

**САМОРОДНОЕ ЖЕЛЕЗО В ОСАДКАХ ОЗЕРА БАЙКАЛ (скважина BDP-98):
РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕРМОМАГНИТНОГО АНАЛИЗА**

Д.М. Печерский, Д.М. Гильманова*, Е.В. Иванов, М.И. Кузьмин**,
Г.П. Марков, Д.К. Нургалиев*, В.А. Цельмович**

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123995, Москва, ул. Бол. Грузинская, 10, Россия

** Казанский федеральный университет, 420008, Казань, ул. Кремлевская, 18, Россия*

*** Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия*

Выполнен термомангнитный анализ 91 образца и микрозондовый анализ пяти образцов осадочных пород из нижней части скв. BDP-98, пробуренной на дне оз. Байкал. Результаты анализа показывают очень редкое присутствие частиц самородного железа, уверенно зафиксировано самородное железо только в пяти образцах. Концентрация его варьирует от $\sim 10^{-5}$ до $7 \cdot 10^{-4}$ %, распределение образцов по концентрации самородного железа бимодальное с ярко выраженной «нулевой» модой. Столь незначительное распространение самородного железа в осадках Байкала отличает их от континентальных (Евразия) и океанических (Атлантика) осадков разного возраста, что объясняется высокой скоростью осадконакопления изученного интервала из скв. BDP-98.

Термомангнитный анализ, микрозондовый анализ, осадки, самородное железо.

**NATIVE IRON IN THE SEDIMENTS OF LAKE BAIKAL (borehole BDP-98):
RESULTS OF THERMOMAGNETIC ANALYSIS**

**D.M. Pechersky, D.M. Gil'manova, E.V. Ivanov, M.I. Kuz'min, G.P. Markov,
D.K. Nurgaliev, and V.A. Tsel'movich**

We performed a thermomagnetic analysis of 91 samples and a probe microanalysis of five samples of sedimentary rocks from the lower zone of the borehole BDP-98 drilled at the bottom of Lake Baikal. The results show the scarcity of native iron: It was found only in five samples. Its concentration varies from $\sim 10^{-5}$ to $7 \cdot 10^{-4}$ %. The distribution of native-iron concentrations is bimodal, with a distinct "zero" mode. This scarcity of native iron in the Baikal sediments distinguishes them from continental (Eurasia) and oceanic (Atlantic) sediments of different ages. It is due to the high rate of sedimentation in the studied interval of BDP-98.

Thermomagnetic analysis, probe microanalysis, sediments, native iron

ВВЕДЕНИЕ

За последние годы нами накоплен большой объем данных о частицах самородного железа, присутствующих в эпиконтинентальных осадках разных регионов Евразии, в океанских осадках Атлантики (керна скважин DSDP 386, 387, 391A и 391C) и разного возраста (миоцен, олигоцен, эоцен, мел, поздняя юра и ранний кембрий). Для изучения концентрации и состава частиц самородного железа в осадках применялись термомангнитный анализ до 800 °С (ТМА) и микрозондовый (МЗА) [Pechersky et al., 2008; Grachev et al., 2009; Печерский и др., 2011, 2013; Печерский, Шаронова, 2012]. Основной результат предыдущих исследований сводится к следующему. В эпиконтинентальных и океанских осадках часто наблюдаются микрочастицы самородного железа в небольших концентрациях (очень редко превышающих 0.001 %). При этом обычно отсутствует корреляция содержаний таких частиц, во-первых, с литологическими особенностями осадков, во-вторых, с содержанием земных железосодержащих минералов (магнетита, гидрооксидов железа и др.). Отсутствие такой корреляции свидетельствует в пользу преимущественно космического происхождения частиц самородного железа, а повсеместное распространение позволяет говорить об их связи с космической пылью. По составу металлических частиц выделяются три группы: чистое железо; никелистое железо с преимущественной концентрацией Ni 5—6 % (камасит); Fe-Ni сплав, содержащий более 20 % Ni вплоть до чистого никеля. Подавляющее большинство частиц относится к первой и второй группам. Они распространены повсеместно, отражая свое закономерное присутствие в космической пыли, тогда как третья группа имеет локальное распространение и связана, скорее всего, с распадом падающих метеоритов.

Частицы самородного железа были обнаружены ранее в глубоководных океанических осадках и марганцевых конкрециях [Murray, Renard, 1891; Fredriksson, Martin, 1963; Parkin et al., 1980; Brownlee,

1985; Грачев и др., 2008]. Причем наряду с частицами самородного железа космического происхождения в осадках находится много частиц, связанных с вулканической деятельностью, жизнедеятельностью бактерий и метаморфизмом [Штеренберг, Васильева, 1979; Frost, 1985; Новгородова, 1994; Лукин, 2006; и др.]. Следовательно, важно найти признаки различия самородного железа космического и земного происхождения.

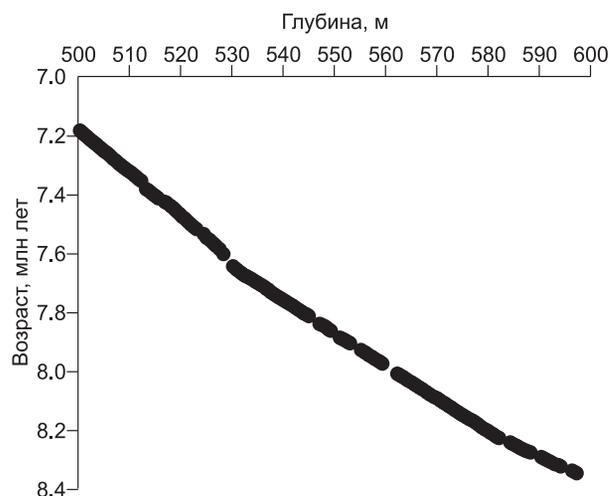
В озерных осадках частицы самородного железа до сих пор с помощью термомагнитного анализа не изучались. Настоящая работа посвящена изучению частиц самородного железа в осадках оз. Байкал. Цель работы — выяснить особенности их распространения и состава в озерных осадках с помощью ТМА и МЗА.

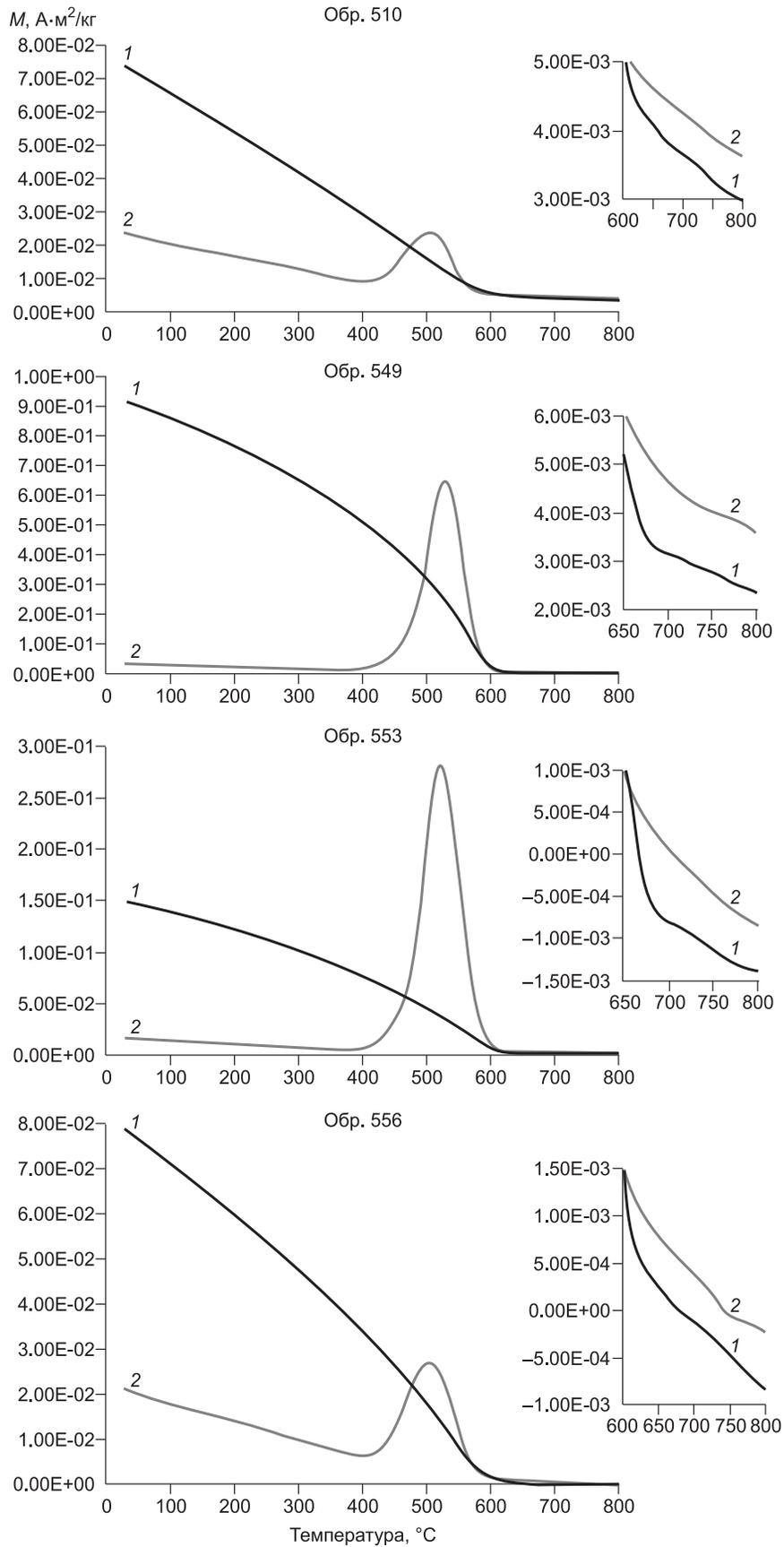
Осадки, из которых определялись космические частицы, были выделены из проб нижней части скв. BDP-98. Они сформировались в условиях палеодельты р. Палеобаргузин и характеризуются высокой скоростью осадконакопления в отличие от осадков верхней части скважины, отлагавшихся в условиях глубокого бассейна. Это было связано с тем, что пробы осадков этой части скважины оставались в большем количестве по сравнению с пробами осадков верхней части разреза. В случае нахождения космических частиц в исследуемом массиве образцов предполагалось продолжить изучение с привлечением образцов с низкими скоростями осадконакопления.

ОПИСАНИЕ ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследовались осадки из керна глубоководной скв. BDP-98, пробуренной в 1998 г. в рамках международного проекта «Байкал-бурение» на Академическом хребте, который разделяет Северную и Центральную впадины Байкала и протягивается от о. Ольхон до о. Ушканий. От дна котловин хребет возвышается более чем на 500 м с северо-запада и более чем на 400 м с юго-востока. Поверхность фундамента хребта перекрыта осадочной толщей мощностью до 1000—1500 м. Верхняя часть толщи до 300—400 м отложила в условиях глубокого озерного бассейна и представлена пелагическими осадками, сложенными чередованием слоев диатомовых илов и глин [Коллектив..., 2000; Кузьмин и др., 2001]. Скорость осадконакопления в верхних 260 м составляет ~ 4 см/1000 лет, диатомовые илы откладывались в теплые, межледниковые периоды, а глины — в холодные, ледниковые [Коллектив..., 2000]. Разрез скв. BDP-98, как показала литология, единый, без перерывов, а также отсутствуют прослой субэриальных осадков, цвет их по всему разрезу имеет оливково-серые «восстановленные» оттенки без слоев окисленных осадков. В глубоких частях скважины (450—480 м) постоянно увеличивается количество песчаного материала. На глубине 480—600 м появляются гнезда и отдельные песчаные прослои, а ниже большое количество растительных остатков (частички листы, кустарника, деревьев). Кроме того, в нижнем интервале керна скв. BDP-98 отмечаются прослои гидротроилита, гнезда и кристаллы пирита и мелкие конкреции сидерита, что может быть связано с поступлением в бассейн органического вещества с берега. Представляется, что верхняя часть осадков разреза откладывалась в условиях глубоководного бассейна, нижняя (480—500 м) — в условиях, близких к дельте р. Баргузин [Коллектив..., 2000; Мац, 2012]. Изменение скорости осадконакопления затрудняет применение палеомагнитного метода для оценки возраста забоя скв. BDP-98. В работах, в которых используются палеомагнитные методы, возраст забоя этой скважины определен от 14 до 8—10 млн лет. Использование изотопа ^{10}Be для определения возраста забоя скв. BDP-98 [Horiuchi et al., 2003] показало значение 8.34 млн лет. Поток ^{10}Be в осадках в интервале 500—600 м применяется как показатель воздушного потока изотопа ^{10}Be . Однако снижение содержания ^{10}Be в нижней части разреза скважины может быть связано с высокой скоростью осадконакопления. Именно поэтому скорость осадконакопления в интервале 260—450 м выше, чем в участке 500—600 м. В этом сообщении мы принимаем возрастную модель [Horiuchi et al., 2003]. Согласно этой модели, скорости осадконакопления (рис. 1) составляют: 528—500 м — 6.7 см/1000 лет; 531—582 м — 9 см/1000 лет; 584—597 м — 13 см/1000 лет.

Рис. 1. Сопоставление мощности и абсолютного возраста отложений скв. BDP-98 по возрастной модели [Horiuchi et al., 2003].





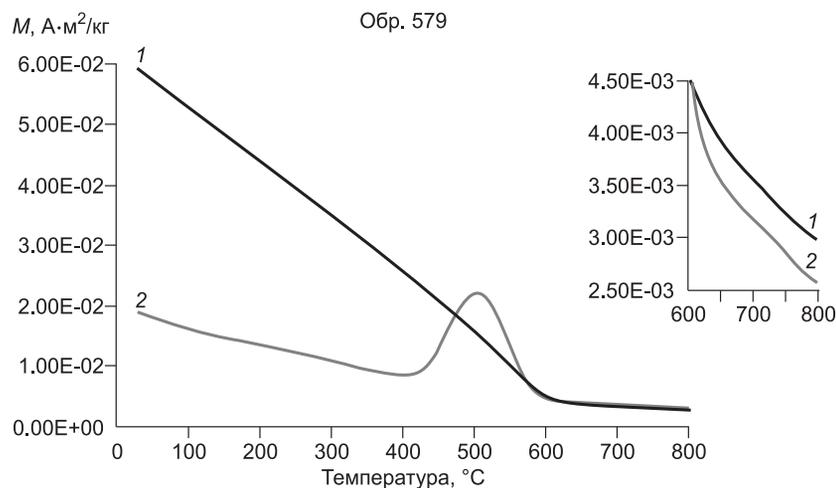


Рис. 2. Примеры результатов термомагнитного анализа образцов, содержащих частицы самородного железа.

На врезках показаны увеличенные по вертикали кривые $M(T)$ в интервале 600—800 °С. 1, 2 — нагревание: 1 — первое, 2 — второе.

МЕТОДИКА ТЕРМОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Основной метод исследований — термомагнитный анализ образцов (ТМА), который проводился в палеомагнитной лаборатории геологического факультета Казанского университета из навески ~ 50 мг с помощью экспресс-весов Кюри [Буров и др., 1986]. ТМА включал измерение удельной намагниченности образцов в поле 500 мТл при комнатной температуре (M_{20}) и ее зависимости от температуры. Скорость нагрева 100 град/мин. Полученные термомагнитные кривые позволяют определить точки Кюри (T_c) присутствующих в образцах магнитных минералов и характер изменений материала в процессе нагрева, что часто служит диагностическим признаком определенных минералов. Для оценки концентрации магнитного минерала в образце от каждой точки Кюри до комнатной температуры строилась термомагнитная кривая Q -типа. Разность между полученной таким образом величиной намагниченности при комнатной температуре и величиной исходной намагниченности образца есть величина намагниченности насыщения минерала с данной точкой Кюри. Отношение полученной величины намагниченности к известной намагниченности насыщения данного минерала есть содержание данного минерала в образце. Точность такой оценки концентрации магнитного минерала довольно низкая, но это не играет принципиальной роли на фоне колебаний концентраций самородного железа на несколько порядков. Точность определения точки Кюри около 10°. Невысокая точность ТМА компенсируется простотой приготовления проб, простотой самого анализа, быстротой и массовостью получения данных.

РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕРМОМАГНИТНОГО ИЗУЧЕНИЯ КЕРНА СКВ. BDP-98

Результаты ТМА приведены на рис. 2—5. По всем характеристикам рассматриваемый разрез весьма однороден (см. рис. 3). Почти во всех образцах присутствует магнитная фаза с $T_c = 100$ —150 °С, которая исчезает при втором нагреве (например, обр. 556, 579, рис. 2), доля ее в M_{20} менее 4 %. Эта фаза может быть связана с гидрооксидами железа типа гемита. В 33 образцах из 91 на кривой $M(T)$ первого нагрева отмечается перегиб при 300—350 °С, заметный при большом увеличении графика по вертикали. Эта фаза исчезает на кривой второго нагрева. Вероятнее всего, фиксируется переход магнетита в гематит или окисление грейгита. Обычное при переходе магнетита или грейгита в гематит уменьшение намагниченности в исследованных образцах затушевывается резким ее ростом, связанным с появлением магнетита при окислении пирита и гидротроилита (см. рис. 2, 3). В пользу интерпретации об однофазном окислении магнетита свидетельствует также частое присутствие катион-дефицитного магнетита с $T_c > 580$ °С. В двух случаях (обр. 537, 540) на кривой второго нагрева появляется фаза с $T_c = 325$ и 340 °С — это ферримагнитный пирротин, очевидно, результат окисления при температуре выше 500 °С присутствующего в образце пирита, что ведет к образованию пирротина, магнетита, маггемита и гематита [Novakova, Gendler, 1995; Wang et al., 2008; Большаков, Долгов, 2012; Печерский и др., 2013].

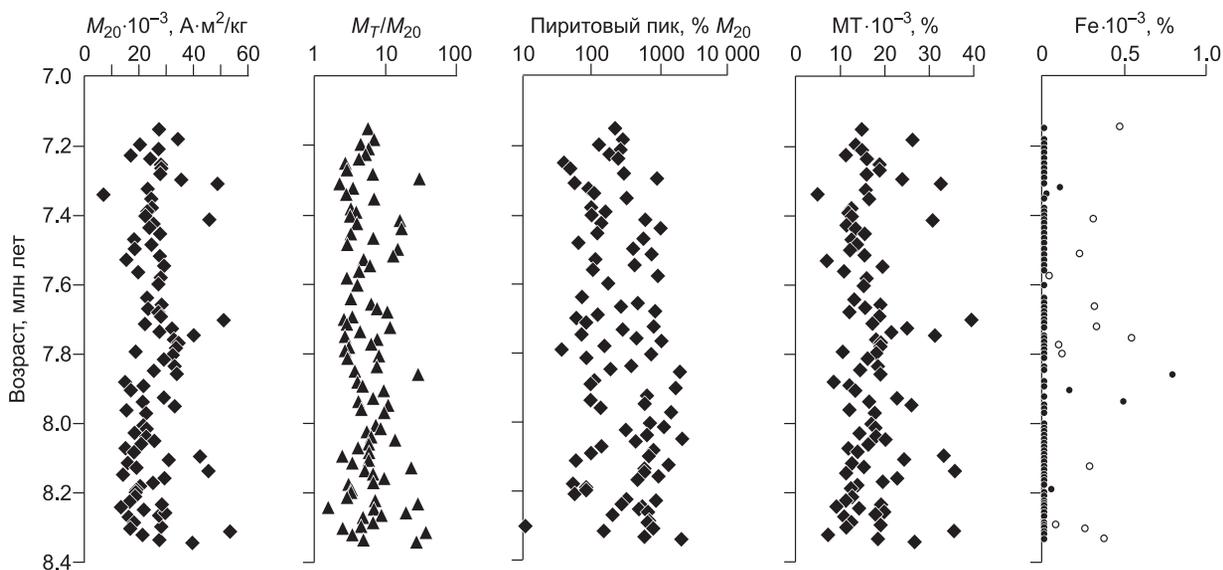
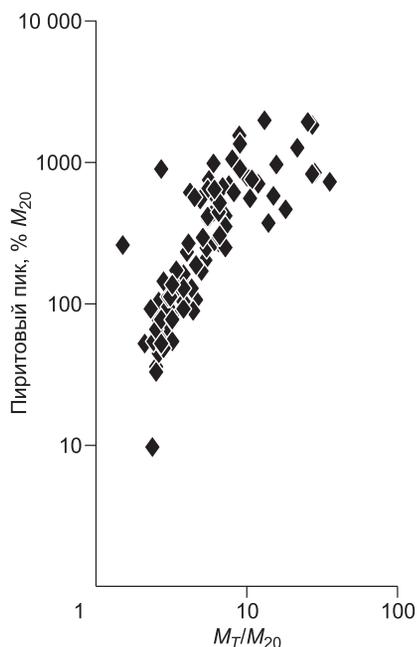


Рис. 3. Распределение различных термомагнитных характеристик по разрезу, данные ТМА.

M_{20} — удельная намагниченность образца, измеренная при комнатной температуре в поле 500 мТл до его нагрева. M_{20} включает в себя удельные намагниченности насыщения магнитных минералов и отражает в первую очередь содержание в породах магнетита + титаномагнетита, что видно по коэффициенту положительной линейной корреляции между величиной M_{20} и содержанием магнетита + титаномагнетита — 0.916. MT — концентрация магнетита + титаномагнетита, по данным ТМА. M_T/M_{20} — отношение величины намагниченности, измеренной при комнатной температуре до (M_{20}) и после нагрева до 800 °С (M_T). Это отношение определяется в первую очередь окислением пирита с образованием магнетита и пирротина, что ведет к существенному росту намагниченности. Такое объяснение подтверждается заметной корреляцией между M_T/M_{20} и величиной пиритового пика (рис. 4). Пиритовый пик — величина роста намагниченности термомагнитной кривой выше 500 °С, вызванного появлением магнетита в результате окисления пирита и других Fe-сульфидов. Fe — содержание в породе самородного железа, по данным ТМА, залитые и полые кружки — надежные и ненадежные определения соответственно.

Во всех изученных образцах (всего 91) наблюдается резкий рост намагниченности выше 500 °С — пиритовый пик (см. рис. 2, 3), вызванный окислением присутствующих во всех образцах Fe-сульфидов, т.е. пирита и гидротроилита (см. раздел «Описание объекта исследований»), что видно по тесной корреляции между M_T/M_{20} и величиной пиритового пика (см. рис. 4). Повсеместно присутствуют титаномагнетит и магнетит ($T_c = 530—580$ °С), на их долю приходится от 30 до 70 % величины M_{20} (см. рис. 2, 3), концентрация, как правило, 0.01—0.02 % (см. рис. 3). Данная оценка весьма приблизительна, так как эта часть кривой $M(T)$ затухает новообразованным по пириту магнетитом (см. рис. 2). Точка Кюри последнего нередко превышает 580 и 600 °С, т.е. это катиондефицитный магнетит, следовательно, однофазное окисление магнетита происходит и при высокой температуре.



Следует отметить, что между концентрациями магнетита + титаномагнетита и пирита (величина пика) отсутствует какая-либо корреляция (см. рис. 3), что свидетельствует об их независимом образовании. Если первый (преимущественно терригенный) и попал в осадок независимо от окислительно-восстановительных условий в нем, то второй (в основном аутигенный) образуется в осадках в восстановительных условиях. Гематит, как правило, отсутствует в исходном состоянии образцов. Это естественно, учитывая повсеместное присутствие пирита и гидротроилита, т.е. восстановительную обстановку в осадках. Только в четырех образцах (500, 501, 509 и 522) гематит обнаружен на кривой $M(T)$ первого нагрева (возможно,

Рис. 4. Корреляция между M_T/M_{20} и величиной пиритового пика.

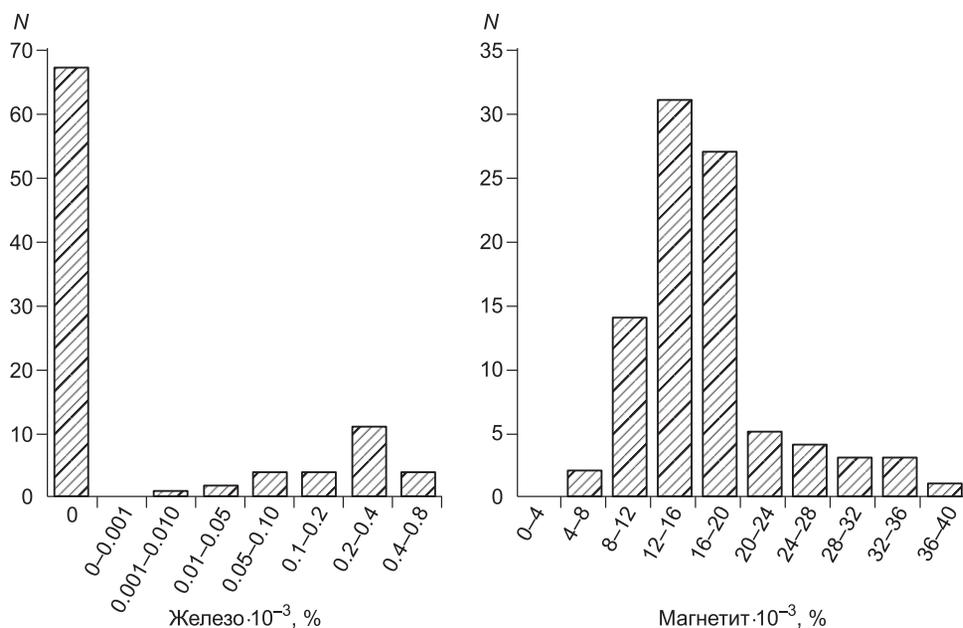


Рис. 5. Гистограммы концентраций самородного железа и магнетита в осадках скв. BDP-98, данные ТМА.

N — количество образцов.

он успел образоваться уже при первом нагреве), но присутствует на всех кривых $M(T)$ второго нагрева, следовательно, он образовался в процессе лабораторного нагрева образцов.

Частицы самородного железа фиксируются по точкам Кюри $T_c = 710\text{—}770\text{ }^\circ\text{C}$, они присутствуют в изученных отложениях чрезвычайно редко и распределены хаотически (см. рис. 3). Они довольно уверенно зафиксированы только в пяти образцах (см. рис. 2), еще в 19 образцах отмечены неуверенно — отсутствуют на кривых $M(T)$ первого нагрева и фиксируются только на кривых $M(T)$ второго нагрева, т.е. природа этих магнитных фаз неясна. Концентрация самородного железа обычно заметно ниже $10^{-3}\%$ (см. рис. 3). Мы решили проверить экспериментально, не является ли столь редкое присутствие частиц железа в осадках результатом технических ошибок. Для этого из серии образцов было сделано по 2—3 навески по $\sim 50\text{ мг}$, для которых выполнен ТМА (табл. 1). Оказалось, что такие результаты ТМА, как правило, неплохо повторяют друг друга. Следовательно, во-первых, в технико-методи-

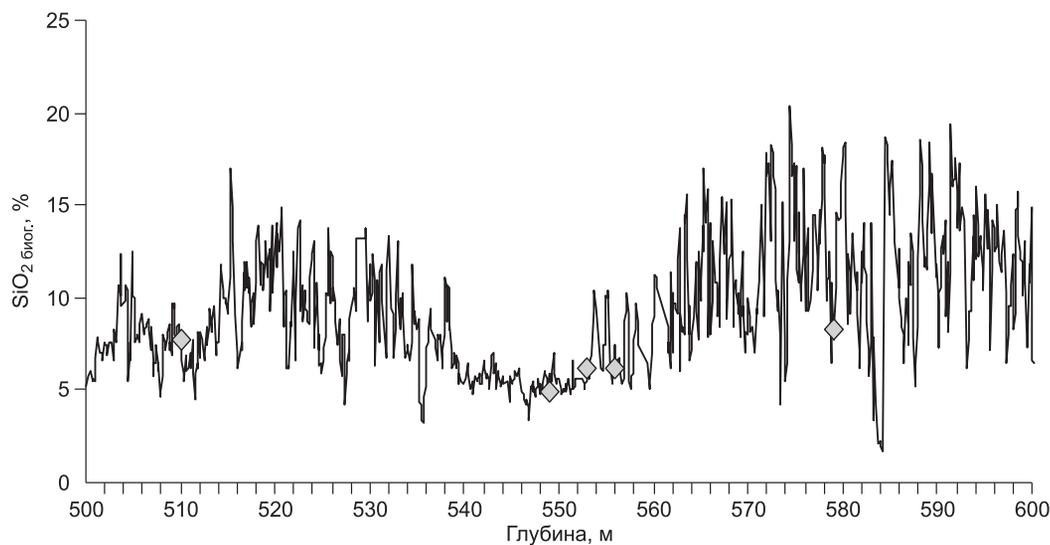


Рис. 6. Распределение $\text{SiO}_2_{\text{биог.}}$ в скв. BDP-98, интервал 500—600 м.

Таблица 1. Результаты ТМА нескольких навесок из одного и того же образца

Номер образца	$M_{20} \cdot 10^{-3}$, А·м ² /кг	Пик, % M_{20}	T_c , °С	Fe·10 ⁻³ , %
510(1)	23.2	86	750	0.10
510(2)	36.0	20	760	0.16
527(1)	28.0	928	Не обн.	—
527(2)	31.7	1000	740*	—
527(3)	30.2	900	750*	—
537(1)	31.9	784	730*	—
537(2)	32.6	700	720*	—
549(1)	33.7	1900	720, 760	0.80
549(2)	32.7	1010	740	0.20
549(3)	38.1	1100	740	0.30
553(1)	16.8	1607	770	0.15
553(2)	21.2	300	765	0.10
556(1)	21.0	95	755	0.50
556(2)	33.6	48	720	0.20
557(1)	32.9	576	745*	—
557(2)	35.5	338	780	0.16
567(1)	20.7	429	750*	—
567(2)	22.1	301	750*	—
567(3)	29.9	200	Не обн.	—
573(1)	19.2	1315	730*	—
573(2)	22.8	800	730*	—
573(3)	31.6	267	Не обн.	—
579(1)	18.7	79	755	0.04
579(2)	24.8	5	755	0.01
591(1)	28.4	634	740*	—
591(2)	24.6	813	730*	—
597(1)	39.7	2000	740*	—
597(2)	35.8	1667	755	0.02
597(3)	39.3	1425	740*	—

Примечание. В скобках номер повторного определения того же образца. M_{20} — намагниченность образца, измеренная до нагрева; пик — величина пика намагниченности при нагреве образца выше 500 °С, вызванного окислением пирита с образованием магнетита; T_c — точка Кюри самородного железа; Fe — концентрация самородного железа по ТМА. Не обн. — самородное железо на кривой $M(T)$ не обнаружено, т.е. в пределах чувствительности ТМА оно отсутствует.

* Отмечены очень ненадежные определения T_c из-за очень низкой концентрации самородного железа.

ческим плане результатам ТМА вполне можно верить, они подтверждаются дополнительными измерениями. Во-вторых, в пределах образца размером примерно 1 см³ распределение самородного железа (наличие или отсутствие) довольно равномерное. Например, в образцах 549, 553, 556, 579 присутствуют частицы железа в близких количествах и близкого состава (близкие точки Кюри), а в образцах 527, 537, 567, 573 и 591 частицы железа равномерно отсутствуют (см. табл. 1). Как видно из рис. 3 и табл. 1, появление и концентрация частиц железа не зависят от величины пика, т.е. от концентрации в породе пирита и гидротроилита. А значит не зависит от окислительно-восстановительных условий в осадке.

Четко выделяется нулевая группа образцов, в которых частицы железа отсутствуют, на ее долю приходится 74 % изученных образцов, если включить все ненадежные определения присутствия самородного железа, и 93 %, если учитывать только надежные определения (см. рис. 5). Известно, что в 1 м³ межпланетного пространства находится около 100 000 частиц космической пыли, следовательно, при осаждении на поверхность Земли космической пыли из каждых десяти сантиметровых кубиков только

Таблица 2. Химический состав частиц космического железа, определенных микрозондовым анализом (%)

Номер образца	Часть рис. 7	Номер точки на рис. 7	O	Fe	Mg	Al	Si	Cl	Ti	Cr	S	Ca
510	<i>a</i>	1	4.36	95.64	—	—	—	—	—	—	—	—
		2	6.77	93.23	—	—	—	—	—	—	—	—
		3	5.89	94.11	—	—	—	—	—	—	—	—
	<i>б</i>	1	—	98.80	—	—	1.12	—	—	—	—	—
	<i>в</i>	1	41.20	31.85	0.00	0.71	26.2	—	—	—	—	—
		2	0.79	98.63	0.00	0.00	0.58	—	—	—	—	—
		3	13.01	78.44	1.75	3.38	3.42	—	—	—	—	—
		4	10.47	85.45	0.00	1.78	2.30	—	—	—	—	—
		5	0.55	98.15	0.50	0.79	0.00	—	—	—	—	—
		6	2.46	97.54	0.00	0.00	0.00	—	—	—	—	—
	<i>г</i>	1	3.94	80.20	—	—	—	0.00	0.98	14.88	—	—
		2	7.79	75.46	—	—	—	0.21	0.70	15.84	—	—
		3	44.66	35.86	—	—	—	0.00	19.47	0.00	—	—
		4	39.00	37.84	—	—	—	0.00	23.15	0.00	—	—
		5	74.50	2.09	—	—	—	19.66	0.00	3.75	—	—
	<i>д</i>	1	—	82.80	—	—	—	—	—	17.20	—	—
		2	—	85.56	—	—	—	—	—	14.44	—	—
		3	—	85.64	—	—	—	—	—	14.36	—	—
		4	—	84.99	—	—	—	—	—	15.01	—	—
		5	—	85.45	—	—	—	—	—	14.55	—	—
		6	—	85.91	—	—	—	—	—	14.09	—	—
553	<i>e</i>	1	—	100	—	—	—	—	—	—	—	—
	<i>ж</i>	1	4.83	3.22	—	—	3.63	—	—	11.1	0.00	—
		2	9.10	5.52	—	—	0.48	—	—	0.24	1.34	—
		3	12.9	80.41	—	—	0.83	—	—	0.39	0.00	—
		4	94.72	89.67	—	—	1.21	—	—	0.93	0.24	—
5	92.09	84.26	—	—	1.72	—	—	0.66	0.42	—		
579	<i>з</i>	1	5.43	9.85	—	—	1.55	—	—	—	—	—
		2	10.47	10.18	—	—	0.66	—	—	—	—	—
		3	93.02	89.50	—	—	0.77	—	—	—	—	—
		4	88.76	88.77	—	—	1.05	—	—	—	—	—
556	<i>и</i>	1	—	91.16	—	—	—	—	—	8.84	—	—
		2	—	88.24	—	—	—	—	—	11.76	—	—
	<i>к</i>	1	0.81	96.94	—	0.46	0.52	—	0.00	0.91	—	0.36
		2	7.36	66.42	—	0.74	1.49	—	0.18	23.81	—	0.00
		3	40.35	42.25	—	3.61	7.25	—	0.00	2.34	—	4.19
		4	15.14	81.06	—	0.70	0.00	—	0.00	1.99	—	1.11
		5	3.83	2.79	—	0.33	0.68	—	0.00	92.38	—	0.00
		6	19.09	71.22	—	1.02	2.94	—	0.00	3.91	—	1.83
		7	11.33	73.91	—	1.90	3.01	—	0.00	7.45	—	2.41
		8	11.68	59.46	—	0.77	1.61	—	0.00	25.54	—	0.95
		9	16.78	66.51	—	1.39	3.23	—	0.00	11.07	—	1.02
		10	2.80	22.92	—	0.00	0.00	—	0.00	74.06	—	0.22
		11	28.83	47.60	—	0.67	15.6	—	0.00	6.28	—	1.03
		12	3.26	93.93	—	0.21	1.19	—	0.00	1.04	—	0.38
13	7.62	90.54	—	0.48	0.70	—	0.00	0.32	—	0.34		
14	22.88	65.15	—	0.65	2.04	—	4.32	4.40	—	0.57		

Номер образца	Часть рис. 7	Номер точки на рис. 7	O	Fe	Mg	Al	Si	Cl	Ti	Cr	S	Ca
556	к	15	3.76	81.69	—	0.41	0.88	—	0.00	13.25	—	0.00
		16	4.41	93.58	—	0.47	1.53	—	0.00	0.00	—	0.00
		17	8.25	89.64	—	0.45	0.97	—	0.00	0.69	—	0.00
		18	24.06	51.65	—	0.34	2.54	—	0.00	18.67	—	2.75
		19	13.74	76.61	—	3.79	4.49	—	0.00	0.54	—	0.83
		20	21.70	75.34	—	0.00	0.00	—	0.84	0.00	—	2.12
549	л	1	26.39	73.00	—	—	0.60	—	—	—	0.00	—

в одном из них находится такая частица, а металлические частицы еще реже. Количество частиц космической пыли будет накапливаться в осадке тем больше, чем медленнее идет осадконакопление. Действительно, в океанических осадках (в Атлантике), где скорость осадконакопления составляет 1—2 см/1000 лет нулевая группа образцов составляет 20—40 %, в то время как в образцах из авандельты р. Палеобаргузин они представлены только 74 %. В то же время в дельтовых зонах определенная часть осадочного вещества может поступать непосредственно от речных сносов, очевидно, количество терригенного вещества в пробах будет в какой-то мере определять количество поступающего в осадок самородного железа. На рис. 6 показано распределение биогенного кремнезема в осадках скв. BDP-98 в интервале 500—600 м. Содержание $\text{SiO}_{2\text{биог.}}$ в этом интервале колеблется от 4 до 19 %, новые надежные определения железа отмечаются в пробах, где содержание этого компонента колеблется от 5 до 8 %, т.е. терригенная часть осадка составляет 92—95 %. Учитывая миоценовый возраст исследуемых осадков, климат Прибайкалья приближался к субтропическому Закавказью [Белова, 1985]. Здесь вплоть до верхнего миоцена имел место теплый, влажный климат, а скорость осадконакопления во многом определялась сезоном дождей, при котором реки несли большое количество взвешенного терригенного материала в озеро.

Наличие самородного (космогенного) железа в исследованном массиве проб нижней части скв. BDP-98 говорит о целесообразности изучения распределения магнитных минералов и самородного железа в верхних интервалах скважины, где скорость осадконакопления не превышает 4—5 см/1000 лет, а само осадконакопление шло из водной толщи. Выполнение этих исследований позволит сравнить скорости поступления самородного железа в байкальские осадки с другими, в первую очередь, океаническими осадочными разрезами.

Вид бимодальной гистограммы с ярко выраженной нулевой группой — это специфика космической природы частиц железа, которая не зависит от литологических особенностей осадков, окислительно-восстановительных условий их накопления и раннего диагенеза (например, наличия или отсутствия пирита). Она свойственна осадочным толщам как на дне океана, так и на континенте, возрастам от миоцена до кембрия, т.е. носит глобальный характер [Печерский и др., 2013]. Как отмечалось выше, первая нулевая мода отражает участки осадка, куда не попали частицы самородного железа из-за их ограниченного количества в космической пыли. Вторая мода отвечает поступлению космических частиц в конкретный осадочный разрез. В случае земного происхождения частиц самородного железа следует ожидать одномодальное распределение, близкое к пуассоновскому с нулевой модой, что подтверждается одномодальным распределением содержания магнетита заведомо земного происхождения в тех же осадках (см. рис. 5).

РЕЗУЛЬТАТЫ МИКРОЗОНДОВОГО АНАЛИЗА ОБРАЗЦОВ ИЗ КЕРНА СКВ. BDP-98

Для микрозондового анализа (МЗА) выбраны 5 образцов, в которых с помощью ТМА наиболее уверенно обнаружены частицы самородного железа. Остановимся на данных МЗА и ТМА по изученным образцам.

Во всех образцах были исследованы магнитные минералы, а также частицы самородного железа микрозондовым анализом (табл. 2). Для МЗА был использован микрозонд Тескан Вега II с энергодисперсионным спектрометром. Исследования проводились в геофизической обсерватории «Борок» (ИФЗ РАН). Оптические наблюдения проведены при помощи микроскопа Olympus BX51M, они предваряли МЗА. Отобранные для МЗА образцы весом 200—300 мг измельчали, диспергировали в ультразвуковой ванне и из них постоянным магнитом извлекали магнитную фракцию, которую наносили на двухсторонний проводящий угольный скотч и прикатывали стеклянной палочкой, чтобы поверхность частиц была ориентирована параллельно поверхности столика. Это позволяло анализировать частицы, не при-

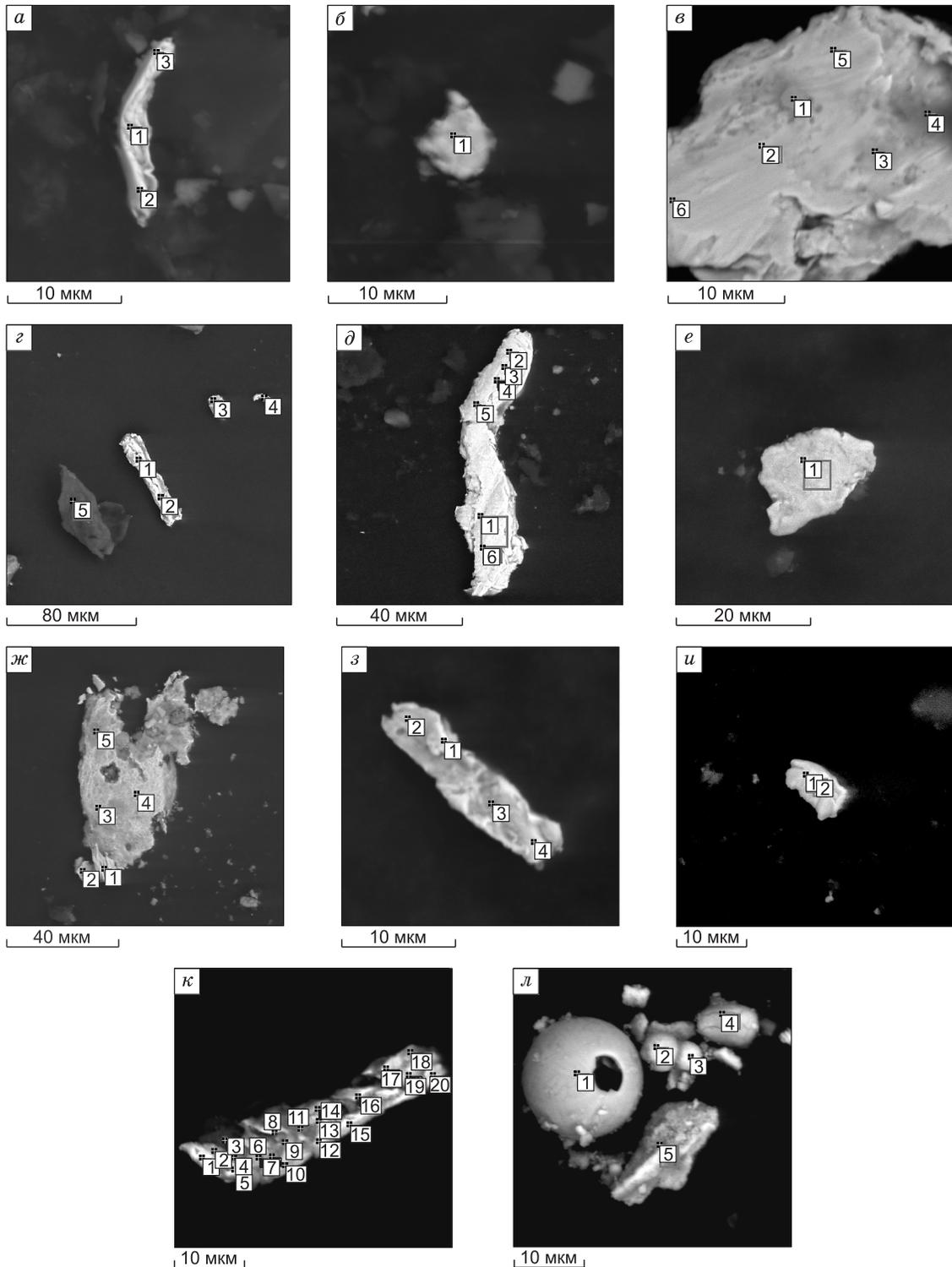


Рис. 7. Примеры космических частиц в обр. 510 (а—д), обр. 553 (е, ж), обр. 579 (з), обр. 556 (и, к), обр. 549 (л), по данным МЗА.

а — самородное железо, чистое (1—3); б — самородное железо с примесью кремния (1), Fe = 98,8 %; Si = 1,12 %; в — самородное чистое железо (2, 5, 6) с силикатными включениями (1, 3, 4); г — сплав Fe-Cr (1—4), обломки гематита, судя по структуре и соотношению Fe/Ti = 1,8 и 1,6; д — самородное хромистое железо (1—6); е — чистое самородное железо (1), Fe = 100 %; ж — зерно чистого железа (3, 4), темное — пленка окисления на железе (5), к нему прилепилась частица хромистого железа (1); з — подокисленное железо (1—4); и — самородное хромистое железо (1, 2); к — сочетание самородных железа (1, 4, 12, 13, 15, 16), хрома (5), их сплава (2, 8—10, 18), феррошпинели, близкой к магнетиту (6, 7, 19, 20), сростков самородного железа в силикатах (3, 11), окисленного железа (14, 17); л — магнетитовый космический шарик: крупный с проломом, полый (1) и малый (2—4).

бегая к полировке объекта в шлифе, что привело бы к потере многих микрочастиц. МЗА проводился при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе 0.2 нА, размер луча зонда ~ 0.2 мкм, размер анализируемой области 1—2 мкм.

Во всех образцах присутствуют магнетит-ильменитовые ассоциации, составляющие 0.010—0.016 %, представленные мелкими обломками размером 5—100 мкм, есть сульфиды железа (шарики пирротина и грейгита), сульфидизированные ракушки, частицы размером 100 мкм CuZn-сплава, остатки магнитных бактерий и т.п.

На фоне разнообразных магнитных минералов в каждом исследуемом образце были установлены частички самородного железа, на этих находках остановимся подробнее (рис. 7). Прежде всего, отметим главное — по данным МЗА во всех пяти образцах присутствуют главным образом частицы чистого самородного железа (см. рис. 7, *а—д, к*), реже с примесью кремния (см. рис. 7, *б*) и заметных примесей хрома (см. рис. 7, *е, ж*). Поэтому следовало ожидать преобладания точек Кюри 770 °С, в наших же образцах чаще $T_c < 770$ °С. Если точки Кюри ниже 770 °С связаны с примесью никеля, то остается предполагать присутствие в осадках некоторого количества субмикронных частиц никелистого железа. Как видно из описания образцов, присутствуют и другие примеси в самородном железе, снижающие точку Кюри. Например, из обнаруженных МЗА примесей 2 % углерода снижает T_c до 750 °С; 1 % кремния — до 760 °С, 5 % хрома — до 750 °С, 10 % хрома — до 728 °С и т.п. [Bozorth, 1951].

Как видно (см. табл. 2), самородное железо окислено: в составе частиц железа заметное количество кислорода. Можно предположить, что окисление происходит при прохождении частиц космического вещества через атмосферу Земли. Очевидно, что процесс типичен для космических частиц железа, поступающих на поверхность нашей планеты. Важное значение имеют и остатки других металлов, встреченных в частицах самородного железа. Это в первую очередь мелкие включения хрома, которые имеют, очевидно, неземную природу и они часто отмечаются не только в настоящих образцах, но также в космических частицах из других изученных разрезов [Печерский и др., 2013].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате терромагнитных исследований верхнемиоценовых отложений оз. Байкал, подтвержденных данными микрозондового анализа, выявлена главная закономерность — бимодальное распределение содержания частиц самородного железа с явно преобладающей нулевой группой, не содержащей частиц железа. Если во всех ранее изученных эпиконтинентальных и океанских отложениях доля нулевых образцов составляет 30—40 %, то в байкальских осадках нулевая группа составляет 74 %, включая ненадежные определения, и 93 % только по надежным определениям железа. Это можно объяснить высокой скоростью осадконакопления, что подтверждает космическую природу частиц самородного железа в изученных байкальских отложениях. Такая закономерность определяется ограниченным объемом космической пыли, оседающей на поверхность Земли.

Проведенные исследования показывают, что появление самородного железа в анализируемых пробах связано с количеством терригенного вещества осадка. Это, возможно, связано с авандельтовым генезисом осадков этого интервала керна из скв. BDP-98. В то же время низкие значения количества самородного железа в пробах, а также низкая частота их обнаружения в изученном массиве проб связана с высокой скоростью осадконакопления. Проверка этого положения будет проведена в ближайшее время при исследовании байкальских осадков с верхних горизонтов осадочного разреза.

Работа выполнена при поддержке гранта партнерских фундаментальных исследований СО РАН — Тайвань № 11, РФФИ (грант 12-05-98088-р_сибирь_a).

ЛИТЕРАТУРА

Белова В.А. Растительность и климат позднего кайнозоя юга Восточной Сибири // Новосибирск, Наука, 1985, 156 с.

Большаков В.А., Долотов А.В. Магнитные свойства грейгита из отложений позднего неоплейстоцена Северного Каспия // Физика Земли, 2012, № 6, с. 56—73.

Буров Б.В., Нургалиев Д.К., Ясонов П.Г. Палеомагнитный анализ. Казань, Изд-во Казан. ун-та, 1986, 167 с.

Грачев А.Ф., Корчагин О.А., Цельмович В.А., Коллманн Х.А. Космическая пыль и микрометеориты в переходном слое глин на границе мела и палеогена в разрезе Гамс (Восточные Альпы): морфология и химический состав // Физика Земли, 2008, № 7, с. 42—57.

Коллектив участников проекта «Байкал-бурение». Позднекайнозойская палеоклиматическая запис в осадках озера Байкал (по результатам исследования 600-метрового керна глубокого бурения) // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (1), с. 3—32.

Кузьмин М.И., Карабанов Е.Б., Каваи Т., Вильямс Д., Бычинский В.А., Кербер Е.В., Кравчинский В.А., Безрукова Е.В., Прокопенко А.А., Гелетий В.Ф., Калмычков Г.В., Горегляд А.В., Антипин В.С., Хомутова М.Ю., Сошина Н.М., Иванов Е.В., Хурсевич Г.К., Ткаченко Л.Л., Солотчина Э.П., Йошида Н., Гвоздков А.Н. Глубоководное бурение на Байкале — основные результаты // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (1—2), с. 8—34.

Лукин А.Е. Самородные металлы и карбиды — показатели состава глубинных геосфер // Геофизический журнал, 2006, № 4, с. 17—46.

Мац В.Д. Возраст и геодинамическая природа осадочного выполнения Байкальского рифта // Геология и геофизика, 2012, т. 53(9), с. 1219—1244.

Новгородова М.И. Кристаллохимия самородных металлов и природных интерметаллических соединений. Итоги науки и техники. Серия кристаллохимия. Т. 29. М., Изд-во ВИНТИ, 1994, 150 с.

Печерский Д.М., Шаронова З.В. Термомагнитное свидетельство наличия частиц самородного железа в осадках // Физика Земли, 2012, № 4, с. 38—44.

Печерский Д.М., Нурғалиев Д.К., Фомин В.А., Шаронова З.В., Гильманова Д.М. Космическое железо в осадках мела—дания // Физика Земли, 2011, № 5, с. 12—34.

Печерский Д.М., Гильманова Д.М., Марков Г.П., Мурдмаа И.О., Нурғалиев Д.К., Цельмович В.А., Шаронова З.В. Самородное железо и другие магнитные минералы в осадках Северо-Западной Атлантики: результаты термомагнитного и микрозондового анализов // Физика Земли, 2013, № 3, с. 131—153.

Штеренберг Л.С., Васильева Г.Л. Самородные металлы и интерметаллические соединения в осадках северо-восточной части Тихого океана // Литология и полезные ископаемые, 1979, № 2, с. 133—139.

Bozorth R.M. Ferromagnetism. Toronto, New York, London, 1951, 784 p.

Brownlee D.E. Cosmic dust: collection and research // Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 1985, v. 13, p. 147—173.

Fredriksson K., Martin I.R. The origin of black spherules found in the Pacific islands, deep sea sediments, and Antarctic ice // Geochim. Cosmochim. Acta, 1963, v. 27, p. 245—248.

Frost B.R. On the stability of sulfides, oxides, and native metals in serpentinites // J. Petrol., 1985, v. 26, p. 31—62.

Grachev A.F., Borisovsky S.E., Kollmann H.A., Korchagin O.A., Nourgaliev D.K., Pechersky D.M., Tsel'movich V.A., Sharonova Z.V. The K/T boundary of Gams (Eastern Alps, Austria) and the nature of terminal Cretaceous mass extinction // Abhandlungen der geologischen bundesanstalt / Ed. A.F. Grachev. 2009, p. 89—134.

Horiuchi K., Matsuzaki H., Kobayashi K., Goldberg E.L., Shibata Y. ¹⁰Be record and magnetostratigraphy of a Miocene section from Lake Baikal: re-examination of the age model and its implication for climatic changes in continental Asia // Geophys. Res. Lett., 2003, v. 30, № 12, 1602, doi:10.1029/2003GL017488.

Murray S., Renard A.F. Report on deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of H.M.S. Challenger in the years 1872 to 1876. London, Longmans, 1891, 525 p.

Novakova A.A., Gendler T.S. Metastable structural-magnetic transformations in sulfides in course of oxidation // J. Radioanalyt. and Nuclear Chem. 1995, v. 190, № 2, p. 363—368.

Parkin D.W., Sullivan R.A.L., Andrews J.N. Further studies on cosmic spherules from deep sea sediments // Phil. Trans. R. Soc. London, 1980, v. 297, p. 495—518.

Pechersky D.M., Nourgaliev D.K., Trubikhin V.M. Native iron in Miocene sediments // Russ. J. Earth Sci., 2008, v. 10, № 6, p. 1—11.

Wang L., Pan Y., Li J., Qin H. Magnetic properties related to thermal treatment of pyrite // Sci. China, Ser. D, Earth Science, 2008, v. 51, № 8, p. 1144—1153.

*Рекомендована к печати 18 октября 2012 г.
Г.Н. Аношиньм*

*Поступила в редакцию
20 сентября 2012 г.*