличие от микрзернистого матрикса, они очищены от гематитовой пыли и выполнены тонкозернистыми агрегатами кварца или замещены карбонатом. Изредка встречаются одиночные серповидные обломки раковин пелелипод (?), размером до 0.5–1.5 мм, замещенные карбонатом. Поверхностные изменения яшмоидов выражены в повсеместном развитии пленок и более мощных корок оксигидроксидов марганца.

Петрографические исследования рудовмещающих темноцветных силицитов показали их исключительное сходство, независимо от их положения в под-, меж- или надрудной зонах. Породы имеют массивную или линзовидно-слоистую текстуру, криптозернистую с участками органогенной структуры. Слоистость обусловлена чередованием светлых кремневых, иногда зеленоватых и темно-серых слоев, разли-

чающихся количественными соотношениями и составом породообразующих минералов. Темные участки сложены кварцем (80–95 %) с незначительным содержанием примеси кальцита и манганокальцита; подчиненно присутствуют стильпномелан, Fe-гидрослюда (?), тонкодисперсный пирит, единичные зерна апатита и монацита и рассеянное углеродистое вещество. В светло-серых и кремневых прослойках увеличена доля карбоната (до 20–30 %) (представлен, главным образом, кутнагоритом) и Mn-стильпномелана (до 5–10 %), реже устанавливаются Fe-гидрослюда (?), клинохлор и акцессорные барит и апатит. Границы между слойками часто маркируются скоплениями более крупных (до 2 мм) кристаллов пирита, реже встречаются зерна халькопирита, галенита и сфалерита. Соотношения темно- и светлоокрашенных слойков в породах сильно варьируют, в подрудных силицитах более широко распространены существенно кварцевые (темные) компоненты, вплоть до образования массивных однородных темно-серых с зеленоватым оттенком силицитов, а для междурудного интервала и надрудной зоны более характерны линзовидно-полосчатые силициты с повышенной долей карбоната (кутнагорита). В участках трещиноватости и приконтактных зонах по силицитам развиты интенсивные налеты Mn-гидроксидов. Методом титриметрии в рудовмещающих силицитах установлено присутствие органического углерода: в подрудных силицитах  $C^{орг} = 0.2 \%$ , в междурудных  $C^{орг} = 0.4 \text{ мас. } \%$ .

Темноцветные силициты из надяшмовой зоны, не связанные непосредственно с марганцевыми рудами, характеризуются темно-серой окраской с кремневыми, розоватыми или зеленоватыми оттенками, микрозернистой с реликтами органогенной (радиоляриевой) структурой и массивной, иногда неяснослоистой текстурой. В массе породы среди однородного микрозернистого или перекристаллизованного кремнистого матрикса в переменном количестве присутствуют карбонаты (Mn- и Fe-кальцит, анкерит), Fe-гидрослюда, стильпномелан, пирит, единичные зерна микроклина и апатита. Характерны широкие вариации количественных соотношений основных породообразующих компонентов – кварца (60–90 %) и карбонатов (10–30 %). Наиболее измененные (тектонизированные) участки пород содержат пленки и корки Mn-гидроксидов.

Исследование химического состава показало, что по содержанию петрогенных элементов охарактеризованные силициты различаются незначительно (табл.). Главным компонентом является кремнезем, содержание которого во всех породах близко к 75 мас. % и незначительно падает в силицитах из надяшмовой толщи за счет увеличения примеси кальция. Для этих компонентов свойственна и максимальная дисперсия значений, отражающая их изменчивые соотношения в породах, что фиксируется и в петрографических наблюдениях. В рудовмещающих силицитах наблюдаются пониженные концентрации алюминия – элемента-индикатора терригенной компоненты осадка. Примесь рудных элементов (MnO и  $Fe_2O_3^{общ}$ ) в силицитах достаточно стабильна и варьирует в области 3–6 и 2–4 мас. %, соответственно.

Проведенное исследование показывает, что рассмотренные разновидности кремнистых пород практически тождественны по химическому составу и различаются минеральной формой концентрации вещества, прежде всего железа, а также присутствием органического материала. Яшмовидные силициты основания разреза содержат гематит, обуславливающий вишнево-красную окраску данной разновидности. Главными минералами-концентраторами железа в темноцветных силицитах являются пирит, стильпномелан и Fe-гидрослюда; в некоторых пробах подтверждена примесь  $C_{орг}$ . Указанные особенности являются следствием различных окислительно-восстановительных условий накопления и преобразования отложений. Исключительная при-

Таблица

## Средний химический состав силицитов фаменской марганценовой формации

мас. %	1		2		3		4		5	
	X	$\sigma$	X	$\sigma$	X	$\sigma$	X	$\sigma$	X	$\sigma$
SiO <sub>2</sub>	75.08	8.89	76.25	7.45	78.52	8.47	76.03	8.90	71.82	11.42
TiO <sub>2</sub>	0.07	0.02	0.06	0.03	0.05	0.02	0.05	0.02	0.06	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.00	0.44	0.86	0.42	0.85	0.47	0.85	0.33	1.08	0.26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>общ</sup>	5.05	2.02	5.73	2.45	2.72	1.17	4.70	2.23	4.31	1.51
MnO	3.94	2.19	2.41	1.28	2.55	1.00	2.70	1.25	2.16	0.68
MgO	0.50	0.23	0.78	0.37	0.69	0.39	0.71	0.36	0.94	0.43
CaO	7.14	3.92	6.48	4.23	7.06	4.30	7.35	4.34	10.14	4.88
Na <sub>2</sub> O	0.21	0.16	0.21	0.01	0.21	0.01	0.21	0.01	0.21	0.00
K <sub>2</sub> O	0.60	0.25	0.50	0.29	0.39	0.28	0.40	0.29	0.53	0.20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.03	0.06	0.02	0.06	0.02	0.06	0.03	0.06	0.02
ппп	6.31	3.22	6.73	3.14	6.92	3.36	7.28	3.72	8.72	4.17
Сумма	99.97		100.07		99.99		99.80		100.02	
n	10		11		8		7		7	

**Примечание.** 1 – красноцветные яшмовидные силициты основного объема «горизонта яшмоидов», 2–4 – рудовмещающие темноцветные силициты (2 – подрудные, 3 – межрудные, 4 – надрудные), 5 – темноцветные силициты надяшмовой безрудной части формации. X – среднее значение,  $\sigma$  – стандартное отклонение, n – число анализов. Анализы выполнены рентгеноспектральным флуоресцентным методом на спектрометре ARL-9800 (Швейцария) в лаборатории химического и спектрального анализа ВСЕГЕИ, аналитик Б. А. Цимошенко.

уроченность марганцевого оруднения к прослоям темноцветных силицитов указывает на восстановительные условия среды рудообразования. По современной классификации осадочных пород [Систематика..., 1998] изученные разновидности относятся к группе яшмоидных пород, встречающихся в составе фтанитовых формаций, которые, в отличие от яшм, непосредственно ассоциирующих с вулканогенными образованиями, более удалены от очагов извержений. Этим объясняется большее содержание осадочной примеси, в данном случае карбонатной составляющей отложений.

*Исследования поддержаны РФФИ (проект 08-05-00415).*

### Литература

Микляев А. С. Верхнедевонские отложения сланцевой зоны Пай-Хоя и перспективы их рудоносности // Тез. докл. совещ. «Геология девона северо-востока европейской части СССР». Сыктывкар, 1991. С. 52–53.

Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов / Под ред. В. Н. Шванова. СПб.: Недра, 1998. 352 с.

Старикова Е. В., Завилейский Д. И. Геологическая позиция и вещественный состав фаменских марганцевых руд лемвинской зоны Пай-Хоя (на примере рудопоявлений Нижнесиловской группы) // Литология и полезные ископаемые. 2010. № 4. С. 383–400.

Юшкин Н. П., Кунц А. Ф., Тимонин Н. И. Минералогия Пай-Хоя. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. 291 с.

**Петрогеохимические и палеогеографические особенности  
углеродистых отложений максютковского комплекса  
Уралтауского антиклинория**

В ходе проведения геологической съемки масштаба 1 : 200 000 (новая серия) в пределах листа N-40-XXXIV (Зилаир) нами были изучены разрезы галеевской, кайраклинской, юмагузинской и карамалинской свит максютковского комплекса восточного и западного крыльев Уралтауского антиклинория. Углеродсодержащие сланцы и кварциты наиболее широко развиты в кайраклинской и карамалинской свитах, особенно в нижней (якуповской) и верхней (баракальской) подсвитах карамалинской свиты. Банк анализов включает 58 силикатных (выполнены в ИГ УНЦ РАН), 5 редкоземельных элементов (ГЕОХИ, ЦЛАВ) и 3 определения  $C_{орг.}$  (количественный химический анализ, АСИЦ ВИМС).

Химический состав отложений кремнисто-углеродистой формации однообразен: породообразующими является кремнезем (по 50 анализам от 76 до 93 %, среднее – 88 %), сумма остальных 12 оксидов в среднем составляет 10 %.

Для определения формационной принадлежности черносланцевых отложений использовалась диаграмма A–S–C, полученная на основе обобщения большого количества химических анализов пород углеродистых формаций [Горбачев, Созинов, 1985]. Параметры  $A = (Al_2O_3 - (CaO + K_2O + Na_2O)) * 1000$  и  $S = (SiO_2 - (Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + CaO + MgO)) * 1000$  выражены в молекулярных количествах, параметр  $C = (CaO + MgO)$  – в массовых долях оксидов. Практически все углеродистые отложения компактно попадают в поле кремнисто-углеродистой формации, что говорит о выдержанности их химического состава на всей рассматриваемой территории. Обратная корреляция между параметрами A и S, а также C и S указывает, во-первых, на биохемогенный и вулканогенный источник кремнезема, а не терригенный привнос, а во-вторых, на независимые источники кремнезема и карбоната. Ситуация, при которой наблюдается резкий дефицит CaO и избыток SiO<sub>2</sub>, присуща активно прогибающимся дистальным частям бассейнов.

Более детально необходимо остановиться на содержании органического углерода. Известно, что содержания  $C_{орг.}$  в типичных черносланцевых отложениях составляют от 1 % и более. В них выделяются три группы пород [Юдович, Кетрис, 1988]: низкоуглеродистые – 1–3 %, углеродистые – 3–10 %, высокоуглеродистые – > 10 %  $C_{орг.}$

Результаты анализа показывают, что кремнисто-углеродистые сланцы относятся к низкоуглеродистому типу (среднее 2.36 %). В анализах кремнистых сланцев почти 100 % углерода составляет  $C_{орг.}$ , на долю CO<sub>2</sub> приходятся ничтожные значения, что в совокупности с низкими значениями параметра C (среднее 2.1) и отсутствием карбонатов в разрезах говорит о специфичности условий осадконакопления. Образование подобных отложений возможно только на глубинах ниже уровня карбонатной компенсации (в современных океанических структурах – от 3500 до 6000 м) [Хворова и др., 1968, 1985; Страхов, 1978].

Для интерпретации состава кремнисто-углеродистых отложений рассматриваемой площади использовались стандартные петрохимические параметры (модули), рассчитываемые по силикатным анализам [Юдович, Кетрис, 1986].

**Гидролизатный модуль** ( $GM = TiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + MnO / SiO_2$ ), основанный на содержаниях пяти главных петрогенных оксидов, является универсальным для большинства терригенных и кремнистых пород. Его значение отражает гидролиз – степень разделения кремнезема и полуторных (труднорастворимых) оксидов –  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$  и  $TiO_2$ . Чем ниже его значение, тем «чище» осадок от продуктов выветривания, т.е. выше зрелость породы. По его значениям (0.01–0.168) все кремнисто-углеродистые отложения Зилаирской площади относятся к типу силиты, классу гипосилиты, а 52 % из них даже к подклассу ультраэвсилитов, что указывает на незначительный привнос в бассейн осадконакопления продуктов выветривания с континента.

**Алюмокремниевый модуль** ( $AM = Al_2O_3 / SiO_2$ ) служит для разделения глинистых и песчаных пород, и также как и гидролизатный, указывает на степень химического выветривания. Абсолютное большинство анализов показывает, что углеродистые отложения Зилаирской площади относятся к гипоглиноземистым породам.

Наиболее информативным является распределение параметров S и AM по площади. Интерес представляют не столько абсолютные значения параметров S и AM, сколько их изменение с востока на запад и с севера на юг, что дает возможность оценить долю терригенной примеси в осадках кайраклинской и карамалинской толщ по всей рассматриваемой площади. Построения по юмагузинской свите не проводились, в виду малого количества анализов.

При анализе изменений значений параметра S и AM отчетливо видно, что количество терригенного материала, поступающего в бассейн седиментации, было разным. Так, его наибольшее количество фиксируется в осадках средней подсвиты кайраклинской свиты, для нее характерны минимальные значения параметра S и максимальные параметра AM, а также наибольшие значения параметра C (среднее 3.0). Все эти факторы, в совокупности с геологическими данными (наличие редких линз известняков в разрезе), позволяют говорить об относительной мелководности бассейна в этот период.

Наименьшее количество терригенного материала характерно для отложений верхней подсвиты кайраклинской свиты. Здесь отчетливо фиксируется поле с высокими значениями параметра S и минимальными AM и C (среднее 1.64), что говорит о наибольшей глубоководности бассейна в это время. Судя по максимальным значениям параметра AM привнос терригенного материала происходил с юго-востока.

**Распределение редкоземельных элементов (РЗЭ).** Нормирование содержания РЗЭ к хондриту позволило выявить некоторую закономерность (нормирование проводилось по [Wakita и др., 1971]). Для кремнисто-углеродистых сланцев свойственен однотипный характер нормированных кривых – преимущественное накопление легких лантаноидов по отношению к тяжелым и отчетливый европиевый минимум, а также устойчивая корреляция легких редкоземельных элементов (отношение La:Ce:Nd составляет 1:2:1).

**Уран.** Считается, что содержания урана могут быть разделены на следующие группы (г/т): 4–25 – геохимический фон, 25–40 – аномалии, 40–55 – сильные аномалии, более 55 – резкие аномалии (рудогенные) [Юдович и др., 1990]. Содержания урана в углеродистых сланцах Зилаирской площади согласуются с геохимическим фоном. Высокое значение урана, при нормировании к осадочным породам (глинам и сланцам) [Виноградов, 1962] связано с повышенными содержаниями органического углерода, который является его геохимическим осадителем из морской воды.

**Элементы-примеси.** Нормирование углеродистых отложений Зилаирской площади к осадочным породам (глинам и сланцам) [Виноградов, 1962] позволяет выявить степень накопления малых элементов в углеродистых осадках. Характерно отсутствие накопления в породе типичных катионогенных литофилов (Rb, Cs, Sr, Ba), в то же время концентрации металлов- и неметаллов-геофилов (Zn, Se, As) превышают 1 или составляет околочларковые, что несомненно связано с их высокими содержаниями в сульфидах. Сидерофилы группы железа (Co, Ni, Sc, Fe, Cr) имеют различные кривые распределения, однозначна корреляция хрома, железа, никеля, которые поступали в бассейн вместе с обломками пород основного состава. Катионо- и анионогенные элементы с переменной валентностью (Zr, Hf, Th, U, Ta) не накапливаются в углеродистых осадках, исключением можно считать уран.

При анализе замечено, что для кремнисто-углеродистых отложений Зилаирской площади не характерно накопление хрома, для основной массы анализов они соответствуют кларковым значениям (100 г/т), но группа анализов имеет просто ураганные содержания хрома (от 1240 до 4470 г/т) имеющего четкую положительную корреляцию с надкларковыми значениями никеля. Подобное соотношение и содержания элементов четко указывают на наличие в осадках продуктов разрушения ультраосновных пород.

Таким образом, можно сделать следующие **выводы**:

1. Черносланцевые отложения Зилаирской площади относятся к низкоуглеродистому типу и попадают в поле кремнисто-углеродистой формации, что говорит о выдержанности их химического состава на всей рассматриваемой территории.

2. Палеогеографические условия накопления углеродистых отложений в пределах рассматриваемой площади были неоднородными. Наибольшее количество терригенной и вулканогенной примеси отмечается в составе отложений средней подсвиты кайраклинской свиты, что в совокупности с повышенной карбонатностью и присутствием в разрезе известняков свидетельствует о мелководных условиях их образования и близости береговой линии. Наибольшей химической чистотой и относительной глубоководностью характеризуются отложения верхней подсвиты кайраклинской свиты.

3. Соотношение основных петрогенных окислов терригенной примеси в подавляющем большинстве соответствует основным и ультраосновным породам, что согласуется с аномальными содержаниями хрома в отложениях. Судя по значениям петрохимических параметров, привнос терригенного материала происходил с юго-востока.

## Литература

*Виноградов А. П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.

*Горбачев О. В., Созинов Н. А.* Некоторые петрохимические и геохимические аспекты типизации углеродистых отложений докембрия // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 10. М.: Наука, 1985. С. 46–57.

*Страхов Н. М.* Гидродинамический механизм распределения  $C_{орг}$ ,  $SiO_2$  и  $CaCO_3$  в океаническом осадконакоплении // Литология и полезные ископаемые. 1978. № 1. С. 91–130.

*Хворова И. В.* Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого / Осадконакопление и полезные ископаемые вулканически областей прошлого. Т. 1. М.: Наука, 1968.

*Хворова И. В., Лисицина Н. А., Богданов Ю. А.* Осадки рифтовой зоны хр. Рейкьянес (58° с.ш.) // Литология и полезные ископаемые. 1985. № 3. С. 5–16.

Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 271 с.

Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Химическая классификация осадочных горных пород. Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1986. 34 с.

Юдович Я. Э., Кетрис М. П., Мерц А. В. Геохимия и рудогенез урана в черных сланцах. Сыктывкар: Геонаука, 1990. 51 с.

Wakita H., Rey P., Schmitt R.A. Abundances of the 14 rare-earth elements and 12 other trace elements in Apollo 12 samples: five igneous and one breccia rocks and four soils // Proceedings of the 2<sup>nd</sup> Lunar Science Conference. Oxford: Pergamon, 1971. P. 1319–1329.

**Н. С. Ярославцева<sup>1</sup>, А. В. Коровко<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> – *Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс  
nata@ilmeny.ac.ru*

<sup>2</sup> – *Средне-Уральская геологоразведочная экспедиция, г. Верхняя Пышма*

**Петрохимические модули и фациальные индикаторы углеродистых алевропелитов Сафьяновского рудного поля (Средний Урал)**  
(научный руководитель В. В. Масленников)

В работе приведены результаты интерпретации петрохимических генетических модулей и фациальных индикаторов применительно к углеродсодержащим вулканогенно-осадочным алевропелитовым породам Сафьяновского рудного поля, позволяющие дополнить данные о составе, условиях и источниках углеродистых отложений. Обоснование петрохимических модулей и фациальных индикаторов дано в работах Я. Э. Юдовича и М. П. Кетрис [1988], Е. В. Склярова [Интерпретация..., 2001], З. А. Яночкиной [1966], М. Р. Бхатия и К. А. Крука [Bhatia, Crook, 1986].

Сафьяновское рудное поле расположено в Восточной зоне Среднего Урала в Режевском рудном районе. Рудное поле состоит из трех основных тектонических пластин с нормальным залеганием пород, представляющих собой фрагменты обстановок разных условий образования, разделенных Западным и Восточным разломами на, соответственно, западную, центральную и восточную пластины [Коровко и др., 1998]. Западная пластина наполовину сложена массивными субвулканическими риолитовыми, дацитовыми и андезитовыми порфирами, менее – брекчиями дацитов. На широте Сафьяновского месторождения в восточной части западного блока на его верхних уровнях в разрезе присутствуют горизонты вулканомиктовых гравелитов, конгломератов, песчаников, обломочный материал которых представлен преимущественно массивными порфиоровыми риолитами, риодацитами, андезитами и дацитами, с мало мощными прослоями углеродистых пород. Центральная пластина, к которой приурочено Сафьяновское месторождение, сложена порфиоровыми флюидалными и флюидално-обломочными дацитами, риолитами и риодацитами и разнообломочными брекчиями, на верхних уровнях – телами сплошных колчеданов, вулканомиктовыми песчаниками с рудокластами и углеродсодержащими алевропелитами. Восточная пластина по составу и строению похожа на центральную. Основной объем пластины составляет экструзивно-субвулканический комплекс флюидалных и флюидално-обломочных мезофировых риодацитов и риолитов. Среди брекчий отмечаются прослои углесто-кремнистых пород.

Особенности геологической позиции, строения, вещественного состава пород и руд Сафьяновского месторождения широко освещены в трудах Р. Г. Язевой, В. А. Коротеева, А. В. Коровко, Ю. С. Шереметьева, Н. В. Лещева, В. П. Молошага и др. В разрезе месторождения выделяются три толщи: 1) нижняя подрудная – базальты и андезит-базальты (верхний девон); 2) средняя рудовмещающая – дациты, риолиты и их лавокластиты и ксенолавокластиты с прослоями вулканогенно-осадочных пород (ранний девон); 3) верхняя надрудная, сложенная серпентинитами, габбро и базальтами с прослоями фтанитов (силур) [Язева и др., 1992]. Рудная залежь месторождения представляет собой сильно разрушенный полициклический сульфидный холм «черного курьшица» девонского возраста [Масленников, 2006].

На Сафьяновском рудном поле установлено широкое распространение углеродсодержащих пород в надрудной и рудовмещающей и менее – в подрудной толщах. В пределах карьера слоистые вулканогенно-осадочные горизонты, содержащие углеродистые отложения, располагаются на четырех литолого-стратиграфических уровнях рудовмещающей толщи. Каждый вулканогенно-осадочный горизонт разделен лавовыми потоками кислого состава. Нижние три уровня формировались одновременно с разрушением сульфидной постройки, а четвертый горизонт располагается стратиграфически выше главной рудной залежи. С удалением от рудной залежи уменьшается мощность сульфидных слоев и возрастает мощность углеродистых алевропелитов. Изученные углеродистые алевропелиты Сафьяновского рудного поля локализуются в Центральной (Сафьяновское месторождение) и Восточной (в пределах рудного поля) пластинах.

В составе углеродсодержащих алевропелитов Сафьяновского рудного поля преобладают кварц, глинистые минералы и дисперсно-рассеянное в породе ОВ, также встречаются обломки зерен полевых шпатов, реже риодацитов и углеродистых отложений. В меньшем количестве присутствуют хлорит, гематит и рутил. В глинистой фракции по результатам рентгеноструктурного анализа обнаружен иллит и каолинит. Среди сульфидов преобладает пирит. Отличительной чертой углеродистых пород Сафьяновского месторождения является присутствие апатита, барита, ксенотима, гоудкенина, блеклых руд, пирротина и арсенопирита, а Сафьяновского рудного поля – кальцита, реже доломита и магнетита (табл.).

Изучение углеродсодержащих алевропелитовых отложений Сафьяновского рудного поля на основе петрохимических модулей дает возможность более точно провести их классификацию, восстановить петрогенетический характер источников сноса и реконструировать физико-химические и геодинамические особенности обстановки накопления [Юдович, Кетрис, 1988; Интерпретация..., 2001]. Так, гидролизатный модуль ( $Al_2O_3+TiO_2+Fe_2O_3+FeO/SiO_2$ ), который дает возможность разделять породы с продуктами гидролиза (каолинит, оксиды Al, Fe, Mn) или кремнеземом, показал, что изученные углеродистые отложения являются гипосилитами, или глинисто-кремнистыми породами ( $ГМ = 0.1-0.21$ ). Подобные значения ГМ указывают на отсутствие выветривания исходных пород источников сноса.

По значениям алюмокремневого модуля ( $Al_2O_3/SiO_2$ ), который дублирует ГМ, углеродистые алевропелиты Сафьяновского месторождения и рудного поля попали в группу гипоглиноземистых пород. По Е. В. Зайковой [1991], низкие значения АМ ( $< 0.25$ ) указывают на незначительную примесь силикатного материала, а низкое содержание алюминия характерно для гидротермально-осадочных пород. По интерпретации закисного модуля ( $FeO/Fe_2O_3$ ) можно определить условия осадконакопления – восстановительные или окислительные. Значительное преобладание FeO над  $Fe_2O_3$  в

**Минеральный состав углеродистых алевропелитов Сафьяновского рудного поля**

Углеродистые алевропелиты	Минералы			Органические остатки	C <sub>орг</sub> , %
	Нерудные	Рудные	Акцессорные		
Месторождение	Q (до 80 %), Pl (до 13 %), гидрослюда, Ba (до 11 %), Chl, Hem, Ap, КПШ, Cr	Pу, Mc, Chp, Sph, Gl, Tn, Po, Ars, Fr, Ac	Ti, Zr, Rut, алюмофосфат стронция, Ks	Радиолярии, фораминиферы, водоросли	2.7–3.5
Рудное поле	Q (до 75 %), Chl, Ca, Do, Pl, гидрослюда, Hem, КПШ, Gr	Pу, Chp, Sph, Mt	Zr, Rut	Радиолярии, фораминиферы	1.6–3.1

**Примечание.** Q – кварц, Chl – хлорит, Hem – гематит, Ap – апатит, КПШ – калиевый полевой шпат, Pl – плагиоклаз, Gr – графит, Ba – барит, Ca – кальцит, Do – доломит, Rut – рутил, Ti – сфен, Zr – циркон, Ks – ксенотим, Pу – пирит, Mc – марказит, Chp – халькопирит, Sph – сфалерит, Gl – галенит, Tn – теннантит, Po – пирротин, Ars – арсенопирит, Fr – фрейбергит, Ac – акантит, Mt – магнетит.

углеродистых отложениях объясняется восстановлением железа в изолированном бассейне за счет окисления ОВ.

Геохимические индикаторы, также как и литохимические, позволяют во многих случаях провести более точную реконструкцию фациальных и тектонических особенностей накопления осадков. Интерпретируя их, можно получить сведения о фациальных обстановках накопления осадков (глубина области осадконакопления, соленость, окислительно-восстановительные особенности придонного слоя воды и др.).

На диаграмме А–S–С (рис.), представленной совмещением бинарных диаграмм с координатами А–S и С–S ( $A = Al_2O_3 - (CaO + Na_2O + K_2O)$ ,  $S = SiO_2 - (Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + CaO + MgO) \cdot 1000$ , выражены в молекулярных количествах,  $C = CaO + MgO$  в массовых долях оксидов), выделены области карбонатно-углеродистой, терригенно-углеродистой и кремнисто-углеродистой формаций [Горбачев, Созинов, 1985]. Большая часть углеродистых алевропелитов Сафьяновского месторождения локализуется в области кремнисто-углеродистой формации, тогда как большая часть углеродистых пород Сафьяновского рудного поля попали в поле терригенно-углеродистой формации и несколько образцов в поля карбонатно-углеродистой и кремнисто-углеродистой формаций.

Значения отношения Fe/Mn, как индикатора положения осадков на фациальном профиле бассейна, уменьшаются с увеличением глубины и с переходом от шельфовых фаций к пелагическим [Яночкина, 1966]. Алевропелитовые углеродистые породы Сафьяновского месторождения и рудного поля занимают место на границе мелководных и глубоководных осадков (Fe/Mn = 25–70). Согласно расчетам окислительно-восстановительных условий седиментации и отношения Fe/Mn сделан вывод, что углеродсодержащие породы Сафьяновского месторождения и рудного поля сформированы в анокисической обстановке осадконакопления, в бассейне с серо-

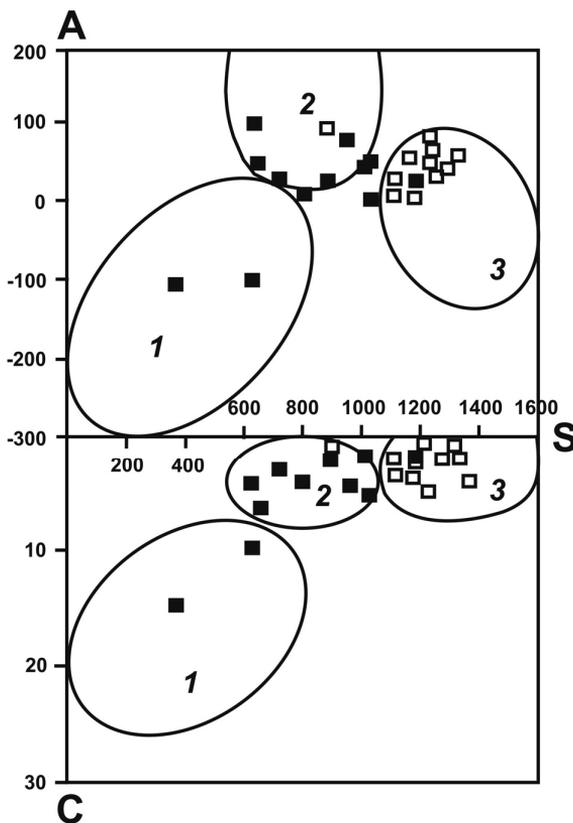


Рис. Формации углеродистых отложений [Ефремова, Стафеев, 1985].

Поля формаций: I – карбонатно-углеродистая, II – терригенно-углеродистая, III – кремнисто-углеродистая.

водородным заражением, ближе к переходной зоне, на границе мелководных и глубоководных условий. По интерпретации индекса химического выветривания (CIW) [Harnois, 1988], углеродистые отложения сформированы в умеренно-гумидных условиях, благоприятных для активного развития водорослей и бактерий, которые стали источником органического вещества, необходимого для образования углеродистых отложений. На диаграммах М. Бхатиа и К. Крука [Bhatia, Crook, 1986] по восстановлению тектонических обстановок накопления псаммитовых и пелитовых пород по малым и редкоземельным элементам, углеродистые

**Углеродсодержащие алевропелиты.**

- - Сафьяновское месторождение;
- - Сафьяновское рудное поле.

алевропелиты Сафьяновского месторождения и рудного поля образуют компактную группу, указывающую на источник сноса со зрелой островной дуги.

Таким образом, петрохимические модули и фациальные индикаторы углеродсодержащих пород Сафьяновского месторождения и рудного поля показывают, что их образование происходило в островодужной обстановке в морском бассейне на границе мелководных и глубоководных осадков в умеренно-гумидных условиях аноксической обстановки осадконакопления.

*Авторы благодарны проф. В. В. Масленникову за консультации, а также к.г.-м.н. П. В. Хворову и к.ф.-м.н. В. А. Котлярову за помощь в выполнении анализов. Работа выполнена при финансовой поддержке Интеграционного проекта УрО-СО РАН (№ 09-И-5-2004).*

**Литература**

Горбачев О. В., Созинов Н. А. Некоторые петрохимические и геохимические аспекты типизации углеродистых отложений докембрия // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 10. М.: Наука, 1985. С. 46–57.

Ефремова С. В., Стафеев К. Г. Петрохимические методы исследования горных пород. Справочное пособие. М.: Недра, 1985. С. 343–345.

*Зайкова Е. В.* Кремнистые породы офиолитовых ассоциаций (на примере Мугоджар). М.: Наука, 1991. 134 с.

Интерпретация геохимических данных: учебное пособие / Под ред. Е. В. Склярова М.: Интермет Инжиниринг, 2001. С. 102–134.

*Коровко А. В.* Информационный отчет по подготовке к изданию Госгеолкарты-50 листов в О-41-87-Г, О-41-88-В Сафьяновского рудного района за 1990–1998 гг. ОАО СУГРЭ, 1998ф.

*Масленников В. В.* Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 348 с.

*Юдович Я. Э., Кетрис М. П.* Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 271 с.

*Язева Р. Г., Молошаг В. П., Бочкарев В. В.* Геология Сафьяновского колчеданного месторождения (Средний Урал). Препринт. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 72 с.

*Яночкина З. А.* Статистические методы изучения пестроцветов. М.: Недра, 1966. 142 с.

*Bhatia M. R., Crook K. A.* Trace element characteristics of grauwackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // *Mineralogy and Petrology*. 1986. Vol. 92. P. 181–193.

*Harnois L.* The CIW index: a new chemical index of weathering // *Sedimentary Geology*. 1988. Vol. 55. P. 319–322.

***Н. Р. Аюпова***

*Южно-Уральский государственный университет, г. Миасс  
ayupova@mineralogy.ru*

## **Биоминерализация в палеозойских железисто-кремнистых отложениях колчеданных месторождений Урала**

Геологическая позиция и химический состав железисто-кремнистых пород, широко распространенных в рудовмещающих разрезах колчеданных месторождений Урала, охарактеризованы в ряде работ [Масленников и др., 1989; Теленков, Масленников, 1995; Масленников, 1999; Аюпова, Масленников, 2005]. В последние годы в составе железисто-кремнистых образований установлены реликтовые апогиалокластитовые, апосульфидные и апокарбонатные макро- и микрофрагменты и показан последовательный ряд текстурно-структурных и минералого-геохимических преобразований исходных гиалокластитов с примесью карбонатов и сульфидов в гематит-кварцевые агрегаты [Масленников, Аюпова, 2007]. В тезисах рассмотрены результаты исследований образцов с выявленными биоморфными структурами и предложена оценка возможных биологических механизмов влияния на формирование железисто-кремнистых отложений. Объектами исследований стали медно-цинково-колчеданные (Молодежное, Талганское, Александринское, Бабарькинское, Учалинское, Сибайское, Яман-Касинское, Блявинское, Сафьяновское, Шемурское) месторождения Урала, где широко представлены горизонты железисто-кремнистых образований.

Бактериоморфные структуры обычно образуют локальные скопления округлых или нитевидных образований, собранных в пучки, которые обволакивают или проникают в обломки гематит-кварцевого состава в существенно-кварцевом цементе. Образования четкой округлой формы с кварцевым ядром и наружной гематит-кварцевой оторочкой имеют стандартный диаметр 10–12 мкм. При больших увеличениях наблюдаются длинные вытянутые цепочки из комочков. Микротрубчатые организмы с диаметром трубки 10–15 мкм характеризуются направленностью в своем залегании. Центральный стержень трубок выполнен кварцем, а наружная оторочка состоит из

тонкодисперсных гематит-кварцевых агрегатов. Наличие внутреннего канала наблюдается на изломе минерализованных трубочек. Ветвящиеся или изгибающиеся в спираль нити гематит-кварцевого состава образуют спутанно-волосовидные скопления размером поперечного сечения до 5 мкм. Изредка тонкие удлиненные апатитовые нити инкрустированы минералами марганца. В местах скопления бактериоморфных структур наблюдаются ячейки существенно кремнистого состава, заканчивающиеся узкими каналами или «сотовыми» и мозаичными структурами. Аналогичные сферические, нитчатые и трубчатые микроструктуры в железисто-кремнистых слоях, ассоциирующих с древними [Duhig et al., 1992; Greene, Slack, 2003] и современными [Zierenberg, Schiffman, 1990; Izasa et al., 1998] сульфидными отложениями были интерпретированы как фоссилизированные сульфид- и железоокисляющие хемоавтотрофные бактерии.

Бактериальная активность при субмаринных преобразованиях исходных сульфидных, гиалокластитовых и карбонатных осадков, очевидно, сыграла большую роль для развития микрофауны [Little et al., 1999]. В железисто-кремнистых отложениях колчеданных месторождений впервые установлены стержнеподобные трубки диаметром до 0.1 мм различной сохранности, образующие беспорядочные скопления. Наружная оторочка трубок представлена тонкодисперсным гематит-кварцевым материалом и характеризуется тонкой слоистостью и разной толщиной. Внутренняя часть трубок выполнена марганцовистым кальцитом. Очень редко в трубках наблюдается известковый «стержень» внутри слоистой оторочки. Иногда трубки теряют форму, приобретают кристаллическую огранку, обрастая сульфидами. В единичных случаях установлены организмы с отчетливым концентрически-зональным или фрамбоидальным внутренним строением. Вероятно, это были трубчатые организмы различного строения с диаметром трубок от 30 мкм до 0.4 мм, существовавшие за счет симбиотических и свободно живущих вокруг автохемолитотрофных бактерий. Срезы фоссилизированных тел этих животных, где обнаружены многочисленные микроотдельности, вероятно, соответствуют скоплениям бывших внутритрофосомных бактерий.

Интересной находкой в составе железисто-кремнистых образований стали тентакулиты. Эти животные жили в узко-конических тонкостенных известковых раковинах. Удовлетворительная и хорошая сохранность раковин, отсутствие их сортировки, вытянутые конусовидные раковины, повернутые по направлению течения в железистых горизонтах, свидетельствуют об их захоронении *in situ*. Наблюдается широкая вариация диаметра поперечного сечения (до 0.2 мм) и длины (от нескольких сотых долей до 1–2 мм) раковины тентакулитов. Центральная часть камеры смещена и выполнена кальцитом, а наружная часть представляет собой минерализованную зону, неоднородно замещенную кальцитом, железистым хлоритом, гематитом и кварцем. Наружный слой стенки раковины тонкий, внутренний – более толстый. В переходной зоне между стенками наблюдаются волнообразные структуры. В глубоководных условиях тентакулиты установлены в отложениях, образовавшихся при недостатке кислорода в условиях сероводородного заражения [Богоявленская, Федоров, 1990], и их присутствие в железистых слоях указывает на пространственную зависимость изученных отложений от гидротермального источника.

В оксидно-железистых отложениях широко представлены радиолярии. Обращает на себя внимание их приуроченность к первоначально тонкообломочным образованиям, размеры обломочных частиц которых меньше скелетов радиолярий. Вероятно, пелитовая масса осадка способствовала их хорошей сохранности, тогда

как в более грубообломочных отложениях их скелеты разламываются. Радиоларии представлены сферическими формами с характерными конусовидными иглами, что отмечено для девонских радиоларий на Урале [Назаров, Ормистон, 1990]. Растворяясь, радиоларии, очевидно, становились дополнительным источником кремнезема для железисто-кремнистых отложений.

Обнаруженные бактериоморфные структуры и реликты микрофауны различной сохранности в железисто-кремнистых отложениях свидетельствуют о микробном воздействии на геохимические процессы при разложении исходных гиалокластитовых осадков с примесью сульфидов и карбонатов в низкотемпературных условиях с отложением железа и кремнезема. Пестрота и очаговость распределения микроорганизмов свидетельствуют о гетерогенности субстрата для них и способности самих микроорганизмов менять среду обитания, что приводило к возникновению множества микросред с разнообразными условиями. Широкая вариация элементов, термодинамически стабилизированная в результате старения, дегидратации и кристаллизации, а также приспособленная к условиям диагенеза, связана с фоссилизацией биоты. Фоссилизированное сообщество в девонских железисто-кремнистых отложениях, вероятно, существовало в условиях, аналогичных условиям существования современных придонных сообществ.

*Работа выполнена при поддержке гранта Минобразования НК-544.*

## Литература

*Аюпова Н. Р., Масленников В. В.* Гальмиролититы Узельгинского колчеданосного поля. Миасс: УрО РАН, 2005. 199 с.

*Масленников В. В., Аюпова Н. Р.* Кремнисто-железистые породы Узельгинского колчеданосного поля (Южный Урал) // Литосфера. 2007. № 2. С. 110–129.

*Масленников В. В., Зайков В. В., Теленков О. С.* О выделении генетических типов металлоносных отложений на колчеданных месторождениях Южного Урала // Кремнисто-железистые отложения колчеданосных районов. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. С. 163–189.

*Теленков О. С., Масленников В. В.* Автоматизированная экспертная система типизации кремнисто-железистых отложений палеогидротермальных полей Южного Урала. Миасс: ИМин УрО РАН, 1995. 200 с.

*Масленников В. В.* Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданосных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: Геотур, 1999. 348 с.

*Назаров Б. Б., Ормистон А. Р.* Биостратиграфический потенциал радиоларий палеозоя // Радиоларии в биостратиграфии. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 3–25.

*Duhing N. G., Davidson G. J., Stolz J.* Microbial involvement in the formation of Cambrian sea-floor silica-iron oxide deposits, Australia // Geology. 1992. Vol. 20. P. 511–514.

*Grenne T., Slack J. F.* Bedded jaspers of the Ordovician Lokken ophiolite, Norway: seafloor deposition and diagenetic maturation of hydrothermal plume-derived silica-iron gels // Mineralium Deposita. 2003. Vol. 38. P. 625–639.

*Iizasa K., Kawasaki K., Maeda K. et al.* Hydrothermal sulfide-bearing Fe-Si oxyhydroxide deposits from the Coriolis Troughs, Vanuatu backarc, south-western Pacific // Marine Geology. 1998. Vol. 145. P. 1–21.

*Little C. T. S., Maslennikov V. V., Morris N. J., Gubanov A. P.* Two palaeozoic hydrothermal vent communities from the Southern Ural Mountains, Russia // Palaeontology. 1999. Vol. 42. № 6. P. 1043–1078.

*Zierenberg R. A., Schiffman P.* Microbial control of silver mineralization at a sea-floor hydrothermal site on the northern Gorda Ridge // Nature. 1990. Vol. 348. P. 155–157.

### **Железо-марганцевое проявление в силурийской углеродисто-кремнистой толще Челябинской области Урала**

Черносланцевые толщи в настоящее время – один из самых перспективных объектов для обнаружения в них месторождений редких и благородных металлов. Карбонатсодержащие отложения этой формации также являются вмещающими для ряда марганцевых месторождений (Парнокское на Полярном Урале и др.) [Прокин, Душин, 2010]. В более распространенных углеродисто-кремнистых отложениях черносланцевого типа, где карбонатно-глинистые отложения практически отсутствуют, рудопроявления и месторождения марганца не выявлены. Цель сообщения – привлечь внимание к поискам в этих заметно метаморфизованных породах проявлений железа, марганца, ванадия и других металлов, которые могут оказаться ценными комплексными рудами. Одним из примеров подобного рода является выявленное нами в 2010 г. железо-марганцевое проявление Косотурка в углеродисто-кремнистых сланцах и кварцитах.

Рудопроявление находится в 3 км западнее дер. Ключевка-2-я Чебаркульского района Челябинской области. Вмещающими породами для него служат силурийские графитисто-кремнистые сланцы булатовской свиты [Сначев и др., 2006], содержащие очень тонкую рассеянную вкрапленность ванадийсодержащих минералов (роскоэлиита, сегединита, бердесинскиита и других окислов железо-титан-ванадиевого состава), пирротина и железистого сфалерита [Кориневский, Котляров, 2010].

На участке рудопроявления выходов коренных пород очень мало. Здесь развит довольно мощный (нередко более 2 м) делювиально-почвенный слой. Старые бульдозерные канавы местами вскрывают подстилающие его коренные породы. Среди них в нескольких пунктах встречены темно-бурые с поверхности, нередко пещеристые и кавернозные породы преимущественно лимонит-гетитового состава, а также тонкополосчатые кварциты с послойными маломощными (1–5 мм) прожилками черного цвета. В стенках бульдозерных зачисток среди графитисто-кремнистых сланцев наблюдаются пачки мощностью до 1 м зеленовато-серых с полосами и пятнами обожрения довольно рыхлых мелкозернистых слюдистых кварцитов. Их рыхлое сложение связано с присутствием окисленных железо-марганцевых гнезд и прожилков. В более плотных образцах кварцитов минералы железа и марганца слагают секущие тонкие (1–2 мм) прожилки. В полированных образцах видно, что они имеют симметрично-зональное строение, которое подчеркивается слоями разного минерального состава. Зальбанды прослоев и жилок сложены почковидными агрегатами сферолитового строения, которые выстилают и стенки небольших полостей в срединных частях жилок. Внутренние части прожилков представлены чередованием слоев рудных минералов с разной отражательной способностью. Структура полиминерального агрегата рудных прожилков говорит о формировании их в открытых полостях с последовательной сменой рудоотложения от краев трещин к их середине.

К настоящему времени рентгеноструктурным анализом (табл. 1) установлено присутствие в составе рудных прожилков минералов марганца (криптомелан, литиофо-

## Дебаеграммы минералов марганца и железа из прожилков в кварцитах

Криptomелан		Литиофорит		Гетит		Магнетит	
ИК-311-6		ИК-311-8		ИК-311-7		ИК-311-6	
I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å
10	6.92	9	9.34	2	5.05	10	6.92
9	4.84	10	4.72	10	4.23	9	4.84
9	3.11	5	3.13	9	2.71	2	3.46
10	2.39	3	2.49	3	2.58	9	3.11
9	2.14	10	2.38	10	2.45	10	2.39
4	1.820	10	1.883	8	2.26	9	2.14
6	1.534	7	1.575	7	2.20	4	1.820
7	1.424	8	1.449	2	1.911	6	1.534
				1	1.800	7	1.424
				9	1.717		
				1	1.608		
				7	1.561		
				8	1.505		
				6	1.449		
				1	1.414		
				2	1.315		

Примечание. Дифрактометр УРС-2.0, РКД-57.3 мм, FeK $\alpha$ -излучение (Институт минералогии УрО РАН, аналитик Е. Д. Зенович).

рит) и железа (гетит, магнетит). Ранее в кварцитах были обнаружены прожилки с голландитом [Кориневский, Котляров, 2010]. В объемном отношении преобладают минералы марганца. Гетит слагает сферолитовые агрегаты в зальбандах прожилков, а магнетит присутствует в них в виде редких мелких зерен. Иногда наблюдался малахит. Литиофорит образует смоляно-черные с сильным стекляннным блеском тонкие секущие жилки в кварцитах.

Были получены спектрограммы вещества из двух тонких секущих рудных прожилков в кварцитах (рис. 1). В одном случае (проба ИК-311-6-4) анализировался прожилок полиминерального состава, в другом (проба ИК-311-8-3) – прожилок, состоящий, преимущественно, из литиофорита. Результаты спектрального анализа перечисленных минералов говорят о ведущей роли в их составе Mn и Fe, присутствии в заметных количествах Cu, Ni, Co, Cr, Mg, Ti, V, Al, K, Li – элементов, которые наблюдаются в железо-марганцевых конкрециях и прослоях в глубоководных осадках на дне океанов [Геология..., 1979].

Рудные прожилки в разных образцах отличаются последовательностью отложения минералов и симметричным или асимметричным их расположением (рис. 2). Минералы представлены гидроксидами марганца с переменными содержаниями MnO от 40 до 75 мас. % (табл. 2). Примечательно низкое содержание FeO (0.1–2.85 мас. %), отсутствие Cr $_2$ O $_3$ , MoO $_3$ , WO $_3$ , ZrO $_2$ , и переменные количества (местами значительные) CoO, NiO, V $_2$ O $_5$ , CuO, ZnO. Высокое количество Al $_2$ O $_3$  (15–23 мас. %) и умеренное – MnO (40–50 мас. %) свидетельствует, что многие зоны в прожилках сложены литиофоритом. Наличие типоморфного для него Li подтверждается данными атомно-

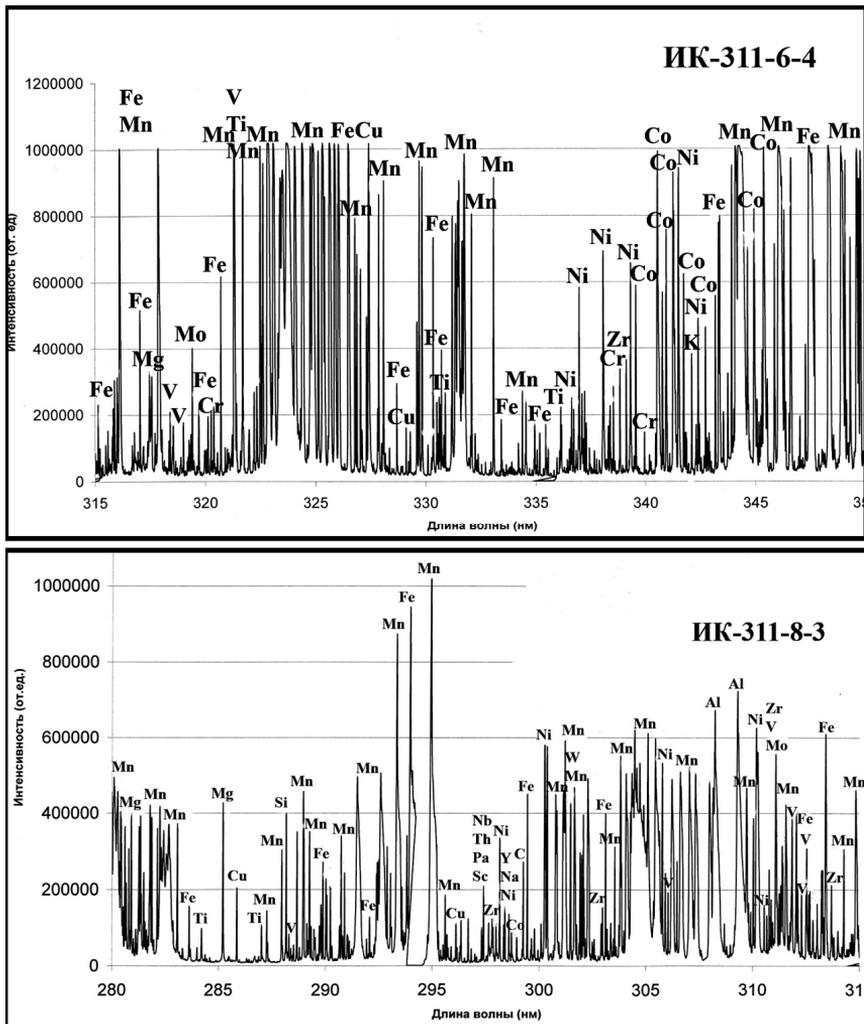


Рис. 1. Фрагменты спектрограмм из черных прожилков в кварцитах участка Косотурка.

Спектры сняты на оптико-эмиссионном спектрографе PGS-2 с использованием установки дугового источника возбуждения спектра Prima, а также установки многоканальной системы регистрации спектров на основе фотоэлектронной кассеты ФЭК-9 с соответствующим программным обеспечением (Южно-Уральский центр коллективного пользования по исследованию минерального сырья, Институт минералогии УрО РАН, аналитик Р. Т. Зайнуллина).

абсорбционного анализа (аналитик М. Н. Маляренко, проба ИК-311-8, г/т): Cu 1551.3, Zn 5772.1, Pb < 5.0, Mg 0.08, Ca 0.24, Ni 7991.4, Co 2302.2, Li 1706.3, Cd < 3.0, Fe 0.11, Na 0.13, K 0.19, Ba 15073.2, Al 83554. В прежних находках литиофорита на Урале [Минералогия..., 2007] литий не определялся. Обращает на себя внимание необычно большое разнообразие примесей в этом минерале и весьма заметные их количества. Минерал с высоким количеством MnO (72–75 мас. %), низким – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и большим количеством воды (порядка 20–25 мас. %) отнесен к пирокситу.

Таблица 2

## Химический состав минералов из разных зон рудных прожилков (мас. %)

Ком- по- нент	Рис. 2 а						Рис. 2 б								Рис. 2 в					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO <sub>2</sub>	–	0.51	0.42	0.40	–	0.12	34.67	36.65	0.22	–	0.10	0.13	0.11	0.25	0.22	–	–	0.32	–	0.21
TiO <sub>2</sub>	–	0.76	0.71	0.69	–	0.11	0.10	0.09	0.30	–	0.10	0.30	0.24	0.52	1.22	–	–	0.10	–	1.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.53	7.60	8.54	8.42	23.91	17.38	33.24	33.92	14.88	23.06	0.82	1.90	2.17	4.60	2.37	22.48	22.93	18.66	23.09	2.52
FeO	0.12	0.11	0.12	0.23	0.22	0.11	2.09	1.06	2.85	0.08	0.26	0.15	0.13	0.22	1.25	0.10	–	0.12	0.08	1.03
MnO	49.94	57.11	61.57	56.91	49.56	50.58	11.90	10.73	51.07	49.97	75.59	75.88	72.43	65.18	62.73	40.85	41.11	47.05	42.78	63.00
MgO	–	0.33	0.89	0.27	–	–	–	–	0.28	–	–	–	–	0.27	0.19	–	–	–	–	0.15
CaO	–	1.01	1.12	0.82	0.08	0.28	0.33	0.29	0.68	0.07	0.48	0.52	0.50	0.89	0.69	–	–	0.20	–	0.60
K <sub>2</sub> O	0.06	0.90	0.80	0.72	–	0.25	0.14	0.16	0.65	0.04	2.93	2.70	2.75	1.84	0.59	–	–	0.24	–	0.49
CoO	0.56	0.67	0.86	1.09	0.46	0.82	–	–	1.37	–	0.51	0.66	0.91	0.81	0.94	–	–	0.89	–	0.97
NiO	0.14	0.08	0.14	0.15	0.89	0.63	–	–	1.03	0.14	–	–	–	–	0.23	3.17	3.94	2.02	3.06	0.19
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	–	0.34	0.32	0.32	–	0.07	–	–	0.12	–	–	0.08	0.11	0.25	0.73	0.67	0.61	0.13	0.56	0.92
CuO	2.42	0.39	0.53	0.58	2.16	2.11	–	–	0.57	1.87	0.42	0.50	0.44	0.42	0.50	2.24	2.12	1.85	2.40	0.50
ZnO	0.26	0.09	0.14	0.11	0.73	0.40	–	–	0.95	0.42	–	–	–	–	0.23	2.50	2.75	0.57	2.44	0.29
Сумма	75.01	69.90	76.16	70.71	78.01	72.86	82.47	82.90	74.97	75.65	81.21	82.82	79.79	75.25	71.89	72.01	73.46	72.15	74.41	72.14
Мине- рал	литиио- форит				литииофорит				литииофорит		пирохроит						литииофорит			

Примечание. Анализы выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе Jeol-733 (Институт минералогии УрО РАН, анализы Е. И. Чурина). 1–20 – точки проведения анализов (см. рис. 2).

Рис. 2. Строение рудных прожилков в кварцитах у развалин дер. Косотурка.

Фото шлифов в отраженном свете. Точками обозначены места проведения микрозондовых анализов и их номера (результаты см. табл. 2).

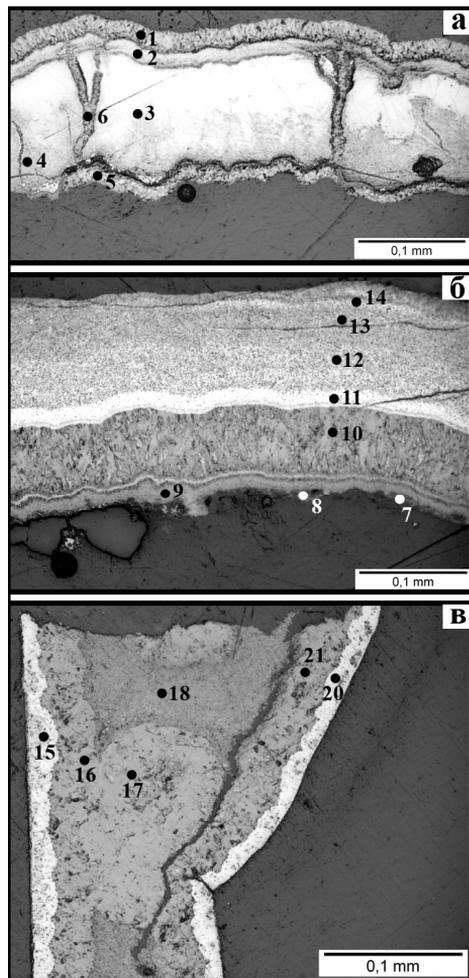
Для части минералов Mn, слагающих отдельные прослойки (табл. 2, анализы 2–4, 7–8, 14, 15, 20), не были найдены аналоги среди известных минералов. Особо следует отметить присутствие в эндоконтактной зоне одного из прожилков (рис. 2-б, анализы 7–8) специфического высокоглиноземистого силиката марганца с высоким (около 17 мас. %) содержанием воды.

Полученные данные являются предварительными. Недостаточно изучен количественный химический состав минералов из прожилков и прослоев, не проведена оценка масштабов проявления железо-марганцевой минерализации. Прожилковая форма скоплений минералов марганца, их текущее расположение по отношению к вмещающим кварцитам, характер заполнения трещин минералами и морфология их выделений говорят о гидротермальном происхождении описанного проявления. Но уже можно констатировать присутствие в углеродисто-кремнистой черносланцевой толще силура Южного Урала железо-марганцевого проявления, рудные прослойки в котором соответствуют сырью для производства легированных сталей (наличие, кроме Mn и Fe, заметных количеств V, Cr, Ni, Co, Ti). Вполне вероятно обнаружение в них новых минералов марганца.

Автор благодарен за проведенные исследования минералов и помощь в работе Е. И. Чурину, М. Н. Маляренко, Е. Д. Зенович, Р. Т. Зайнуллиной и С. В. Чередниченко.

## Литература

- Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979. 415 с.
- Кориневский В. Г., Котляров В. А. Минеральное разнообразие ключевитов // Уральский минералогический сборник № 17. Миасс–Екатеринбург: УрО РАН, 2010. С. 77–102.
- Минералогия Урала. Оксиды и гидроксиды. Ч. 2. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. 288 с.
- Прокин В. А., Душин В. А. История изучения и освоения рудных месторождений Урала. Екатеринбург: УГУ, 2010. 222 с.
- Сначев А. В., Пучков В. Н., Савельев Д. Е., Сначев В. И. Геология Арамилско-Сухтелинской зоны Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. 176 с.



## **Марганцевое оруденение Восточно-Магнитогорской структурной зоны (Оренбургская часть)**

(научный руководитель П. В. Панкратьев)

Оренбургская область является одним из ведущих аграрно-промышленных регионов России. Для нормального функционирования промышленных предприятий области помимо железных руд необходим ряд легирующих добавок, в том числе марганец. Кроме Аккермановского марганцевого месторождения в области известны более 50 проявлений марганцевых руд, некоторые из них являются перспективными в связи с ростом стоимости ввозимых руд и концентратов, а также с постоянным развитием технологии их обогащения. Поэтому целью настоящей работы является создание научной основы для расширения минерально-сырьевой базы марганца Оренбургской области. Основными задачами, решаемыми в данной работе, являются: 1) выяснение геологических закономерностей размещения месторождений марганца Восточно-Магнитогорской зоны; 2) решение вопросов формирования концентрации марганца в различных геологических обстановках.

В составе Восточно-Магнитогорской зоны выделяются (с запада на восток) Узельгинско-Ириклинская, Гумбейская и Уйско-Домбаровская структурно-формационные подзоны [Жданов, 2009], где проявления марганца приурочены к карбонатным и терригенно-карбонатным толщам, сложенным породами брединской, кизильской и березовской свит.

*Брединская свита* сложена глинистыми сланцами, опоковидными породами, углисто-глинистыми алевролитами, известняками, песчаниками, конгломератами. Свита залегает на вулканогенных и вулканогенно-терригенных толщах девона, по латерали замещается вулканогенно-осадочными породами березовской свиты, перекрывается терригенно-карбонатной толщей средне-верхневизейского возраста и затем образованиями кизильской свиты.

*Кизильская свита* широко распространена в Узельгинско-Ириклинской подзоне, сложена известняками, доломитами, сланцами глинисто-известковистыми, с линзами конгломератов в основании разреза. В подчиненном количестве присутствуют силициты, вулканомиктовые песчаники, алевролиты. В верхней части разреза известняки переслаиваются с аргиллитами, алевролитами, песчаниками, туфопесчаниками и туфоалевролитами.

В разрезе карбонатных отложений широко развиты вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, которые представлены березовской свитой. *Березовская свита* широко развита в Гумбейской подзоне, незначительную площадь занимает в Узельгинско-Ириклинской подзоне и сложена базальтами, трахибазальтами, трахиандезибазальтами, андезибазальтами, риодацитами, риолитами, редко трахиандезитами, трахидацитами; их туфами, лавобрекчиями и кластолавами; туффитами, туфо-конгломератами, туфогравелитами и песчаниками с прослоями и линзами спонголитов, органогенных известняков [Видюков, 1998].

Мощность всех указанных отложений увеличивается в субмеридиональных прогибах, с которыми связаны ареалы распространения марганцевых проявлений. Последние группируются в Кульминской и Новоорской площадях.

На *Кульминской площади* марганцевое оруденение находится в нижней части терригенно-карбонатной толщи (Кульминское месторождение и ряд проявлений: Белоглинское, Байтукское, Екатериновское, Новооренбургское, Бай-Жаркын, Джангильда, Якши-Акжар, Джаман-Акжар, скв. 84). Оно приурочено к углисто-глинистым сланцам и их контакту с кремнисто-карбонатными породами. Содержание марганца в них достигает 33.6 %, железа 43 %, характерным является повышенное содержание кремнезема – 42.28 % [Бабичева, 2003].

Наиболее значимым представителем на *Кульминской площади* является одноименное месторождение, где марганцевое оруденение связано с углисто-глинисто-кремнистыми, глинисто-кремнистыми, углисто-глинистыми, железисто-кремнистыми сланцами и их контакту с кремнисто-карбонатными породами турнейско-визейского возраста. В углистых сланцах содержание марганца составляет 25.17 %, железа 26.43 %, кремнезема 32.27–60.78 %, глинистых сланцах – 33.19 %, 19.64 %, 27.03–77.97 % и кремнисто-карбонатных породах – 18.88 %, 48.5 %, 25.3–68.07 % соответственно.

На *Новоорской площади* оруденение локализуется в верхней части разреза (Река Соленая, Будамшинское, Кызыл-Сай, Бишкудук, Джананка, Степное), где оно размещается на контакте опоковидных пород с глинистыми сланцами, известняками. Содержание марганца здесь достигает 40.40 %, железа, в среднем, 17.9 %, кремнезема 34.42 % [Бабичева, 2003].

На *Новоорской площади*, наряду с марганцевыми проявлениями, развиты железо-марганцевые и существенно железорудные. В возрастном отношении они охватывают визейско-серпуховский ярусы. Наиболее изученным объектом является Новоорское железо-марганцевое проявление. Оруденение приурочено к контакту толщи опоковидных песчано-глинистых пород с отложениями известково-глинистой толщи и представлено серией пропластков (слояков) марганцевой руды мощностью от нескольких до 25 см. Содержание марганца (8.93–25.91 %) и железа (8.04–33.06%) обратно пропорциональны друг другу.

В отношении генезиса марганцевого оруденения многие исследователи высказывают точку зрения, согласно которой, оно, в основной своей массе, первоначально образовалось в процессе осадконакопления в мелководном морском бассейне с незначительным содержанием марганца в составе терригенно-карбонатных пород [Чадов, 1954]. Однако четкой дифференциации марганца и железа в них не наблюдается, что характерно для классических месторождений марганца осадочного типа, таких как Никопольское в Украине. Кроме того, для месторождений Восточно-Магнитогорской зоны характерна ассоциация марганца и железа, приуроченность их к контакту опоковидных пород и известняков, резкое отличие бурых железняков по внешнему виду и повышенному содержанию в них железа (до 47.6 %) и марганца от типичных осадочных руд мезо-кайнозойского возраста, известных в данном районе.

Нельзя не отметить широкое развитие в период осадконакопления вулканической деятельности, фаціальную смену терригенно-карбонатных толщ вулканогенными породами основного и субщелочного состава. Поэтому можно предположить, что источником первичного марганца была вулканическая деятельность.

Данная площадь характеризуется наличием мощных зон коры выветривания, в процессе образования которой за счет инфильтрационных процессов происходило последующее переотложение окислов марганца до образования более богатых руд в виде землистых, сажистых масс, гнезд, иногда слагающих крупные залежи, связанные чаще всего с элювием. Примером может служить месторождение Кульминское,

проявления Белоглинское, Бай-Жаркын, Каменный Лог, Река Соленая, Бишкудук, Новоорское, где содержание марганца в коре выветривания достигает 40 %. В первично осадочных породах оно значительно ниже (14 % и менее).

Таким образом, в Восточно-Магнитогорской зоне проявления марганца находятся на двух литолого-стратиграфических уровнях – турнейско-визейском и визейско-серпуховском, которые отличаются по составу пород, содержанию кремнезема и характеру оруденения. Формирование оруденения происходило в два основных этапа: вулканогенно-осадочный и выветривания, в процессе которого первичные бедные руды существенно обогащались.

### Литература

*Бабичева Н. Н.* Условия локализации марганцевого оруденения на Кульминском месторождении (Оренбургская область) // Металлогения древних и современных океанов-2003. Формирование и освоение месторождений в островодужных системах. Миасс: ИМин УрО РАН, 2003.

*Бабичева Н. Н.* О марганценоности Новоорской площади // Региональная научно-практическая конференция молодых ученых и специалистов. Сборник материалов. Ч. 2. Оренбург, 2003.

*Видюков Н. Т.* Опорная легенда Госгеолкарты-200 (Южно-Уральская серия) для территории Оренбургской области. С. Нежинка, 1998ф. 284 с.

*Жданов А. В.* Легенда Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3 (актуализированная версия). СПб., 2009. 381 с.

*Чадов Н. В.* Отчет Кульминской партии о поисках марганцевых руд в Кваркенском и Новоорском районах Чкаловской области в 1952–1953 гг. Уфа, 1954ф. 43 с.

**Э. Г. Кассандров**

*Сибирский научно-исследовательский институт геологии,  
геофизики и минерального сырья, г. Новосибирск  
kassandrov@sniiggims.ru*

### **Пространственная связь марганцевого оруденения на Салаире с гипербазитовым комплексом**

На Салаирском кряже рудопоявления марганца, хрома, силикатных кобальт-никелевых руд, магнезита, хризотил-асбеста приурочены к Центрально-Салаирскому антиклинорию, сложенному, преимущественно, породами венда-нижнего кембрия. Марганцевые руды и гипербазитовые массивы здесь выявлены в начале прошлого века, но изучались до последнего времени только в результате геолого-съёмочных работ масштаба 1:200000–1:50000 и единичных поисковых работ масштаба 1 : 25000 [Быч, Батырев, 1998; Пинус и др., 1958]. Лишь в 2005–2010 гг. были проведены поисковые и поисково-оценочные работы с локализацией и подсчетом прогнозных ресурсов легкообогатимой марганцевой руды категории Р<sub>1</sub> на Сунгайской площади, где она тесно пространственно связана с хромитоносным Тогул-Сунгайским гипербазитовым массивом (рис.). В этих работах принимал участие и автор статьи.

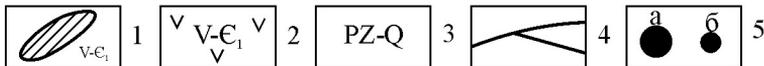
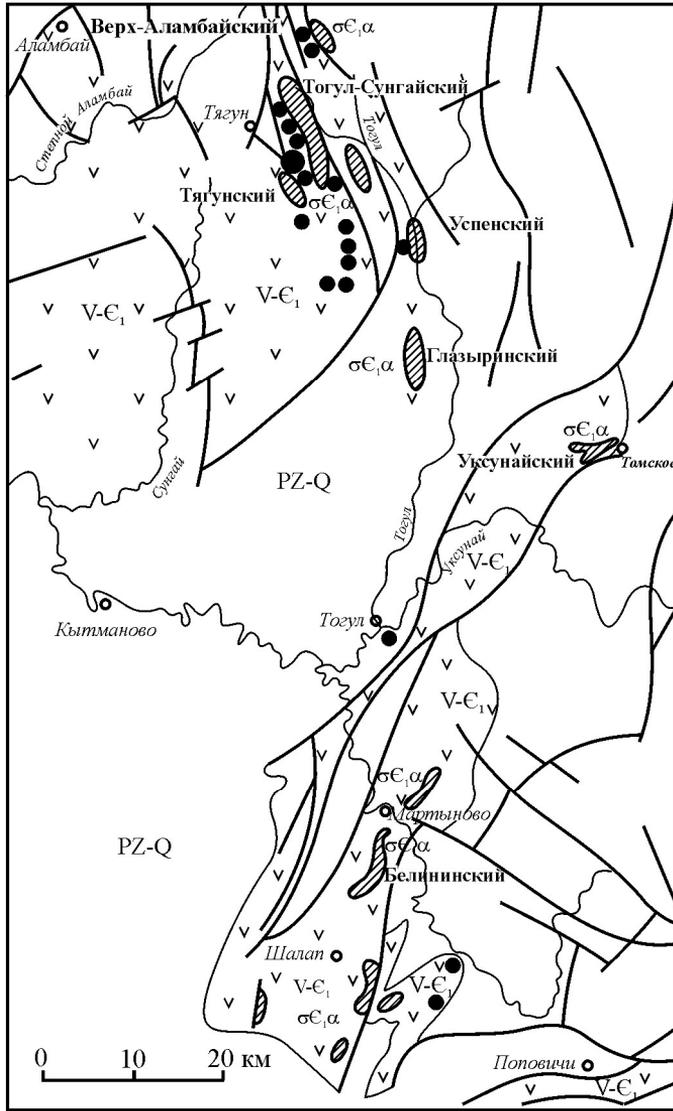


Рис. Схематическая геологическая карта проявлений оксидных марганцевых руд и гипербазитовых массивов Салаира.

1 – гипербазитовые массивы: аподуниты, апогарцбургиты, апоперидотиты, серпентиниты, габбро-пироксениты; 2 – аламбайская свита: известняки, доломиты, силициты, сланцы углеродистые с сульфидами, базальты, андезиты и их туфы, вулканогенно-осадочные породы; 3 – терригенные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования; 4 – разломы; 5: а – Сунгайское марганцевое месторождение, б – проявления марганца.

Сунгайское и другие проявления марганцевых руд расположены в центральной части антиклинория и образуют минерализованную зону длиной более 50 км, шириной 8–10 км. Здесь выявлено около 30 проявлений марганца [Быч, Батырев, 1998].

Ядерная часть Центрально-Салаирского антиклинория сложена метаморфизованными вулканогенно-осадочными отложениями аламбайской свиты венд-раннекембрийского возраста, крылья – известняками гавриловской и вулканитами печеркинской свит раннекембрийского возраста. Марганцевое оруденение Сунгайской площади приурочено к нижней части аламбайской свиты, представленной углеродистыми силицитами и сланцами, карбонатными отложениями с небольшой долей вулканических пород базальтового состава. Верхняя ее часть состоит из базальтов, их туфов, сланцев и кремнисто-карбонатных пород.

В центре антиклинория проходит зона долгоживущих глубинных разломов субмеридионального и северо-западного направлений. Субмеридиональные и северо-западные разломы рассечены более поздними разломами северо-восточного и субширотного направлений. Разломы, сопровождаются зонами дробления и трещиноватости, часто являются рудовмещающими структурами.

Северо-западные нарушения контролируют гипербазитовый пояс Салаира и марганцеворудную площадь. Гипербазитовый пояс распадается на четыре кулисообразно расположенные ветви (см. рис. 1). Тогул-Сунгайская ветвь, особенно тесно связанная пространственно с проявлением марганца, приурочена к Бийско-Яминскому глубинному разлому. В ней установлено около 30 гипербазитовых массивов, самый крупный из них – Тогул-Сунгайский имеет площадь 13 км<sup>2</sup>. Среди массивов повсеместно установлена хромитовая минерализация. Гипербазитовые массивы сложены аподунитовыми, апогарцбургитовыми, апоперидотитовыми серпентинитами с сопутствующими габбро и пироксенитами. Пространственно они связаны с аламбайским базитовым вулканическим комплексом и находятся, по мнению некоторых исследователей [Поляков и др., 1977], в комагматическом отношении с последним, образуя офиолитовую формацию.

Северо-восточные и субширотные разрывные нарушения представляют собой серии сближенных разрывов сбросо-сдвигового типа. Они смещают марганцеворудные пачки и вероятно, гипербазитовые тела. Амплитуда горизонтального смещения предположительно варьирует от первых десятков метров до нескольких км. В пределах Сунгайской площади выделяется несколько рудоносных горизонтов (пачек) протяженностью в меридиональном направлении до 10 км, видимой мощностью до 500–600 м, некоторые из них по простиранию сменяются гипербазитовыми телами. Основная рудная залежь представляет собой несколько минерализованных марганцеворудных зон в пределах разлома. Падение залежи западное, крутое (угол 70–90°), с отклонением на отдельных участках, особенно в южной части, на крутое восточное. В поверхностной части марганцевые руды и вмещающие их породы претерпели значительные гипергенные преобразования. Широко развиты линейная и площадная коры выветривания мел-палеогенового возраста.

Марганцеворудные тела представляют собой кварцитовые брекчии, сцементированные гидроксидными марганцевыми минералами. В разрезах скважин руда подстилается и перекрывается полосчатыми и массивными кварцитами (силицитами) от почти черного до светло-серого и белого цвета с редким присутствием хлорит-серицитовых и других сланцев. Вблизи рудных интервалов темно-серые кварциты (фтаниты) часто обесцвечены, с реликтами темных участков. Иногда здесь присутст-

вует жильный белый кварц, который встречается и среди обломков в брекчиевой марганцевой руде.

Подстилающие силициты имеют тонкозернистую структуру, массивную, иногда неяснополосчатую текстуру. Под микроскопом характеризуются панидиоморфнозернистой и гранобластовой структурой (размер зерен кварца – от тысячных долей миллиметра до 0.05 мм в поперечнике). Они в различной степени перекристаллизованы и характеризуются гранобластовой структурой с размером зерен кварца 0.02–0.05 мм и рассечены редкими маломощными (до 0.3 мм) кварцевыми прожилками, к которым приурочен псиломелан. Размеры зерен псиломелана составляют сотые доли миллиметра, содержание его в прожилках – до 4–5 %. Мощность отдельных прослоев силицитов в черносланцевой толще по разным данным не превышает 70–80 м, их суммарная мощность составляет 500–600 м.

По интенсивности проявления процессов деформации и отношению их к оруденению рудовмещающие кварциты, сформировавшиеся в разные стадии, можно подразделить на три типа. Первый тип – слабо раздробленные, рассланцованные микрокварциты, преимущественно темно-серой окраски, слабо оруденелые. Второй тип – значительно раздробленные, рассланцованные, перекристаллизованные и прожилково-окварцованные серой и светло-серой окраски. С этой стадией деформации связан главный этап марганцевого оруденения. Третий тип – сильно раздробленные, рассланцованные, перекристаллизованные белые и светло-серые кварциты с поздними кварц-гетитовыми прожилками, рассекающими брекчиевую марганцевую руду.

В пределах кварцитовая толщи марганцевая минерализация имеет неравномерный гнездово-линзовидный характер, обусловленный неравномерностью тектонической проработки кварцитов. Рудные тела не имеют четких геологических границ и выделяются, в основном, по результатам опробования. Часты постепенные переходы от марганцевых руд к различной степени обогащенным марганцем кварцитам. Мощность рудных тел от нескольких до 10–15 м, протяженность от десятков до первых сотен метров. Они группируются в несколько минерализованных зон, которые отличаются друг от друга по содержанию марганца, железа и фосфора. С востока на запад – от подошвы к кровле рудоносной пачки – выделяются зоны железных фосфористых руд, железо-марганцевых руд и собственно марганцевых руд. Выявленная рудная зональность вызвана, скорее всего, первичной седиментогенной зональностью с наложением на нее процессов гидротермального метасоматоза и гипергенеза.

Текстура марганцевых руд брекчиевидная и брекчиевая, реже отмечаются – прожилковая и массивная. Участками можно проследить переходы от бедных прожилковых руд через брекчиевые к сплошным массивным богатым рудам. Нерудные обломки представлены на 95–100 % кварцитом, обычно остроугольной, изометричной, либо вытянутой формы. Брекчиевая текстура обусловлена неоднократным дроблением вмещающих кремнистых пород и выполнением образующихся проницаемых зон сплошными массами и крустификационными агрегатами тонкозернистых и колломорфных рудных минералов. Размер обломков кварцита в поперечнике варьирует от миллиметров до десятков сантиметров. Структура кварцитов тонкополигональнозернистая, часто с признаками значительных деформаций, перекристаллизации и ремобилизации. Из нерудных минералов, кроме кварца, в цементирующей массе присутствуют серицит, мусковит, каолинит, в незначительных количествах фосфаты железа, апатит, полевой шпат и др.

Почти в каждом образце руды можно обнаружить результаты многостадийного проявления процессов марганцевого минералообразования в длительно живущей тектонической проницаемой зоне. Это сказалось на форме и размере обломков квар-

цита, часть которых имеет остроугольные очертания, другие слагают гнезда округлой и линзовидной формы, а третьи формируют гребенчатые агрегаты, ориентированные ортогонально стенкам прожилков. В большинстве зерен кварца проявлены деформационные микроструктуры, облачное погасание, лишь в участках перекристаллизации они однородны и имеют правильные формы головок кристаллов.

Цементирующий материал представлен минералами марганца и железа. Главной составляющей руд являются минералы группы псиломелана – криптомелан и голландит, реже встречаются пиролюзит, литиофорит, манганит, вернадит, из минералов железа присутствуют гегит (преобладает), редко акаганит и лепидокрокит. Криптомелан и голландит, по наблюдениям М. П. Мазурова, находятся в тесном контакте друг с другом и распознаются только с использованием электронного сканирующего микроскопа в режиме обратно рассеянных электронов. Взаимоотношения кварца и псиломелана свидетельствуют о более позднем образовании последнего. В целом, преобладающим текстурным типом руд является брекчиевидный с обломками преимущественно не остроугольной, а сглаженной, округленной формы. Причиной этого считается замещение, частичное растворение обломков под влиянием фильтрующихся растворов. Встречаются как сочетания обломков кремнистых пород, гнезд и зерен кварца, сцементированные рудной массой, так и рудных обломков с крупнокристаллическим кварцевым цементом.

Отметим, что первичных седиментогенных марганцевых руд и высокомарганцевистых пород в составе аламбайской свиты не встречено.

Приведенные материалы позволяют предполагать начальное накопление марганца в геодинамической обстановке вулканической островной дуги или задугового бассейна в условиях океанической коры [Дистанов и др., 2006] в виде кобальтсодержащих марганцевых корок или железомарганцевых конкреций. Об этом свидетельствуют высокие содержания в отдельных образцах марганцевой руды  $Co$  – до 2.37 %,  $Ni$  – до 1.69 %,  $Cu$  – до 1.60 %, выявленные рентгеноспектральным и спектральным анализом. Вероятным источником металлов могли быть подводные растворы и флюиды, в том числе связанные с деятельностью «черных курильщиков». После отложения металлоносных осадков и их литификации произошел целый ряд тектономагматических циклов – от горизонтальных движений, связанных со спредингом и субдукцией крупных блоков поверхности Земли, до континентального рифтогенеза, сопутствующей им гидротермально-метасоматической деятельности и гипергенеза, которые обусловили современный состав и морфологию марганцевых руд. Таким образом, пространственная связь марганцевого оруденения с гипербазитовым комплексом носит не случайный, а закономерный характер и является важным поисковым критерием.

## Литература

Быч А. Ф., Батырев А. И. Марганцевые месторождения Кемеровской области // Руды и металлы. 1998. № 2. С. 22–28.

Дистанов Э. Г., Борисенко А. С., Оболенский А. А. и др. Особенности металлогении полиаккреционной Алтае-Саянской орогенной области // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 12. С. 1257–1276.

Пинус Г. В., Кузнецов В. А. Закономерности геологического строения и металлогения Алтае-Саянской гипербазитовой формации // Доклады АН СССР. 1958. Т. 1. С. 275–288.

Поляков Г. В., Кривенко А. П., Богнибов В. И. Корреляция состава базитовых и гранитоидных комплексов раннего палеозоя в различных структурах салаирид Алтае-Саянской складчатой области // Магматические формации Сибири. Новосибирск: Наука, 1977. С. 3–14.

**Формирование специализации осадочных отложений  
в результате гидротермальной деятельности  
в зоне спрединга задуговых бассейнов  
(на примере Олоkitской зоны Северного Прибайкалья)**

**Введение.** Наиболее рудопродуктивные горизонты в разрезе неопротерозойских углеродсодержащих толщ юга Сибирского кратона приурочены к узкому возрастному интервалу неопротерозоя (740–760 млн лет) – дальнетайгинский и жуинский региональные горизонты (хомолхинская, аунаkitская, валюхтинская, ондокская и другие свиты, келянская толща) [Рыцк и др., 2001; Станевич и др., 2006, Немеров и др., 2010]. В разных зонах Байкальской горной области (БГО) отложения этого интервала, в отличие от стратиграфически выше и ниже залегающих толщ, обладают повышенной меланократовостью и надкларковыми содержаниями Au, Ag, Pb, Zn, P, Mn [Немеров, 1988].

Характерно, что подавляющее большинство всех известных в пределах БГО месторождений и рудопроявлений золота, полиметаллов, марганца и фосфора, среди которых находятся уникальные месторождения Холоднинское и Сухой Лог, приурочено к отложениям этого интервала (рис. 1). Мощность образований не превышает 3 км, в то время как суммарная мощность рифей-вендских толщ в регионе достигает 15 км. Это время в истории развития южной окраины Сибирского континента характеризовалось специфическим сочетанием геодинамических и палеогеографических обстановок седиментогенеза, определивших металлогенетический потенциал отложений. При литолого-геохимическом анализе фациальных рядов реконструируется последовательный ряд обстановок осадконакопления, соответствующих задуговому бассейну, а южнее (Муйская зона) – островодужной системе [Конников и др., 1999; Станевич и др., 2006]. Соответственно, эксплозивная деятельность вулканических аппаратов южной Байкало-Муйской зоны, а также подводные эксгалляции зоны спрединга задугового бассейна с большой вероятностью могли оказывать влияние на геохимические особенности амагматичных отложений Бодайбинской, Приленской и Прибайкальской зон.

**Объект исследований.** Для исследований влияния подводной гидротермальной деятельности на геохимические особенности неопротерозойских углеродсодержащих осадков БГО, была выбрана Олоkitская зона, являющаяся фрагментом спрединговой зоны задугового бассейна. Здесь же сосредоточен ряд полиметаллических месторождений и рудопроявлений, в том числе гигантское Холоднинское колчеданно-полиметаллическое месторождение, синседиментационный эксгалляционно-осадочный рудогенез которого убедительно обосновывается многими исследователями [Дистанов и др., 1982].

Опробование углеродсодержащих отложений ондокской свиты проводилось от рудной залежи Холоднинского месторождения вдоль и поперек Олоkitской структуры. Залежь Холоднинского месторождения опробовалась по отвалам штольни № 2.

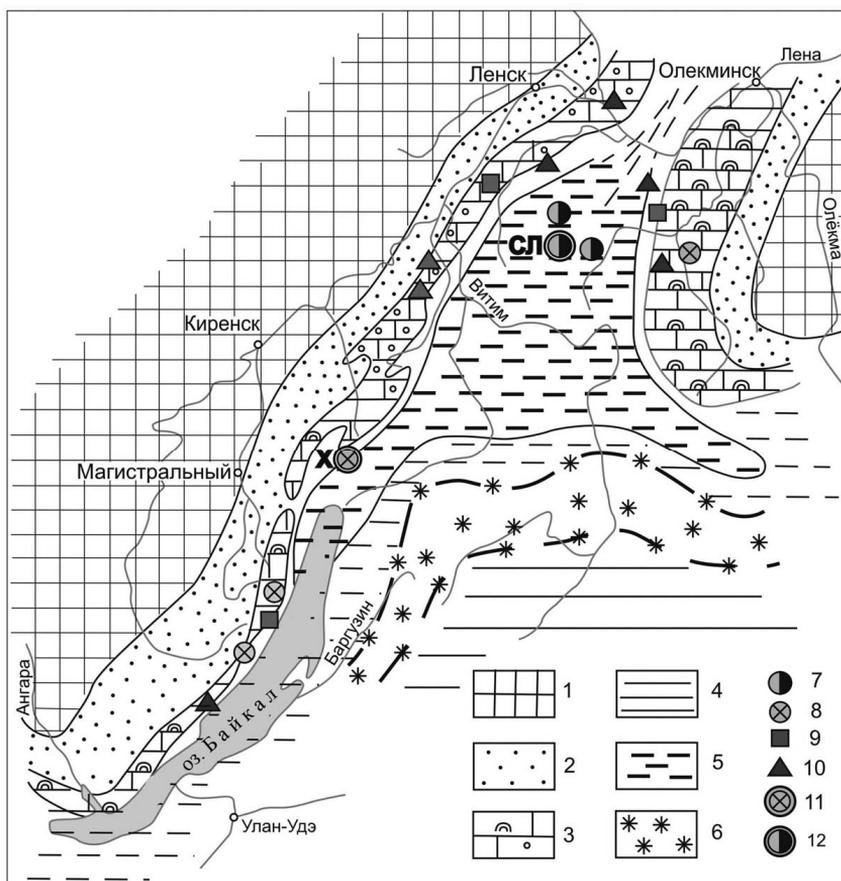


Рис. 1. Палеогеографическая схема позднепалеопротерозойского окраинного бассейна БТО и расположение проявлений и месторождений основных полезных ископаемых (составлена автором с использованием материалов [Станевич и др., 2006]).

1 – Сибирский кратон (суша); 2 – прибрежные терригенные красноцветные отложения; 3 – хемобиогенные карбонатные отложения шельфа; 4 – углеродсодержащие терригенные отложения среднего, дистального шельфа и материкового склона; 5 – углеродсодержащие глубоководные, турбидитные осадки склона и котловины задугового бассейна; 6 – островная дуга; 7–12 – месторождения и рудопоявления: 7 – золота, 8 – полиметаллов, 9 – марганца, 10 – фосфора, 11–12 – гигантские месторождения: X – Холоднинское, СЛ – Сухой Лог.

Углеродистые сланцы в пределах исследованного интервала ондокской свиты представлены графит-гранат-кварц-двуслюдяными (эпидот-амфиболитовая фация,  $C_{орг} < 1 \%$ ), графит-карбонат-кварц-слюдистыми и графит-кварц-слюдистыми сланцами (зеленосланцевая фация,  $C_{орг} 3.4\text{--}3.7 \%$ ). Из рудных минералов развиты пирит, гидроксиды железа, редко зерна кварца и пирротина. В рудной залежи проявлен гидротермальный метасоматоз. Отмечены графит-мусковит-кварцевые сланцы (метасоматиты) с прожилковидными скоплениями кварца с пиритом.

Образцы **рудной минерализации** месторождения Холоднинское были отобраны из коренных пород и отвалов штольни. Оруденение выявлено как в предрудной зоне месторождения, так и на некотором удалении от рудного тела (до 5 км). Основными концентраторами полезных компонентов (Zn, Pb, Ag) являются сфалерит и галенит. Выделены два основных типа руд: метаморфизованные гидротермально-осадочные (пиритовые, кварц-пиритовые, сфалерит-галенит-пиритовые, галенит-сфалеритовые) и перекристаллизованные метаморфогенно-метасоматические (кварц-сфалерит-пиритовые жилы с серым кварцем).

**По геохимическим параметрам** (петрогенные и редкие элементы) отложения ондокской свиты попадают в область осадконакопления палеобассейнов дальнетайгинского и жуинского времени в разрезе PR<sub>3</sub> толщ БГО и отличаются от подстилающих отложений итыкитской свиты повышенной общей «меланократовостью» пород и халькоцидородофильной геохимической специализацией. Незначительное увеличение Mn, Zn, Pb и низкая концентрация Cu относительно пород дальнетайгинского горизонта продиктована специализацией гидротермального флюида.

Руды месторождения характеризуются высокими содержаниями основных рудных элементов, которые образуют две самостоятельные ассоциации: (Zn, Pb, Hg, Ag)<sup>09</sup> Sb)<sup>05</sup> и (Fe, W, As)<sup>07</sup> Sb, Au)<sup>06</sup> Pd)<sup>04</sup> Pt)<sup>03</sup>, индифферентно ведущие себя по отношению друг к другу. Содержания Au и ЭПГ в пределах и за пределами месторождения повышены относительно кларка (Au 0.008–0.12 г/т, Pt 0.005–0.06 г/т, Pd 0.001–0.04 г/т). Наблюдается их корреляция с сидерофильной группой элементов, в то время как Ag связан с халькофилами, что вероятно происходит в результате ступенчатого поступления флюида, дифференцированного в промежуточных магматических камерах. Интересно значительное повышение в рудах, относительно местного фона, содержаний Hg, As, Sb, коррелирующих между собой и характеризующих привнос рудного компонента на гидротермальном этапе рудообразования.

В рудах месторождения элементы халькофильной группы и железа преобладают над сидерофильной группой (Co, Ni, Cr, V). Группа щелочных и щелочноземельных элементов (K, Ba, Ce, Li), а также элементов группы титана (Ti, Zr, Nb, Hf) в рудной зоне месторождения незначительны по сравнению с околорудным ореолом. Перечисленные признаки характерны для гидротерм островодужных бассейнов, андезитовый магматизм которых представлен толеитовой серией и находится на ранней стадии развития [Антипин, Макрыгина, 2008]. Резкое снижение концентрации Se и Cu в рудной зоне месторождения, в сравнении с черносланцевыми формированиями, также связано с отсутствием их в гидротермальных эксгальциях в зоне спрединга задуговых бассейнов.

По данным [Богданов и др., 2006], в непосредственной близости от центра гидротермальной деятельности (поля типа «черных курильщиков») выпадает в осадок не более 5 % материала гидротерм. Оставшиеся в растворе элементы имеют более широкое распространение. По мере подъема и охлаждения растворов перечень элементов существенно сужается, к ним добавляются новые, более подвижные в условиях гидротермального «нейтрального плюма». Образовавшаяся масса, зависая в водной толще, растекается слоем по изопикнической (изобарической) поверхности. В результате часть компонентов гидротермального генезиса в виде истинных растворов или взвеси мигрирует под влиянием течений на довольно большие расстояния, формируя обширные площадные ореолы рассеяния. В пределах Олоkitской структуры устанавливается влияние гидротермального вещества на осадки ондокской свиты на расстояние более 30 км (рис. 2).

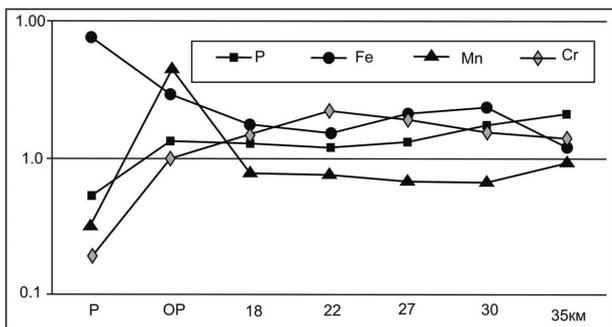
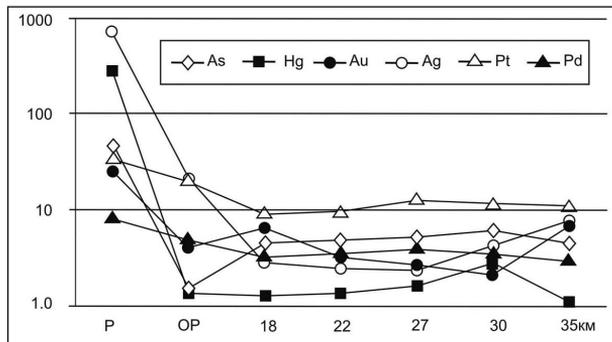


Рис. 2. Ореол распространения элементов в разрезе ондокской свиты по мере удаления от Холоднинского месторождения.

P – рудная залежь месторождения; OP – околорудная зона; 18, 22, ..., 35 км – расстояние от месторождения. Содержания элементов нормированы к значениям местного фона.



Осаждение металлов, в первую очередь Fe и Mn, происходит в результате деятельности микроорганизмов, в первую очередь бактерий разного типа метаболизма [Пинкевич, 2005], с последующим формированием сидерохалькофильной специализации толщ. Важно отметить находки

крупных скоплений микрофоссилий БГО [Станевич и др., 2006].

**Заключение.** Руды гидротермально-стратиформного полиметаллического месторождения Холоднинское формировались вблизи зоны спрединга задугового бассейна в пределах связанного с ним гидротермального поля, синхронно с осадконакоплением. Источником обогащения рудной зоны месторождения Zn, Pb, Ag и другими элементами, свойственными для низко- и среднетемпературных ассоциаций, являлся гидротермальный раствор задуговых бассейнов. Вероятно, эксплозивная и эксгальционная деятельность южной Байкало-Муйской зоны в пределах исследуемого региона имела распространение и дальше в северном направлении, тем самым, оказывая влияние на формирование сидерохалькофильной геохимической специализации амагматических черносланцевых толщ Бодайбинской, Патомской и Прибайкальской зон.

Седиментогенное накопление продуктов гидротермальной деятельности являлось первым этапом формирования месторождений и рудопроявлений в Байкало-Патомском задуговом палеобассейне [Немеров и др., 2005]. Образование промышленно значимых месторождений происходило при дальнейшей эволюции специализированных углеродистых осадков с их постседиментационным перераспределением и накоплением рудных компонентов, вплоть до рудных концентраций.

## Литература

- Антипин В. С., Макрыгина В. А. Геохимия эндогенных процессов: учебное пособие // Иркутск: Изд-во Иркутского государственного университета, 2008. 363 с.
- Богданов Ю. А., Лисицын А. П., Сагалевиц А. М., Гурвич Е. Г. Гидротермальный рудогенез осадочного дна. М.: Наука, 2006. 527 с.
- Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р., Тарасова Р. С. и др. Холоднинское колчеданно-полиметаллическое месторождение в докембрии Прибайкалья. М.: Наука, 1982. 206 с.

Конников Э. Г., Цыганков А. А., Врублевская Т. Т. Байкало-Муйский вулcano-плутонический пояс: структурно-вещественные комплексы и геодинамика. М.: ГЕОС, 1999. 163 с.

Немеров В. К. Геохимические черты эволюции условий накопления позднедокембрийских толщ Байкало-Патомского нагорья // Доклады АН СССР. 1988. Т. 298. № 6. С. 1446–1449.

Немеров В. К., Спиридонов А. М., Развозжаева Э. А. и др. Основные факторы онтогенеза месторождений благородных металлов суходолжского типа // Отечественная геология. 2005. № 3. С. 17–24.

Немеров В. К., Станевич А. М., Развозжаева Э. А. и др. Биогенно-седиментационные факторы рудообразования в неопротерозойских толщах Байкало-Патомского региона // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 729–747.

Пинкевич А. В. Микробиология железа и марганца. СПб.: СПбГУ, 2005. 374 с.

Рыцк Е. Ю., Амелин Ю. В., Ризванова Н. Г. и др. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С. 3–15.

Станевич А. М., Немеров В. К., Чатта Е. Н. Микрофоссилии протерозоя Саяно-Байкальской складчатой области. Обстановки обитания, природа и классификация. Новосибирск: Гео, 2006. 204 с.

**В. В. Самтарова**

*Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г. Владивосток  
sv\_8005@mail.ru*

## **Геохимия редкоземельных элементов в поверхностных осадках впадины Дерюгина, Охотское море**

Впадина Дерюгина в Охотском море отличается геолого-геофизическими характеристиками, как-то: высокий тепловой поток, залежи газогидратов в западной и северо-западной части впадины, интенсивная карбонатно-баритовая минерализация (Баритовые горы), аномальная концентрация марганца в осадках [Астахова, 2007; Кулинич, Обжиров, 2003; Тектоника..., 2004] (рис. 1). Комплексные геохимические исследования последних лет позволили получить материалы, которые не только дают представление о закономерностях распределения рудных (Mn, Fe) и некоторых микроэлементов (Ni, Ba, Zn, Cu, Mo, Hg) в донных осадках, но и позволяют выяснить основные факторы, которые контролируют поставку данных элементов на морское дно [Астахов и др., 2007]. Что касается группы редкоземельных элементов (РЗЭ) в донных осадках впадины Дерюгина, то их поведение в осадочном процессе этого района не изучалось.

В данной работе представлены результаты определения РЗЭ в поверхностных осадках с целью изучения закономерностей их распределения. Содержание РЗЭ определено методом ИСП-МС на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500 с (Agilent Technologies, США) с использованием в качестве внутреннего стандарта <sup>115</sup>In при конечной концентрации его в растворе 10 мг/т.

Содержания РЗЭ в поверхностных осадках низкие и сильно варьируют. Их сумма в осадках составляет 30.55–124.68 г/т при среднем значении 58.86 г/т. Содержание лантана изменяется от 5.36 до 24.97 г/т, а иттербия – от 0.56 до 1.72 г/т.

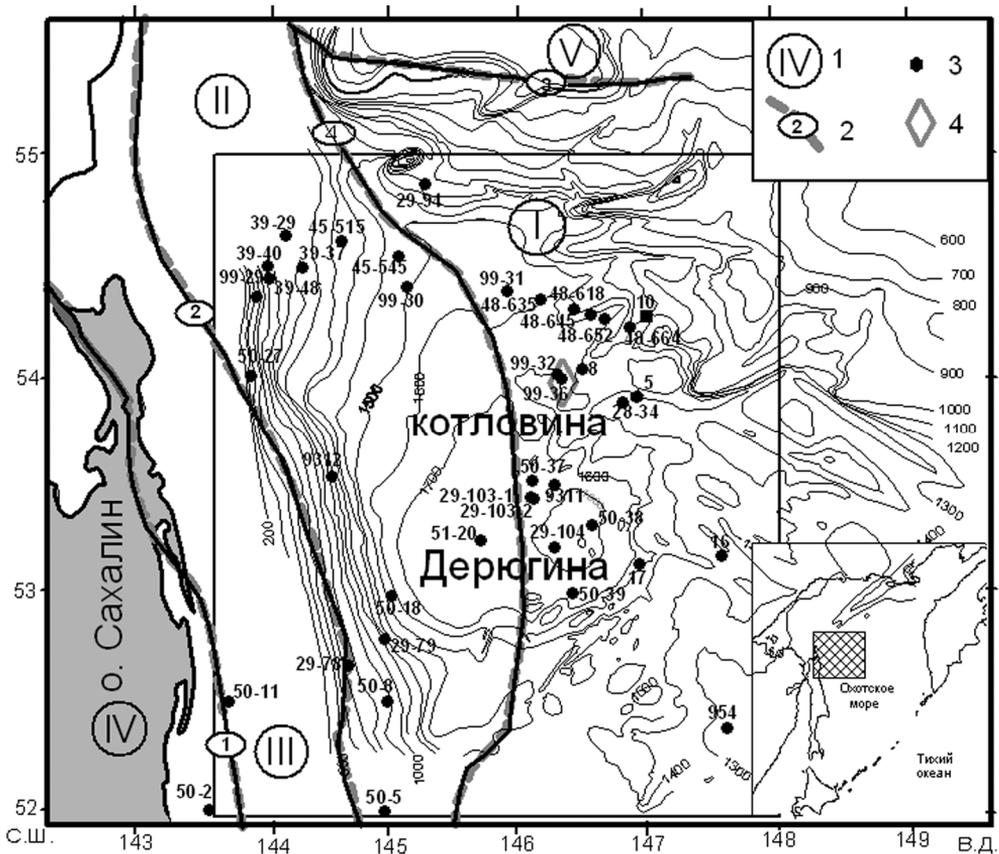


Рис. 1. Карта-схема расположения станций, для которых имеются данные по распределению РЗЭ, и некоторые элементы структурного районирования котловины Дерюгина и прилегающих районов. На врезке в нижнем правом углу – местоположение района исследований.

1 – структурно-тектонические зоны [Тектоника ..., 2004]: I – Центрально-Охотская система, II – Дерюгинская спрединговая рифтогенная система (Дерюгинский осадочный бассейн), III – Хоккайдо-Сахалинская складчатая кайнозойская система, IV – Северо-Сахалинский бассейн; V – Охотская позднемезозойская-раннекайнозойская складчатая система; 2 – шовные зоны, принятые в качестве границ структурно-тектонических зон (1 – Восточно-Сахалинская, 2 – Западно-Дерюгинская, 3 – Кашеваровская, 4 – Восточно-Дерюгинская); 3 – места отбора проб и их номера; 4 – район массивной баритовой минерализации (Баритовые горы).

Спектры распределения РЗЭ в поверхностных осадках при нормализации на состав североамериканского сланца NASC [Дубинин, 2006] имеют сходное распределение (рис. 2). Для них характерно незначительное преобладание группы легких редкоземельных элементов над тяжелыми ( $(Ln_L/Ln_H)^N = 0.82-2.05$ ) и проявление слабой положительной европиевой аномалии ( $Eu/Eu^* = 0.91-1.35$ ), что объясняется присутствием продуктов изменения базальтов. Для щелочных базальтов данного района характерно относительно повышенное содержание европия в составе РЗЭ и обогащение легкими РЗЭ [Леликов, Емельянова, 2007].

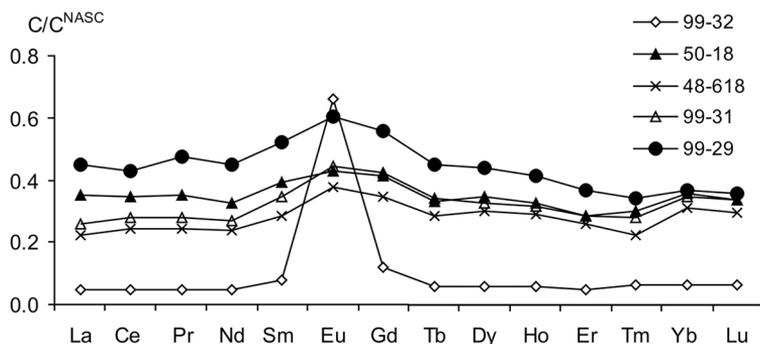


Рис. 2. Распределение редкоземельных элементов в поверхностных осадках впадины Дерюгина.

Содержание РЗЭ нормализовано по североамериканскому сланцу NASC [Дубинин, 2006]. Номера проб соответственно рис. 1.

Исключением является спектр распределения РЗЭ для пробы 99-32 (см. рис. 2), отобранной в районе Баритовых гор. Суммарное содержание РЗЭ в ней значительно ниже, чем в остальных пробах и составляет 9.58 г/т. Здесь отмечается резкая положительная аномалия европия ( $Eu/Eu^* = 6.86$ ). Наличие же в осадочных образованиях положительной европиевой аномалии ( $Eu/Eu^* > 1.0-1.1$ ) обычно объясняется воздействием на них глубинных гидротермальных растворов/флюидов, так как гидротермальные флюиды внекорового происхождения обогащены европием [Шатров, 2007; Courtois, Treuil, 1977]. Отношение  $Eu/Sm$  иногда рассматривается как показатель общей проницаемости земной коры для восходящих флюидных потоков [Маслов и др., 2010]. В нашем случае величина  $Eu/Sm$  составляет 9.80, что указывает на существенную проницаемость коры и позволяет предполагать возможность воздействия обогащенных европием глубинных флюидов на осадки.

Особенность поведения церия в поверхностных осадках впадины Дерюгина может быть проиллюстрирована на примере распределения отношения  $Ce/Ce^*$ . В осадках отмечается присутствие слабо положительной цериевой аномалии ( $Ce/Ce^* = 1.01-1.14$ ), что не выходит за рамки значений, характерных для прибрежно-шельфовых отложений. В некоторых пробах  $Ce$  аномалия практически отсутствует ( $Ce/Ce^* = 0.94-0.99$ ).

Таким образом, для изученных поверхностных осадков впадины Дерюгина характерны следующие особенности:

- 1) незначительное преобладание легких РЗЭ над тяжелыми, что связано с присутствием продуктов изменения базальтов в осадках;
- 2) проявление слабой, но в одном случае явно выраженной, положительной европиевой аномалии, указывающей что накопление европия, вероятно, связано с поступлением газо-гидротермальных флюидов по глубинному разлому;
- 3) слабое проявление положительной цериевой аномалии или ее отсутствие характерно для прибрежно-шельфовых отложений.

*Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ДВО РАН (проект № 10-III-B-07-181).*

## Литература

Астахов А. С., Саттарова В. В., Свининников А. И. и др. Марганцевые металлоносные осадки котловины Дерюгина Охотского моря: химический состав, геологические условия формирования // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 5. С. 13–31.

Астахова Н. В. Аутигенные образования в позднекайнозойских отложениях окраинных морей Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2007. 244 с.

Дубинин А. В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 360 с.

Кулинич Р. Г., Обжиров А. И. Барит-карбонатная минерализация, аномалии метана и геофизические поля во впадине Дерюгина (Охотское море) // Тихоокеанская геология. 2003. № 4. С. 35–40.

Леликов Е. П., Емельянова Т. А. Вулканогенные комплексы Охотского и Японского морей (сравнительный анализ) // Океанология. 2007. Т. 47. № 2. С. 294–303.

Маслов А. В., Федоров Ю. Н., Ронкин Ю. Л. и др. Систематика редкоземельных элементов и элементов платиновой группы в тонкозернистых терригенных породах средней и верхней юры Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь) // Литосфера. 2010. № 2. С. 3–24.

Тектоника и углеводородный потенциал Охотского моря. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 160 с.

Шатров В. А. Лантаноиды как индикаторы обстановок осадкообразования (на основе анализа опорных разрезов протерозоя и фанерозоя Восточно-Европейской платформы). Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ИМГРЭ, 2007. 44 с.

Courtois C., Treuil M. Distribution des terres rares et de quelques éléments entrés dans des sédiments récents des fosses de la Mer Rouge // Chemical Geology. 1977. Vol. 20. P. 57–72.

**Ю. В. Денисова**

*Российский государственный геологоразведочный университет  
им. С. Орджоникидзе, г. Москва  
office@msgpa.edu.ru*

### **Экологически опасные элементы в кобальтоносных железомарганцевых рудных корках гайота Федорова, Магеллановы горы (Тихий океан)** (научный руководитель Р. В. Голева)

**Целью** данной работы было выявление спектра экологически опасных элементов в кобальтоносных железомарганцевых рудных корках и закономерностей их распределения в пределах двух эталонных рудных залежей гайота Федорова (Магеллановы горы, Тихий океан). Исследования выполнялись в 2007–2009 гг. в рамках Государственного контракта ФГУП ВИМС «Совершенствование минералого-геохимических методов анализа основных видов твердых полезных ископаемых Мирового океана (ЖМК, КМК, ГПС) для их комплексной оценки при проведении геологоразведочных работ».

**Задачи** работы включали 1) выявление экогеохимического спектра элементов в кобальтоносных железомарганцевых корках гайота Федорова с применением масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS); 2) сопоставление уровня содержания экологически опасных элементов в кобальтоносных железомарганцевых

корках с различными экологическими параметрами; 3) изучение распределения экологически опасных элементов в пределах рудных залежей.

Работа выполнена на основе каменного материала, поднятого ГНЦ ФГУГП «Южморгеология» в экспедиционном рейсе НИС «Геленджик» и проанализированного в Федеральном научно-методическом центре лабораторных исследований и сертификации минерального сырья Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации (АСИЦ ВИМСа). При составлении экогеохимических карт эталонных рудных залежей применялась *методика* обработки аналитических данных на основе ГИС-технологий (В. М. Масловский, ВИМС), основанная на: 1) триангуляции Делоне по имеющимся станциям пробоотбора; 2) триангуляции методом Криге без дрейфа и 3) триангуляции методом Криге с линейным дрейфом.

Гайот Федорова расположен в Магеллановых горах (Тихий океан) и состоит из индивидуальных гор, не имеющих общего цоколя [Авдонин и др., 2000], представлен базальтовым основанием и лежащей на нем осадочной пачкой. Базальтовое основание с абразированной вершиной имеет форму усеченного конуса. Нижняя часть гайота сложена дифференцированными толеитами – оливиновыми, оливин-плагиоклазовыми базальтами нормальной щелочности, океанитами, анкарамитами и другими породами. Выше залегают разнообразные субщелочные и щелочные базальты. Возраст первого комплекса барремский, второго – верхнебарремский-аптский. Осадочная пачка представлена переслаиванием разнообразных известняков, глин, туффов и др.

Кобальтоносные железомарганцевые рудные корки образуют обширные покровы на скальных и твердых породах на склонах гайотов крутизной 12–20°, распространены в батиметрическом интервале 1000–3500 м, облекая привершинные и верхние части. Корки являются сырьем комплексного типа. Основные промышленные элементы конкреций: Mn, Ni, Co, Cu. Попутно могут извлекаться благородные металлы (Au, Ag, МПГ), редкие и рассеянные элементы (Mo, Te, Tl, Bi, Rb, Hf, V, Zr) и некоторые РЗЭ группы церия и иттрия. Промышленная ценность кобальтоносных железомарганцевых корок гайота Федорова заключается в том, что они содержат 20 % Mn, около 15 % Fe, 0.3–2.5 % Co.

При изучении двух эталонных рудных залежей (северо-западного отрога гайота Федорова и IV рудной залежи в седловине гайота Федорова) было установлено, что, помимо ценных в промышленном плане металлов, рудные залежи содержат ряд токсичных элементов. Для гайота Федорова характерен сложный экогеохимический спектр, включающий супертоксичные (Cd, Tl, U), 1 класса токсичности (Pb, Se, Te, As, Sb, Ni, Th) и 2 класса токсичности (Mo, Zn) элементы.

Для оценки потенциальной экологической опасности кобальтоносных железомарганцевых корок, содержания токсикантов в них были сопоставлены с известными экологическими параметрами и их фоновыми значениями (табл.) [Иванов, 1996; Голева и др., 2001].

По классу токсичности пород [Буренков, 1991] большинство элементов (Tl, Pb, As, Te, Cd, Be, Se, Sb, Zn, U, Th) относятся к первому классу, Mo, Sb, Ni, Co – ко второму, а Sr и V – к третьему. Анализ коэффициента литотоксичности [Иванов, 1991] позволяет объединить экологически опасные элементы в кобальтоносных железомарганцевых корках в группы *чрезвычайно опасных (супертоксичных)* ( $T_n = 15$ ) – Tl, Cd, Be, U; *высокой опасности* ( $T_n = 10$ ) – Pb, As, Te, Se, Sb, Ni, Co, Th, V; *средней опасности* ( $T_n = 5$ ) – Sr, Mo, Zn. Сравнение содержаний токсикантов в рудных залежах с кларковыми и средними содержаниями в различных типах горных породах, а также с

## Основные экологические показатели

Элемент	Токсичность для твердых пород, по [Буренков, 1991]*	Литотоксичность, по [Иванов, 1994]*	Средние содержания в горных породах и литосфере (мас. %), по [Виноградов, 1962]*			Кларк в литосфере (мас. %), по [Иванов, 1994]*	ПДК <sub>рз</sub> , мг/м <sup>3</sup>	ПДК <sub>в</sub> , мг/л
			Основные породы	Осадочные породы	Среднее содержание в литосфере			
Pb	1	15	$2 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$9 \cdot 10^{-5}$	0.00001	0.0001
Pb	1	10	$8 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1.6 \cdot 10^{-3}$	$1.3 \cdot 10^{-3}$	0.01	
As	1	10	$2 \cdot 10^{-4}$	$6.6 \cdot 10^{-4}$	$1.7 \cdot 10^{-4}$	$1.8 \cdot 10^{-4}$	Арсин 0.1, оксиды 0.3	0.5
Te		10	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$3 \cdot 10^{-7}$	0.01	0.01
Cd	1	15	$1.9 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$1.3 \cdot 10^{-5}$	$1.7 \cdot 10^{-5}$	0.01	0.001
Be	1	15	$4 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$3.8 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	0.01	0.0002
Se	1	10	$5 \cdot 10^{-6}$	$6 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$7.3 \cdot 10^{-6}$	0.1 (SeO <sub>2</sub> в пересчете на Se)	0.001
Sr	3	5	$4.4 \cdot 10^{-2}$	$4.5 \cdot 10^{-8}$	$3.4 \cdot 10^{-2}$	$3.7 \cdot 10^{-2}$	Sr(NO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> , SrO – 1; SrCO <sub>3</sub> , SrF <sub>2</sub> , SrPO <sub>4</sub> , SrSO <sub>4</sub> – 6	7
Mo	2	5	$1.4 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$1.1 \cdot 10^{-4}$	$1.2 \cdot 10^{-4}$	4 (пыль в рабочей зоне и силицид), 2 – аэрозоль; нераствор. соединения 3–6	
Sb	2	10	$1 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$	0.5	0.05
Ni	2	10	$1.6 \cdot 10^{-2}$	$9.5 \cdot 10^{-3}$	$5.8 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$	От 0.05 до 0.0005	0.001 мг/м <sup>3</sup>
Co	2	10	$4.5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1.8 \cdot 10^{-3}$	$2.3 \cdot 10^{-3}$	От 0.5 (металл, оксид) и 0.01 (гидрокарбонил) до 0.005 (CoSO <sub>4</sub> )	0.1
Zn	1	5	$1.3 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-3}$	$8.3 \cdot 10^{-3}$	$6.8 \cdot 10^{-3}$	От 0.1 (фосфид) до 5 (сульфид, метил) и 10 (диателен)	1
U	–	15	$5 \cdot 10^{-5}$	$3.2 \cdot 10^{-4}$	$2.5 \cdot 10^{-4}$	$2.6 \cdot 10^{-4}$	0.015–0.075	0.05
Th	–	10	$3 \cdot 10^{-4}$	$1.1 \cdot 10^{-3}$	$1.3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	0.05	0.1
V	3	10	$2 \cdot 10^{-2}$	$1.3 \cdot 10^{-2}$	$9 \cdot 10^{-3}$	$1.2 \cdot 10^{-3}$	От 0.1 до 3 мг/м <sup>3</sup>	0.1

Примечание. \* – цитируется по [Голева и др., 2001].

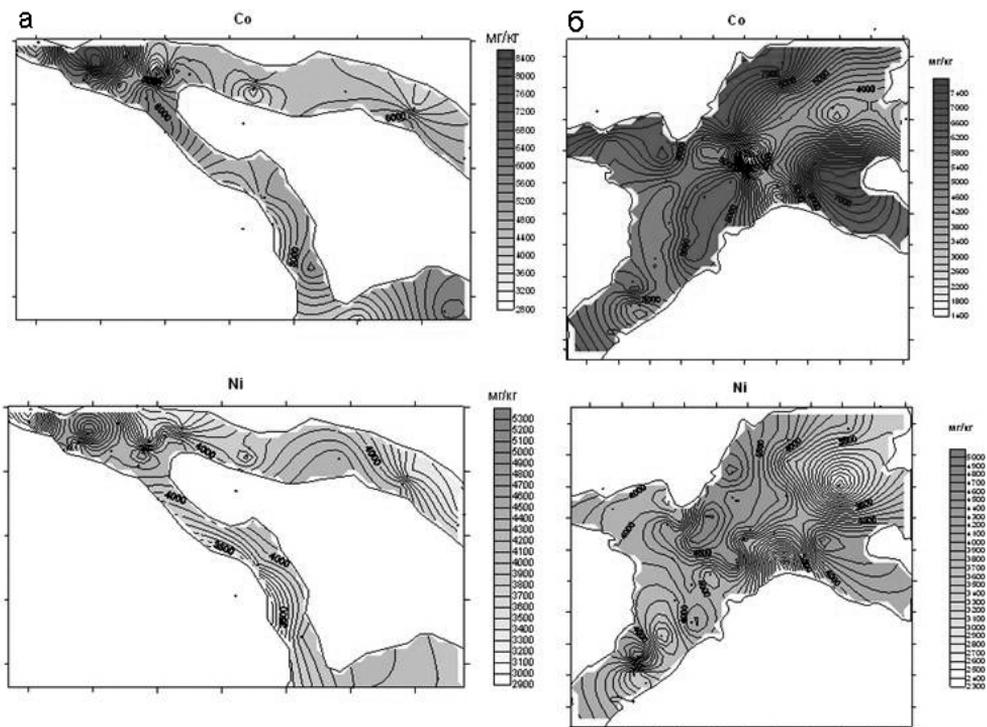


Рис. 1. Распределение Co и Ni на площади: а) рудной залежи северо-западного отрога гайота Федорова; б) IV рудной залежи в седловине гайота Федорова.

предельно допустимыми содержаниями для воздуха рабочей зоны (ПДК<sub>ра</sub>) и воды (ПДК<sub>в</sub>) показывает, что концентрации их в рудах в несколько десятков и сотен раз превышают данные параметры.

Были выявлены закономерности распределения токсичных элементов по площади эталонных рудных залежей гайота и выделены области, концентрации токсикантов в которых превышают фоновые значения. С помощью программы Surfer построены экогеохимические карты распределения экологически опасных элементов – As, Be, Cd, Co, Li, Mo, Ni, Pb, Zn, Sb, Se, Sr, Te, Th, Tl, U, V по площадям двух рудных залежей.

В качестве примера на рисунках 1 и 2 приведены эколого-геохимические карты, построенные с помощью методики обработки аналитических данных на основе ГИС-технологий для Co и Ni – основных промышленных элементов, которые также относятся к экологически опасным, а также для Cd и Pb – попутных элементов, постоянно присутствующих в рудных корках.

На картах отчетливо можно видеть, что для экологически опасных элементов характерно крайне неравномерное распределение и значительный разброс содержания Co от 2600 до 8400 мг/кг (рудная залежь северо-западного отрога гайота Федорова) и от 1400 до 7400 мг/кг (рудная залежь IV в седловине гайота Федорова); Ni – от 2900 до 6300 мг/кг (рудная залежь северо-западного отрога гайота Федорова) и от 2300 до 5000 мг/кг (рудная залежь IV в седловине гайота Федорова). Для Pb от 700 до 1400 мг/кг и Cd от 1.9 до 4.3 мг/кг в пределах рудной залежи северо-западного отрога гайота Федорова; на площади IV рудной залежи в седловине гайота Федорова Pb находится в пределах от 600 до 1800 мг/кг, Cd – от 2 до 6.4 мг/кг.

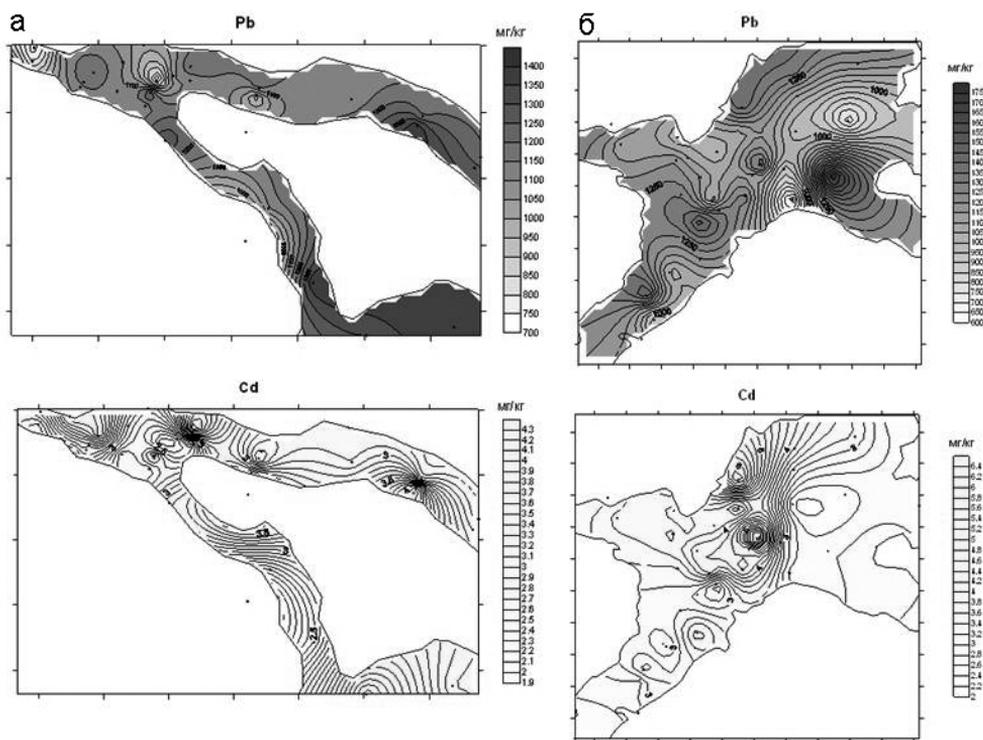


Рис. 2. Распределение Cd и Pb на площади: а) рудной залежи северо-западного отрога гайота Федорова; б) IV рудной залежи в седловине гайота Федорова.

**Выводы.** Анализ экогеохимических карт опасных элементов по площадям изученных рудных залежей кобальтоносных железомарганцевых корок гайота Федорова показывает, что распределение их крайне неравномерно, а концентрации превышают фоновые значения на большей части площади рудных залежей. Существенная часть экологически опасных элементов, присутствующих в рудах, при эксплуатации месторождения может концентрироваться в хвостохранилищах обогатительных фабрик, причем концентрации элементов-примесей в них могут превышать содержания в рудах. Подвергнувшись интенсивному процессу гипергенеза, растворимые формы токсичных веществ будут иметь возможность свободно мигрировать и переходить в различные части экосферы, в том числе в трофические цепи животных и человека. Наличие потенциально токсичных элементов в кобальтоносных железомарганцевых рудных корках должно приниматься во внимание при добыче этих руд, организации транспортировки, обогащения и хранения отходов.

### Литература

Авдонин В. В., Кругляков В. В., Пономарева И. Н., Титова Е. В. Полезные ископаемые Мирового океана. М.: МГУ. 2000. 160 с.  
 Иванов В. В. Экологическая геохимия элементов // Справочник в 6 томах. М.: Экология, 1996.  
 Голева Р. В., Иванов В. В., Курпянова И. И. и др. Экологическая оценка потенциальной токсичности рудных месторождений // Методические рекомендации. М.: ВИМС, 2001. 136 с.