СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

Геология и геофизика, 2017, т. 58, № 12, с. 1964—1974

ГЕОФИЗИКА

УДК 550.38/551.31/551.87

ТЕРМОМАГНИТНЫЙ АНАЛИЗ САМОРОДНОГО ЖЕЛЕЗА ВЕРХНИХ ОСАДОЧНЫХ ГОРИЗОНТОВ ОЗЕРА БАЙКАЛ, РАЗРЕЗ GC-99 (Посольская банка)

Д.М. Печерский, Д.М. Кузина*, Е.В. Иванов**, М.И. Кузьмин**, 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

Приводятся результаты термомагнитного анализа образцов донных отложений позднеплейстоцен-голоценового возраста, поднятых гравитационной трубкой (разрез GC-99) на Посольской банке оз. Байкал в точке бурения скв. BDP-99, выполненного в рамках проекта «Байкал-бурение». Проведено сравнение результатов с полученными ранее данными анализа образцов нижней (миоценовой) части разреза скв. BDP-98, пробуренной на Академическом хребте. Присутствие частиц самородного железа зафиксировано лишь в 14 образцах из 61. Концентрация частиц железа варьирует от ~10-5 до 10-4 %, их распределение близко к бимодальному с ярко выраженной «нулевой» модой. Результаты термомагнитного анализа подтверждены микрозондовым анализом: обнаружены лишь единичные зерна самородного железа, при этом только в одном образце установлено присутствие никеля. Отмечается большое количество зерен магнетита и титаномагнетита. Показано, что распределение частиц самородного железа в осадках оз. Байкал укладывается в глобальную статистическую зависимость от скорости осадконакопления: с ее увеличением наблюдается рост «нулевой» группы образцов (частицы железа отсутствуют). Сделано заключение о преобладании в изученных осадках среди частиц самородного железа частиц космического происхождения.

Самородное железо, магнитные минералы, термомагнитный анализ, микрозондовый анализ, позднеплейстоцен-голоценовые отложения, оз. Байкал.

THERMOMAGNETIC ANALYSIS OF NATIVE IRON FROM THE UPPER SEDIMENTARY HORIZONS OF LAKE BAIKAL, SECTION GC-99 (Posolskaya Bank)

D.M. Pechersky, D.M. Kuzina, E.V. Ivanov, M.I. Kuz'min, D.K. Nurgaliev, and V.A.Tsel'movich

We present results of a thermomagnetic analysis of Late Pleistocene–Holocene bottom sediments from the gravity core GC-99 of the borehole BDP-99 drilled at Posolskaya Bank of Lake Baikal in the framework of the Baikal Drilling Project. The results are compared with the earlier analytical data on the samples from the lower (Miocene) section of the BDP-98 drilled on the Akademichesky Ridge. Native-iron particles were found in only 14 of 61 samples. Their content varies from $\sim 10^{-5}$ to 10^{-4} %, and their distribution is near-bimodal, with a distinct "zero" mode. The results of the thermomagnetic analysis are confirmed by a probe microanalysis: Only occasional native-iron particles were found. Nickel was detected in only one sample. The samples have a large number of magnetite and titanomagnetite grains. It is shown that the distribution of native-iron particles in the Baikal sediments depends on the rate of sedimentation: The rate increase is accompanied by the increase in the number of the "zero" group samples (free of iron particles). The conclusion is drawn that the native-iron particles in the studied sediments are predominantly of cosmic origin.

Native iron, magnetic minerals, thermomagnetic analysis, probe microanalysis, Late Pleistocene-Holocene sediments, Lake Baikal

ВВЕДЕНИЕ

За последние годы нами собран большой материал о самородном железе, присутствующем в эпиконтинентальных осадках разного возраста, от кайнозоя до кембрия, из разных регионов Евразии, в океанских осадках Северо-Западной Атлантики и озерных осадках Байкала (Восточная Сибирь) и Дархатской впадины (Монголия). Для изучения концентрации и состава частиц самородного железа в осад-

ках применялись термомагнитный анализ (TMA) до 800 °С и микрозондовый анализ (M3A) [Pechersky et al., 2008; Grachev et al., 2009; Печерский и др., 2011, 2013а, б, в]. Основной результат предыдущих исследований сводится к следующему. В эпиконтинентальных и океанских осадках 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. В результате термомагнитных исследований верхнемиоценовых отложений оз. Байкал [Печерский и др., 2013а], подтвержденных данными микрозондового анализа, выявлена главная закономерность: наличие бимодального распределения частиц самородного железа с явно преобладающей «нулевой» группой, т. е. не содержащей частиц железа. Если в ранее изученных эпиконтинентальных и океанских отложениях доля «нулевых» образцов составляет 30-40 % [Печерский и др., 2011, 2012, 2013в], то в нижней части разреза байкальских осадков «нулевая» группа составляет 93 % [Печерский и др., 2013а]. Это можно объяснить высокой скоростью осадконакопления и, соответственно, обратной зависимостью накопления металлического железа от скорости осадконакопления, что свидетельствует о космической природе частиц самородного железа в изученных байкальских отложениях [Печерский, Шаронова, 2013]. Такая закономерность определяется ограниченным объемом космической пыли, оседающей на поверхность Земли. Следует подчеркнуть, что, по данным МЗА, в байкальских образцах с Академического хребта присутствуют частицы самородного железа как чистого, так и с примесью кремния и хрома, но примесь никеля в них не обнаружена.

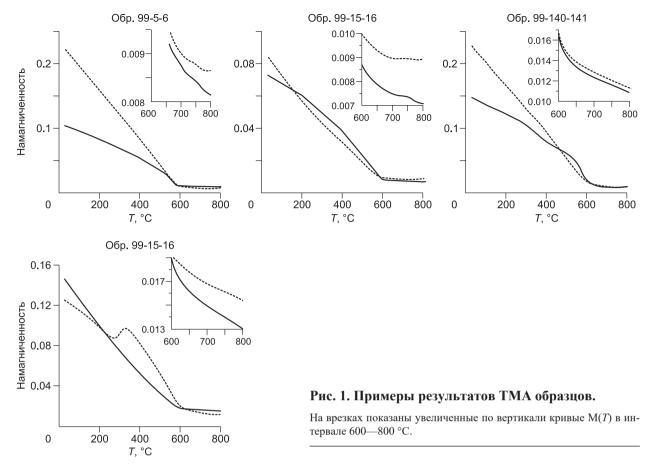
Настоящая работа посвящена изучению частиц самородного железа в четвертичных осадках оз. Байкал на Посольской банке, отлагавшихся в условиях глубоководного бассейна, в отличие от изученной нами ранее нижней миоценовой части скв. BDP-98, где осадки формировались в условиях палеодельты р. Баргузин.

ОПИСАНИЕ ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследовался 61 образец позднеплейстоцен-голоценовых донных осадков из гравитационного керна GC-99, отобранного в точке бурения глубоководной скв. BDP-99, пробуренной в 1999 г. в рамках международного проекта «Байкал-бурение» на Посольской банке. Последняя является южным окончанием Селенгино-Бугульдейской перемычки, разделяющей Южную и Центральную котловины оз. Байкал. Разрез мощностью 3 м состоит из биогенно-терригенного ила с высоким содержанием остатков диатомовых водорослей (до 25—27 %) до глубины 80 см и ледниково-озерных глин с незначительным содержанием диатомовых (~3 %). Исходя из графика распределения биогенного кремнезема SiO_{2bio} (рис. 2), граница плейстоцен—голоцен проходит на расстоянии 80 см от поверхности осадка, так как диатомовые илы откладывались в теплые, межледниковые периоды, а глины — в холодные, ледниковые [Коллектив..., 2000; Кузьмин и др., 2001]. Таким образом, скорость осадконакопления верхней части разреза оценивается в ~ 8 см/1000 лет, что соотносится со средними скоростями осадконакопления в исследованном ранее интервале керна скв. ВDР-98 [Печерский и др., 2013а]. Из графика распределения биогенного кремнезема видно, что в глинистой части разреза 100—300 см (особенно в нижней его части) не наблюдается повышение концентраций SiO_{2bio} (до 5 %), таким образом, можно сделать вывод, что разрез не достигает Каргинского потепления, и возраст осадков не превышает 25 тыс. лет. Расчетная скорость осадконакопления в интервале 100—300 см составляет ~12 см/1000 лет.

МЕТОДИКА ТЕРМОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ И МИКРОЗОНДОВОГО АНАЛИЗА

Основной метод исследований — термомагнитный анализ образцов (ТМА), который проводился в лаборатории палеомагнетизма и магнетизма горных пород Института геологии и нефтегазовых технологий Казанского университета с помощью экспресс-весов Кюри [Буров и др., 1986], величина навески \sim 50 мг. ТМА включал измерение удельной намагниченности образцов в поле 500 мТл при комнатной температуре (M_{20}) и ее зависимости от температуры. Скорость нагрева 100° /мин. Полученные термомагнитные кривые позволяют определить точки Кюри ($T_{\rm c}$) 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 его содержание 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 5° , точность измерения магнитного момента — $3 \times 10^{-8} \, \mathrm{A \cdot m^2}$. Невысокая точность ТМА компенсируется простотой приготовления проб, простотой самого ТМА, быстротой и массовостью получения данных.

Для шести образцов (в четырех из них обнаружено методом ТМА самородное железо, в двух — не обнаружено) в геофизической обсерватории «Борок» (ИФЗ РАН) выполнен микрозондовый анализ на микрозонде «Тескан Вега II» с энергодисперсионным спектрометром. Микроскопические исследования выполнены на микроскопе «Olympus BX51M». Отобранные для МЗА образцы измельчали, диспергировали в ультразвуковой ванне и из них постоянным магнитом извлекали магнитную фракцию, которую наносили на двухсторонний проводящий угольный скотч. МЗА проводился при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе 0.2 нА, размер луча зонда ~0.2 мкм, размер анализируемой области — 1—2 мкм.

РЕЗУЛЬТАТЫ ТМА ОСАДКОВ КЕРНА GC-99

Результаты ТМА приведены на рис. 1—3. По магнитным характеристикам рассматриваемый разрез весьма однороден. Во всех образцах присутствует магнитная фаза с $T_{\rm c}=110$ —130 °C, которая исчезает при втором нагреве (см. рис. 1), доля ее в $\rm M_{20}$ менее 4 %. Эта фаза, очевидно, связана с гидроксидами железа типа гетита.

В отличие от нижней миоценовой части разреза скв. BDP-98, во всех образцах на кривой M(T) первого нагрева отмечается перегиб при 270—300 °C, чаще очень слабо выраженный (см. рис. 1) и в ряде образцов сопровождающийся пиком (обр. 99-260-261), который не наблюдался в миоценовой части разреза скв. BDP-98. Эта фаза исчезает на кривой второго нагрева. Вероятнее всего, фиксируются структурные изменения маггемита и его переход в гематит. То, что в верхах разреза ярче чувствуется присутствие маггемита, очевидно, отражает окислительные условия в отличие от восстановительных условий в нижней части разреза.

Повсеместно присутствует магнетит (T_c = 580—615 °C), на его долю приходится от 70 до 90 % величины M_{20} (см. рис. 1, 2), концентрация 0.07—0.15 % (см. рис. 1), что почти на порядок выше, чем в низах разреза скв. BDP-98. Снизу вверх по разрезу GC-99 концентрация магнетита плавно нарастает от ~0.1 % (300 см) до 0.15 % (150 см) и затем плавно уменьшается до 0.08 %. В верхней части колонки от 0 см до 80 см — это чистый магнетит (T_c = 580—585 °C), ниже и до 300 см точка Кюри последнего не-

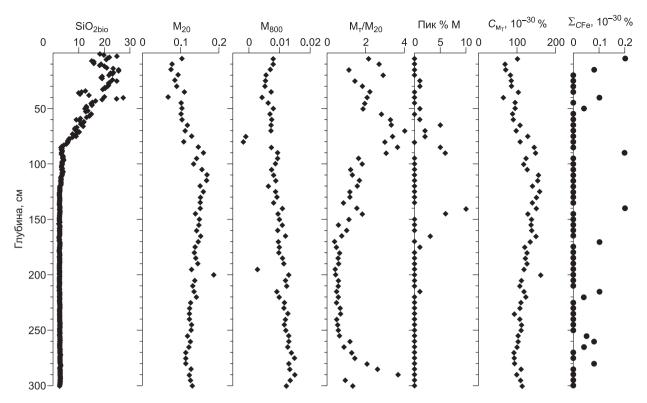


Рис. 2. Распределение различных характеристик по разрезу GC-99 (данные ТМА).

 ${
m SiO}_{
m 2bio}$ — концентрация биогенного кремнезема в осадочном разрезе GC-99. ${
m M}_{
m 20}$ — удельная намагниченность образца, измеренная при комнатной температуре в поле 500 мТл до его нагрева. ${
m M}_{
m 20}$ включает в себя удельные намагниченности насыщения магнитных минералов и отражают в первую очередь содержание в породах магнетита, что видно по коэффициенту положительной линейной корреляции между величиной ${
m M}_{
m 20}$ и содержанием магнетита: r=0.944. ${
m M}_{
m 800}$ — парамагнитная удельная намагниченность образца, измеренная при 800 °C, отражает в первую очередь суммарную концентрацию железа в образце. ${
m C}_{
m Mt}$ — концентрация магнетита по данным TMA, 10^{-3} %. ${
m C}_{
m Fe}$ — концентрация самородного железа по данным TMA, 10^{-3} %. ${
m M}_{
m T}/{
m M}_{
m 20}$ — отношение величины ${
m M}_{
m 20}$ измеренной при комнатной температуре до и после нагрева до 800 °C. Это отношение определяется главным образом окислением магнетита (уменьшение намагниченности), пирита с образованием магнетита и пирротина (рост намагниченности). «Пиритовый» пик — величина роста намагниченности (% ${
m M}_{
m 20}$) выше 500 °C, вызванного появлением магнетита в результате окисления пирита и других Fe-сульфидов.

редко превышает 590 °C и достигает 615 °C, т. е. это катион-дефицитный магнетит. При этом парамагнитная намагниченность (M_{800}) очень плавно нарастает снизу вверх по колонке 99 (см. рис. 1), совершенно не коррелируя с концентрацией магнетита в осадке (r=0.09). Следовательно, преобладающая часть железа в осадках находится не в магнетите, а в других парамагнитных минералах, Fe-гидроксидах, различных силикатах и т.п.

В 15 образцах (см. рис. 1) наблюдается небольшой рост намагниченности выше 500 °C, составляющий 2—15 % $\rm M_{20}$ — «пиритовый» пик (см. рис. 1, 2, обр. 99-140-141), чаще он отмечается в верхней части колонки (0—150 см) и вызван окислением присутствующих в образцах Fe-сульфидов (пирита). Этот эффект выражен гораздо ярче в низах разреза (скв. BDP-98), где пиритовый пик отмечен везде, и он составляет обычно 10—100 % $\rm M_{20}$, отражая резко восстановительные условия в осадках низов разреза по сравнению с окислительными условиями в верхней его части. Следует отметить, что между концентрациями магнетита и пирита (величина пика) отсутствует корреляция (см. рис. 1), коэффициент линейной корреляции r=0.056, что свидетельствует об их независимом образовании. Если первый — преимущественно терригенный и попал в осадок независимо от окислительно-восстановительных условий в нем, то второй — преимущественно аутигенный и образуется в осадках в восстановительных условиях. С окислением пирита и новообразованием магнетита в процессе ТМА связан рост намагниченности после нагрева образцов до 800 °C ($\rm M_{r}/M_{20}$), примерно согласующийся с интервалами «пиритового» пика (см. рис. 1).

Гематит, как правило, слабо выражен на кривых M(T) первого нагрева (см. рис. 1, врезка), он отмечается в половине изученных образцов, и более ясно гематит представлен и присутствует почти на всех кривых M(T) второго нагрева, где он образовался в процессе лабораторного нагрева образцов.

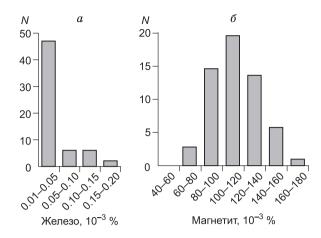


Рис. 3. Гистограммы концентраций самородного железа (a) и магнетита (δ) в осадках разреза GC-99 (данные TMA).

N — число измерений концентраций.

Частицы самородного железа фиксируются по точкам Кюри $T_{\rm c}=710$ — $780\,^{\circ}{\rm C}$ с той или иной степенью надежности в тринадцати образцах и распределены хаотически. Концентрация самородного железа варьирует от $\sim 10^{-5}$ до $\sim 10^{-4}$ % (см. рис. 1). Концентрация частиц железа имеет очень слабую прямую и обратную корреляцию с концентрацией магнетита (r=-0.24) и очень слабо коррелирует с величиной пика, т. е. с концентрацией в породе пирита (r=0.23).

Четко выделяется «нулевая» группа образцов, в которых частицы железа отсутствуют, на ее долю приходится 77 % изученных образцов (рис. 3). Бимодальная гистограмма с ярко выраженной «нулевой» группой — это специфика космической природы частиц железа [Печерский и др., 2013а]. Однако именно бимодальность распределения частиц железа в верхах колонки GC-99 выражена не столь очевидно, как в других объектах: во-первых, практически отсутствует четко выраженная вторая мода и, во-вторых, отсутствует разрыв на гистограмме выше «нулевой» группы. Это можно объяснить присутствием частиц железа земного происхождения и результатом переотложения космических частиц. В пользу первого объяснения говорит очень слабая корреляция концентрации частиц железа с величиной пиритового пика (r=0.23), т. е. по крайней мере незначительная часть частиц железа имеет, как и пирит, земное аутигенное происхождение. Одновременно отсутствует корреляция пиритового пика и концентрации частиц магнетита, который имеет терригенный генезис.

РЕЗУЛЬТАТЫ МИКРОЗОНДОВОГО АНАЛИЗА КЕРНА GC-99

Для МЗА выбраны образцы, в которых, по данным ТМА, обнаружены частицы железа (4 образца) и отсутствуют частицы железа (2 образца). Результаты МЗА приведены на рис. 4 и в таблице.

Образец 99-0-1 (см. рис. 4, *а—г*; таблицу). В образце присутствует типичный для магнитной фракции из осадка колонки GC-99 набор обломков титаномагнетита и магнетита. Встречены несколько шариков магнетита и силиката — продукты абляции метеорита при прохождении через околоземную атмосферу и/или переплавления осадка при импакте. Частицы железа в этом образце не встречены.

На рис. 4, г показан алюмосиликатный «космический» шарик с содержанием никеля, именно такой может образовываться из хондритов при абляции.

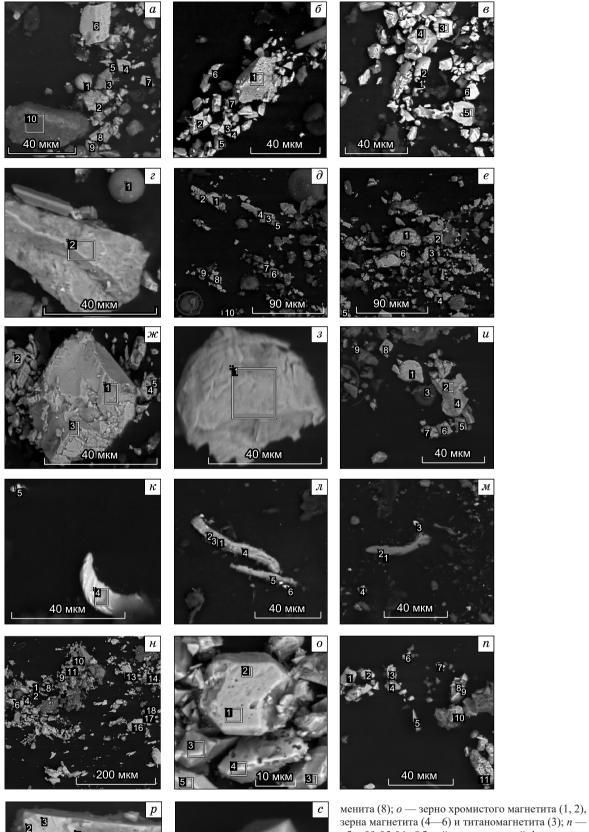
Образец 99-5-6 (см. рис. 4 д, е, таблицу). Картина аналогична образцу 99-0-1.

Образец 99-10-11 (см. рис. 4 \mathcal{M} , 3, таблицу). Наряду с обычной для осадков колонки GC-99 картиной — большого числа зерен магнетита и титаномагнетита — встречены частицы самородного железа, от мелких окисленных частиц (\mathcal{M}), до относительно крупных — около 30 мкм (3).

Образец 99-15-16 (см. рис. 4 u—m, таблицу). Большое число зерен магнетита и титаномагнетита (см. рис. 4, u). В некоторых зернах магнетита отмечена примесь кобальта. Встречаются единичные магнетитовые шарики, а также частицы самородного железа (κ), алюминия (π , π), очень мелкие частицы сплавов FeCrMnCuAl (π , π), вольфрама. Образец на рис. 4, π примечателен тем, что земная природа

Рис. 4. Микрофотографии частиц (данные МЗА).

a—c — обр. 99-0-1. Типичный пример частиц титаномагнетита и магнетита, нередко правильной формы, широко представленных в магнитной фракции осадка скв. 99. a — титаномагнетит (2—5, 7, 9), магнетит (6), зерно ильменита (3), магнетитовый шарик (1), 10 — обломок силиката; δ — титаномагнетит (1, 4, 5) и магнетит (2, 3, 6, 7); ϵ — титаномагнетит (4, 5), магнетит (2, 3, 6), магнетитовый шарик (1); ϵ — 1 — алюмосиликатный «космический» шарик, он может образовываться из хондритов при абляции или как импактит, 2 — обломок магнетита; δ — обр. 99-5-6. Ситуация подобна обр. 99-0-1 (a): зерна магнетита (1—4, 8), титаномагнетита (5, 7, 9, 10), зерно ильменита (6); ϵ — зерна магнетита (1—3) и титаномагнетита (4—6); κ — обр. 99-10-11. Зерно магнетита размером 40 мкм (1, 3), рядом мелкие окисленные частицы железа с примесью кремния (4, 5) и Fе-гидроокисла (2); s — частица чистого железа, рядом обломок магнетита (1); u — обр. 99-15-16. Большое число зерен магнетита (1, 2, 4, 7, 8), в некоторых присутствует примесь кобальта (2,4), зерна титаномагнетита (5, 6); κ — самородное чешуйчатое железо размером ~20 мкм с примесью вольфрама (4) и зерно чистого железа менее 5 мкм (5); s — полоски самородного алюминия с примесями (1—5) и мелкие частицы сплава FeCrMn (6); s — медистая частица на самородном алюминии (1, 2), мелкая частица сплава FeCrMnCuAl (3), монокристалл магнетита (4); s — обр. 99-90-91. Общий вид магнитной фракции из образца, не содержащего по TMA самородного железа, принципиально не отличается от образцов, содержащих частицы железа (рис. 6, 8, 11), преобладает магнетит (1—4, 9, 13, 18), нередко окисленный до гидроокислов (6, 9—11, 14, 16), встречаются зерна титаномагнетита (17), иль-



менита (6), b — зерно хромистого магнетита (1, 2), зерна магнетита (4—6) и титаномагнетита (3); n — обр. 99-95-96. Общий вид магнитной фракции из образца, не содержащего по ТМА самородного железа. Магнетит (1—3), титаномагнетит (4, 5, 7, 11), ильменит (6), Fе-гидроокислы (8, 9); p — обломки магнетита (2—4) и титаномагнетита (5); c — кристалл титаномагнетита.

Таблица 1. Химический состав частиц космического железа, определенных микрозондовым анализом (%)

Таблиг	ца 1. А	имичес	скии со	став ча	стицк	осмич	eckoro	желез	a, onpe	делен	ных м	икроз	ондові	ым ана	ализог	M (70)	
Номер образ- ца	Часть рис. 4	Номер точки на рис. 4	О	Fe	Mg	Al	Si	Ti	Cr	Ca	K	Mn	Ni	Na	Со	W	Cu
	a	_															
		1	23.24	74.64	_	0.72	0.74	0.41	0.00	0.25	0.00	_	_	_	—	_	_
		2	28.17	56.20	_	1.75	3.74	8.18	1.31	0.25	0.41	_	_	_	_	_	
		3	31.00	40.17	_	0.00	0.51	28.31	0.00	0.00	0.00	_	_	_	—	_	_
		4	24.76	68.77	_	1.47	0.87	4.14	0.00	0.00	0.00	_	_	_	—	—	_
		5	28.82	52.56	_	1.93	1.92	14.77	0.00	0.00	0.00	_	_	_	—	—	_
	а	6	22.31	77.38	_	0.00	0.00	0.00	0.31	0.00	0.00	_	_	_	_		_
		7	28.91	54.34	_	2.16	4.30	8.98	0.00	1.30	0.00	_	_	_	_	_	_
		8	24.67	71.08	_	1.40	2.58	0.00	0.28	0.00	0.00	_	_	_	_	_	_
		9	23.56	72.85	_	0.32	0.64	2.19	0.44	0.00	0.00	_	_	_	_	_	_
		10	39.82	23.33	_	7.87	19.2	3.17	0.00	4.18	2.46		_		—	_	_
		1	25.10	64.60	0.28	0.53	0.71	6.82	_	_	_	1.96					
		2	22.69	76.58	0.00	0.30	0.43	0.00	_	_		0.00	_				_
99-0-1		3	22.82	76.05	0.00	0.23	0.49	0.40	_	_		0.00	_			_	_
99-0-1	б	4	23.44	73.02	0.00	0.10	0.27	3.17	_	_		0.00					_
		5	26.91	62.30	1.41	2.56	3.52	2.34	_	_		0.98			l		_
		6	23.81	72.36	0.00	0.97	1.63	0.00	_	_	_	1.23	_		_	_	
		7	22.72	76.27	0.00	0.30	0.27	0.44	_	_		0.00					_
		1	23.13	75.24	_	0.57	0.77	0.30				_					
	в	2	22.55	76.81		0.00	0.77	0.30									
		3	22.79	76.33		0.30	0.23	0.00									
		4	28.02	52.85		0.30	0.00	18.71									
		5	28.38	53.78		1.51	1.52	14.82				_	_		_		
		6	22.83	76.15		0.63	0.40	0.00									
	г	1 2	39.80	26.55	1.60	9.53	18.90	0.33	_	1.10	1.85	_	0.33	_	—	—	_
			22.89	76.05	0.00	0.45	0.61	0.00		0.00	0.00		0.00	_	_	_	
		1	22.48	76.32		0.37	0.00	0.00	_	0.00	_	_	_	0.83	—	—	_
		2	23.32	74.11	_	0.51	1.15	0.00	_	0.23	_	_	_	0.68	_	—	_
		3	22.84	76.17	_	0.44	0.55	0.00	_	0.00	_	_	_	0.00	_	—	_
		4	23.43	74.44	_	0.69	1.12	0.32	_	0.00	_	_	_	0.00	_	_	
	9	5	24.92	68.34	_	0.40	2.05	3.49	_	0.80	_	_	_	0.00	—	_	_
		6	30.11	38.64	_	1.09	1.31	20.4	_	0.34	_	_	_	8.15	—	_	
		7	23.81	71.19	_	0.29	1.07	2.10	_	0.00	_	_	_	1.55	—		_
00.5.6		8	22.78	76.07	_	0.54	0.35	0.00	_	0.26	_	_	_	0.00	—	—	_
99-5-6		9	26.51	62.46	_	1.38	2.78	5.51	_	1.37	_	_	_	0.00	—		_
		10	27.22	57.42		1.19	0.90	12.7	_	0.00	_	_		0.57	_	_	_
		1	23.08	75.58	_	0.41	0.94	0.00	_	_		0.00		_			
		2	23.08	75.50		0.00	1.07	0.34	_	_	_	0.00	l —	_	_		_
		3	22.59	76.94		0.00	0.48	0.00	_	_	_	0.00	l —	_	_		_
	e	4	27.27	55.97	_	0.99	0.60	13.92	_	_	_	1.25	l —	_	_		_
		5	26.55	59.32		0.74	1.00	11.02	_	_	_	1.36	l —	_	_		_
		6	25.15	65.95		0.73	0.77	6.84	_	_		0.56	_		_	_	_
		1	24.14	75.30		0.00	0.55		_	_	_	_	_	_	_		
99-10-		2	31.15	68.49		0.36	0.00		_	_			_	_	l —	_	
		3	27.19	71.67	_	0.58	0.57	_	_	_	_	_					_
	ж	4	11.83	86.29	_	0.87	1.01	_	_	_	_	_	_	_	l —		_
11		5	10.09	86.86	_	1.54	1.51	_	_	_	_	_	l —	_	_		_
		6	21.19	78.14		0.00	0.67		_	_		_	_		_	_	
	3	1	2.05	97.30	_	_	0.64	_		_	_	_					
		1	16.00	83.73		0.00	0.26	0.00							0.00		
99-15- 16	и	2	30.13	68.23		0.61	0.20	0.00	_	_	_		_	_	0.00		
							37.59	0.00	_	_	_				0.00		
		3	59.28 22.49	2.57 74.98		0.56	0.24	0.00	_	_	_				2.29		_
		4 5	1						_	_	_	_	_	_	0.00		_
		5	26.71	58.27	_	0.38	1.19	13.4	_	_	_	_	_			_	_
		6	19.26	79.54	_	0.00	0.00	1.20	_	_	_	_	_	_	0.00	_	_
		7	26.88	72.50	_	0.25	0.37	0.00	_	_	_	_	_	_	0.00	_	
		8	13.65	83.57	_	1.02	1.75	0.00	_	_	_	_	_	_	0.00	_	
		9	45.24	12.56	_	9.96	32.23	0.00		_		_			0.00		
	К	4	2.14	95.20	_	_	_	_	_	_	-	-	-	-	-	2.66	_
		5	4.20	95.80	-	_	—	-	-	-	-	-	-	_	-	0.00	_

Номер образ- ца	Часть рис. 4	Номер точки на рис. 4	0	Fe	Mg	Al	Si	Ti	Cr	Ca	K	Mn	Ni	Na	Со	W	Cu
99-15- 16	л	1 2 3 4 5 6	5.48 6.79 3.10 0.00 5.16 0.00	0.00 0.00 1.68 3.20 0.00 73.57	1.02 1.24 1.74 1.95 1.90 0.00	84.86 87.47 85.09 89.03 86.28 4.19	4.03 0.00 0.00 0.00 0.97 0.00	— — — —	0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 11.38		_ _ _ _ _	0.71 0.00 0.66 2.11 0.84 7.25	_ _ _ _ _	— — — —	_ _ _ _	_ _ _ _ _	3.90 4.50 7.73 3.72 4.85 3.62
	М	1 2 3 4	0.00 2.16 2.59 23.00	4.64 0.00 75.71 72.92	1.12 1.70 0.00 0.00	70.25 90.81 1.29 3.00	_ _ _	_ _ _	0.00 0.00 10.63 0.00		_ _ _ _	2.13 0.90 8.41 0.00	_ _ _ _		_ _ _ _	_ _ _	21.86 4.44 1.37 1.08
99-90- 91	н	1 2 4 6 8 9 10 11 13 14 16 17	27.87 26.49 11.50 25.87 38.99 22.63 28.76 31.08 19.77 31.96 30.96 22.72 22.25	70.34 64.23 85.81 69.72 29.49 75.92 69.22 66.56 79.21 68.04 68.26 54.01 75.44	0.61 0.99 0.00 0.00 2.62 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00	0.51 2.85 1.00 1.72 1.30 0.00 0.62 0.52 0.00 0.77 0.79 0.73	0.00 4.84 1.69 2.70 1.62 0.76 0.47 0.96 1.02 0.00 0.00 0.41 1.58	0.00 0.59 0.00 0.00 24.82 0.00 0.94 0.44 0.00 0.00 19.71 0.00				0.66 0.00 0.00 0.00 1.16 0.69 0.00 0.44 0.00 0.00 1.21 0.00					
	0	1 2 3 4 5 6	22.75 22.61 29.27 22.59 23.69 23.52	74.67 74.85 52.38 76.92 73.70 74.38	 - - -	0.38 0.00 5.73 0.00 0.75 0.77	0.00 0.00 1.55 0.49 1.41 1.33	0.00 0.00 11.1 0.00 0.45 0.00	2.21 2.54 0.00 0.00 0.00 0.00		— — — — —	— — — — —	— — — — —	— — — —			— — — — —
99-95- 96	n	1 2 3 4 5 6 7 8 9 10	23.32 23.17 23.64 25.56 29.59 32.79 24.56 27.39 26.31 25.29 25.72	74.77 74.54 74.07 66.70 49.33 34.00 70.87 63.16 66.47 68.81 65.47	0.00 0.00 0.00 0.00 0.94 1.46 0.00 1.15 0.99 0.73 0.49	1.10 0.00 0.71 0.98 1.32 0.96 0.70 2.70 1.91 1.42 2.06	0.81 0.61 1.57 2.27 2.30 1.41 2.24 5.08 4.32 2.81 1.34	0.00 1.68 0.00 4.49 16.53 29.39 1.63 0.51 0.00 0.96 4.91									
	<i>p</i>	2 3 4 5	23.80 28.76 28.03 29.65 28.54	75.50 64.79 45.69 55.09 51.79	3.26	0.00 2.19 6.79 0.78 1.79	0.70 4.26 16.26 0.79 0.43	0.00 0.00 0.00 13.70			0.00 0.00 1.29 0.00	_ _ _	_ _ _	0.00 0.00 1.94 0.00	_ _ _ _	_ _ _	
	1	1	20.5	51.75	3.20	1.77	0.15	110			l	l	l	l l		l	l

алюминия маловероятна. С высокой долей вероятности полоска самородного алюминия в образце имеет космическое происхождение.

Образцы 99-90-91 и 99-95-96 (см. рис. 4 H—c, таблицу), в которых методом ТМА самородное железо не было обнаружено, не содержат частиц железа и примеси никеля по данным МЗА. Вид магнитных фракций из этих образцов (см. рис. 4, H—H) не отличается от тех, которые содержат частицы самородного железа (H—H). В обр. 99—95—96 встречено зерно хромистого магнетита.

Таким образом, по данным МЗА, в изученных образцах присутствуют главным образом частицы магнетита и титаномагнетита, нередко хорошей сохранности (см. рис. 4, *c*), FeCrMnCuAl сплава, и главное — частички самородного железа, преимущественно, чистого железа. Частицы железа, важно подчеркнуть, не содержат примеси никеля. Примерно в том же интервале, что и частицы железа (0—16 см) встречены шарики магнетита, что свидетельствует в пользу космической природы тех и других [Сунгатуллин и др., 2017]. Данные МЗА частично согласуются с результатами ТМА: во-первых, из четырех

образцов, содержащих, по данным ТМА, самородное железо, в двух обнаружены частицы железа и при МЗА, в верхних образцах, особенно в самом верхнем, встречены магнетитовые шарики, которые не обнаружены ниже, в образцах, где нет частиц железа; во-вторых, по точкам Кюри исследованные образцы керна GC-99 распределяются следующим образом: $T_{\rm c} = 770$ —780 °C — 8 образцов, 760 °C — 3 образца, 750 °C — 1, 740 °C — 2, 730 °C — 2, 720 °C — 1 и 710 °C — 1 образец, т.е. явно преобладает чистое железо; в-третьих, обнаружены ТМА признаки пирита небольшой концентрации (судя по небольшому пиритовому пику), что не подтверждается данными МЗА, т. е. пирита очень мало и частицы его субмикронные.

ОБОБЩЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ТМА

Бимодальная гистограмма с ярко выраженной нулевой группой — это специфика космической природы частиц железа [Печерский и др., 2013а]. Эта специфика 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 четвертичного периода до кембрия, т. е. носит глобальный характер [Печерский и др., 2013 а,б,в]. Бимодальное распределение частиц космического происхождения в осадках связано с тем, что первая «нулевая» мода отражает участки осадка, куда не попали частицы самородного железа. Вторая мода отвечает основному 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 земного происхождения в тех же осадках (см. рис. 3).

Рассмотрим связь накопления частиц самородного железа со скоростью осадконакопления на примерах всех изученных нами разрезов: осадков Северо-Западной Атлантики, Дархатской впадины Северной Монголии, донных отложений Академического хребта оз. Байкал (скв. BDP-98) в базальной части разреза [Pechersky et al., 2008; Печерский и др., 2011, 2013 а,б,в; Печерский, Шаронова, 2012]. Для определения скорости осадконакопления в каждом изученном разрезе строились графики зависимости «мощность отложений — время (возраст) отложений», на которых выбраны линейные участки, т. е. интервалы с постоянной скоростью осадконакопления. Для тех же интервалов подсчитано число образцов в «нулевой» группе и вычислен их вклад относительно общего числа измеренных образцов в этом интервале $(N_0/N, \%)$. В результате получена общая картина зависимости относительной величины «нулевой» группы от скорости осадконакопления (рис. 5). Почему выбрана для анализа «нулевая» группа? Потому что концентрации самородного железа и в каждом разрезе, и от разреза к разрезу по разным причинам существенно варьируют, место же «нулевой» группы на гистограмме постоянно, меняется только ее величина.

На фоне разброса данных видна заметная тенденция к росту «нулевой» группы с увеличением скорости осадконакопления (см. рис. 5). В частности, на разброс влияет степень переотложения частиц железа и возможного их земного происхождения, т. е. когда они участвуют в процессе накопления осадков, как и земные частицы. Это выражается в нашем случае в коэффициенте корреляции между концентрациями частиц железа и магнетита 0.3—0.7. В отличие от главной тенденции, для точек, связанных с переотложением, отмечается наибольшее отклонение от зависимости величины «нулевой» группы от скорости (см. рис. 5, крупные ромбы). Отсутствие связи концентрации земных магнитных минералов, например магнетита, со скоростью осадконакопления демонстрируется на рис. 6. Байкальские осадки

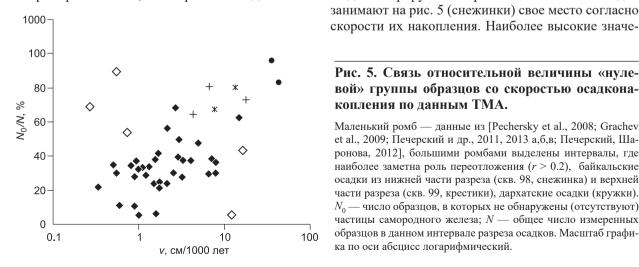


Рис. 5. Связь относительной величины «нулевой» группы образцов со скоростью осадконакопления по данным ТМА.

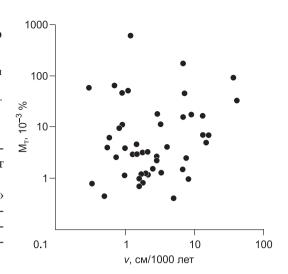
Маленький ромб — данные из [Pechersky et al., 2008; Grachev et al., 2009; Печерский и др., 2011, 2013 а,б,в; Печерский, Шаронова, 2012], большими ромбами выделены интервалы, где наиболее заметна роль переотложения (r > 0.2), байкальские осадки из нижней части разреза (скв. 98, снежинка) и верхней части разреза (скв. 99, крестики), дархатские осадки (кружки). N_0 — число образцов, в которых не обнаружены (отсутствуют) частицы самородного железа; Л — общее число измеренных образцов в данном интервале разреза осадков. Масштаб графика по оси абсцисс логарифмический.

Рис. 6. Связь концентрации магнетита со скоростью осадконакопления.

Данные ТМА из [Pechersky et al., 2008; Grachev et al., 2009; Печерский и др., 2011, 2013 а,б,в; Печерский, Шаронова, 2012].

ния N_0/N относятся к озерным осадкам Дархатской впадины (кружки), где скорость осадконакопления составляет \sim 40 см/1000 лет [Печерский и др., 2013б].

Наличие заметной тенденции к росту «нулевой» группы с увеличением скорости осадконакопления однозначно свидетельствует о преобладании среди частиц самородного железа в изученных осадках частиц космического происхождения.



ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Термомагнитное и микрозондовое изучение распространения самородного железа в осадках Байкала из разреза GC-99 и обобщение подобных данных по многим осадочным объектам разных регионов и разного возраста демонстрирует ряд закономерностей. Это, прежде всего, близкая к бимодальной гистограмма с ярко выраженной «нулевой» группой. «Нулевая» группа представляет собой участки осадков, куда частицы железа внеземного происхождения не оседали из-за ограниченного их количества; такое бимодальное распределение не типично для частиц железа земного происхождения. Величина этой группы, т. е. число образцов, в которых отсутствуют частицы металлического железа, зависит от скорости накопления осадков. Отсутствует корреляция между концентрациями частиц металлического железа и земных магнитных минералов, как, например, магнетит, появление такой корреляции означает земную природу таких частиц железа или переотложение внеземных частиц. Обязательное наличие «нулевой» группы и обратная зависимость накопления частиц железа от скорости осадконакопления не зависят от литологических особенностей осадков, окислительно-восстановительных условий их накопления и раннего диагенеза (например, наличия или отсутствия пирита). Приведенные закономерности свойственны осадочным толщам как на дне океана, так и на континенте, возрастам от четвертичного периода до кембрия, т. е. носят глобальный характер. Такая специфика свидетельствует о преобладании среди частиц самородного железа в изученных осадках частиц космического происхождения.

Исследования выполнены при поддержке гранта Президента РФ НШ–9638.2016.5 и гранта партнерских фундаментальных исследований СО РАН—Тайвань № 11; РФФИ — 12-05-98088-з_сибирь_а и за счет средств субсидии, выделенной Казанскому федеральному университету для выполнения государственного задания в сфере научной деятельности № 5.3174.2017/4/6.

ЛИТЕРАТУРА

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

Коллектив участников проекта «Байкал-бурение». Позднекайнозойская палеоклиматическая запись 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., Хурсеевич 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.

Печерский Д.М., Шаронова З.В. Связь концентраций частиц самородного железа в осадках со скоростью их накопления: обобщение термомагнитных данных // Физика Земли, 2013, № 5, с. 125—131.

Печерский Д.М., Нургалиев 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., Марков Г.П., Цельмович В.А., Шаронова З.В. Внеземные магнитные минералы // Физика Земли, 2012, № 7—8, с. 103—120.

Печерский Д.М., Гильманова Д.М., Иванов Е.В., Кузьмин М.И., Марков Г.П., Нургалиев Д.К., Цельмович В.А. Самородное железо в осадках озера Байкал (скважина BDP-98): результаты термомагнитного анализа // Геология и геофизика, 2013а, т. 54 (9), с. 1336–1347.

Печерский Д.М., Гильманова Д.М., Казанский А.Ю., Кривоногов С.К., Нургалиев Д.К., Цельмович В.А. Самородное железо в четвертичных отложениях Дархатской впадины, Северная Монголия // Геология и геофизика, 2013б, т. 54 (12), с. 1923—1941.

Печерский Д.М., Гильманова Д.М., Марков Г.П., Мурдмаа И.О., Нургалиев 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, 2013в, № 3, с. 131—153.

Сунгатуллин Р.Х., Сунгатуллина Г.М., Закиров М.И., Цельмович В.А., Глухов М.С., Бахтин А.И., Осин Ю.Н., Воробьев В.В. Микросферы космического происхождения в каменноугольных отложениях разреза Усолка, Предуральский прогиб // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (1), с. 74—85.

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 / Ed. A.F.Grachev // Abhandlungen der geologischen bundesanstalt. 2009, p. 89—134.

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

Рекомендована к печати 21 апреля 2017 г. Д.В. Метелкиным

Поступила в редакцию 16 ноября 2016 г., после доработки — 13 апреля 2017 г.