

УДК 550.832.54

РАЗДЕЛЕНИЕ ФЕРРОМАГНИТНЫХ КОМПОНЕНТ НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА ПЕТЕЛЬ ГИСТЕРЕЗИСА ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ

© 2015 г. Л. Р. Косарева¹, Э. В. Утемов¹, Д. К. Нургалиев¹, В. П. Щербаков^{1, 2},
В. Е. Косарев¹, П. Г. Ясонов¹

¹Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань

²Геофизическая обсерватория “Борок” ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, п. Борок

E-mail: Lina.kosareva@mail.ru

Поступила в редакцию 10.03.2015 г.

Предложен новый метод разделения ферромагнитных компонент в осадочных породах путем анализа коэрцитивных спектров образцов методом непрерывного вейвлет-преобразования вейвлетом, построенным на основе гауссиана (МНАТ). Исследовано 1056 образцов донных отложений озера Хубсугул (Монголия), по анализу кривых намагничивания и перемангничивания выделено не менее 4 групп магнитных компонент. Практически во всех образцах обнаружено две компоненты бактериального происхождения, представленные ансамблями однодоменных взаимодействующих зерен, но отличающиеся составом зерен (магнетит и грейгит). Показана возможность использования магнитных данных для диагностики в осадках остатков магнитотактических бактерий, а также палеоэкологических и палеоклиматических реконструкций.

Ключевые слова: остаточная намагниченность, коэрцитивный спектр, компонентный анализ, биогенные магнитные минералы, магнетит, грейгит, донные отложения, озеро Хубсугул.

DOI: 10.7868/S000233715050075

ВВЕДЕНИЕ

Геологические объекты, как правило, содержат сложную смесь магнитных минералов различного происхождения. В настоящее время сформировалась самостоятельная область исследований — магнетизм горных пород, в рамках которой разработано множество методов изучения состава, природы, характера вторичных изменений горных пород [Шолпо, 1977; Pechersky et al., 2006; Буров и др., 1986; Day et al., 1977; Dunlop, Özdemir, 1997; Evans, Heller, 2003].

Очень интересным и важным объектом для таких исследований являются донные отложения современных озер — источники палеоклиматической [Magny et al., 1993; Thouveny et al., 1994; Peck et al., 1994; Yancheva et al., 2007] и палеомагнитной [Turner et al., 1981; Creer et al., 1983; Thouveny et al., 1990; Ali et al., 1999; Gogorza et al., 2000; и др.] информации. Каждое озеро возникает и развивается в определенной обстановке, которая определяет его развитие [Wetzel, 2001; Tundisi, Matsumura-Tundisi, 2011]. В озере происходят физические, химические и биологические процессы, совокупное действие которых определяет его режим. Результаты взаимодействия этих процессов находят отражение в осадках озера. Тщательное изучение свойств донных отложений позволяет получить ценную информацию об изменениях окружающей среды и со-

бытиях, происходивших на данной территории в прошлом. Одним из важных источников информации об изменениях окружающей среды являются данные о магнитных свойствах осадков, содержащих различные магнитные компоненты (парамагнитная компонента, представленная зернами глинистых минералов, аллотигенные и аутигенные, в том числе — биогенные зерна ферромагнитных минералов и др.). Важной задачей является раздельный анализ изменения свойств и концентрации магнитных фракций различного происхождения в колонках осадков, что позволяет анализировать эволюцию различных процессов окружающей среды. Такую возможность предоставляет анализ петель гистерезиса остаточной намагниченности. Впервые на важность информации, заключенной в коэрцитивных спектрах нормального остаточного намагничивания (IRM), указал В.В. Кочегура [Кочегура, 1965]. Позже эта тематика была развита в работах [Белоконь, 1973; Шолпо, 1977; Thompson, 1986], в которых рассмотрена зависимость коэрцитивных спектров от размера зерна и состава ферромагнетика. Существенный шаг вперед для количественного описания свойств различных фаз, содержащихся в образце, был сделан в работах [Robertson, France, 1994], показавших, что в большинстве случаев кривая IRM образца, содержащего только одну магнитную фракцию, хорошо аппрок-

симируется кумулятивным лог-нормальным распределением (CLG Cumulative Log-Gaussian).

Основываясь на этой работе, в статьях [Kruiver et al., 2001; Robertson and France, 1994] была предложена методика статистического анализа коэрцитивных спектров (КС) IRM, используя предположение о логарифмически нормальном виде спектра каждой из компонент и их линейном сложении в образцах содержащих несколько таких компонент с различными параметрами. Тогда каждая компонента характеризуется всего тремя параметрами — положением максимума спектра B_{md} , шириной спектра B_w , намагниченностью компоненты M_c . Однако, как позже было показано в работах [Egli, 2003; Egli, 2004a; Heslop et al., 2006], это предположение не выполняется в случае наличия магнитостатического взаимодействия между зернами, что приводит к асимметричному виду коэрцитивных спектров. В результате при разложении на основе логнормальной формы спектров могут появляться дополнительные пики, смещаться максимумы и обнаруживаться другие искажения от этой модели.

Для преодоления этих трудностей [Egli, 2003; Egli, 2004a; Egli, 2004b] предложил использовать иные модельные коэрцитивные распределения, учитывающие наличие магнитостатических взаимодействий. Как следствие, предложенные им модельные функции в виде обобщенных логнормальных распределений описываются большим количеством введенных параметров, что привело к заметному усложнению задачи разложения спектров на компоненты. В результате интерпретация только одного спектра может занять достаточно много времени.

Ввиду того, что выбор модельных компонент (будь то гауссовы, или обобщенные гауссовы распределения) всегда вызывает дискуссию о правомочности такого выбора, в работе [Heslop and Dillon, 2007] был предложен альтернативный подход анализа коэрцитивных спектров без априорного выделения отдельных ферромагнитных компонент. В этом методе задается лишь число предполагаемых компонент, а форма каждой компоненты находится непосредственно из анализа коэрцитивных спектров большой коллекции однотипных образцов в предположении, что эта форма не меняется от образца к образцу, а изменчивости подвержена лишь доля каждой компоненты.

В 2012 году новую технику разложения петли гистерезиса на небольшое число конечных членов на основе линейной теории смешивания было предложено в работе [Heslop and Roberts, 2012]. В этом случае конечные члены не зависят от типа кривых, а, напротив, выводятся непосредственно из данных по измеренным петлям гистерезиса. Особое внимание уделено виду конечных членов,

обеспечивающих соответствие форме ожидаемой петли гистерезиса магнитных минералов.

Для полноты освещения проблемы отметим, что вопросу о разделении ферромагнитных компонент на основе петли гистерезиса было уделено большое внимание также и в работах [Stockhausen, 1998; Kruiver et al., 2001; Kruiver, Passier, 2001; Heslop et al., 2002; van Oorschot et al., 2002; Grygar et al., 2003; Spassov et al., 2003; Spassov et al., 2004; Egli, 2004b; Garmin et al., 2005]. Тем не менее, как видно из вышеизложенного, эта проблема по-прежнему вызывает оживленную дискуссию как в отношении методов, применяемых для анализа, так и в отношении интерпретации результатов. Интерес к проблеме выделения ферромагнитных компонент связан и с необходимостью идентификации вклада биогенных магнетиков в остаточную намагниченность осадков, что обусловлено уникальными свойствами магнитных зерен, имеющих биогенное происхождение (однодоменность, стехиометрия зерен, совершенная форма кристаллов) [Mann et al., 1984; Blakemore, Frankel, 1989; Bazylinski et al., 1994; Heywood et al., 1990].

В данной работе мы предлагаем новый подход к компонентному анализу кривых NRM по намагничиванию и перемагничиванию на примере исследования осадков озера Хубсугул, основанный на применении непрерывного вейвлет-преобразования с вейвлетом, построенным на основе гауссиана (МНАТ).

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ

Хубсугул — одно из древнейших озер планеты, его возраст превышает 5 млн лет. Бассейн озера расположен на севере Монголии (рис. 1). Впадина озера относится к западному флангу Байкальской Рифтовой Зоны. Хубсугул — второе по величине озеро Монголии, его площадь равна 5300 км², при наибольшей длине 136 км и ширине 36 км. Озеро считается самым глубоким водоемом Центральной Азии, его глубина достигает 262 м. Зеркало воды расположено в 1624 м над уровнем моря.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В рамках совместного Российско-Монгольского проекта при помощи бурового комплекса ПБУ “Иркутскгеология” была отобрана керновая колонка донных отложений длиной 53 м. К сожалению, в колонке имеются перерывы, вызванные потерей керна по различным причинам. Лабораторные исследования керна по 1056 образцам, отобранным с средним шагом около 4 см, проводились в палеомагнитной лаборатории Казанского университета. Для получения спектров нормального намагничивания до полей 0.5 Т использовался коэрцитивный спектрометр “J_meter” [Yasonov et al., 1998; Нургалиев, Ясонов, 2009], поз-



Рис. 1. Космоснимок оз. Хубсугул.

воляющий разделять регистрировать остаточную и индуктивную намагниченности образцов при комнатной температуре. Намагничивание образцов проводилось из естественного состояния. На рис. 2 показан пример кривой намагничивания, полученной с помощью коэрцитивного спектрометра.

МОДЕЛИРОВАНИЕ КОЭРЦИТИВНЫХ СПЕКТРОВ

Как было показано во Введении, скрупулезный подход к проблеме описания и идентификации КС требует достаточно трудоемких вычислений с подгонкой целого ряда параметров; при

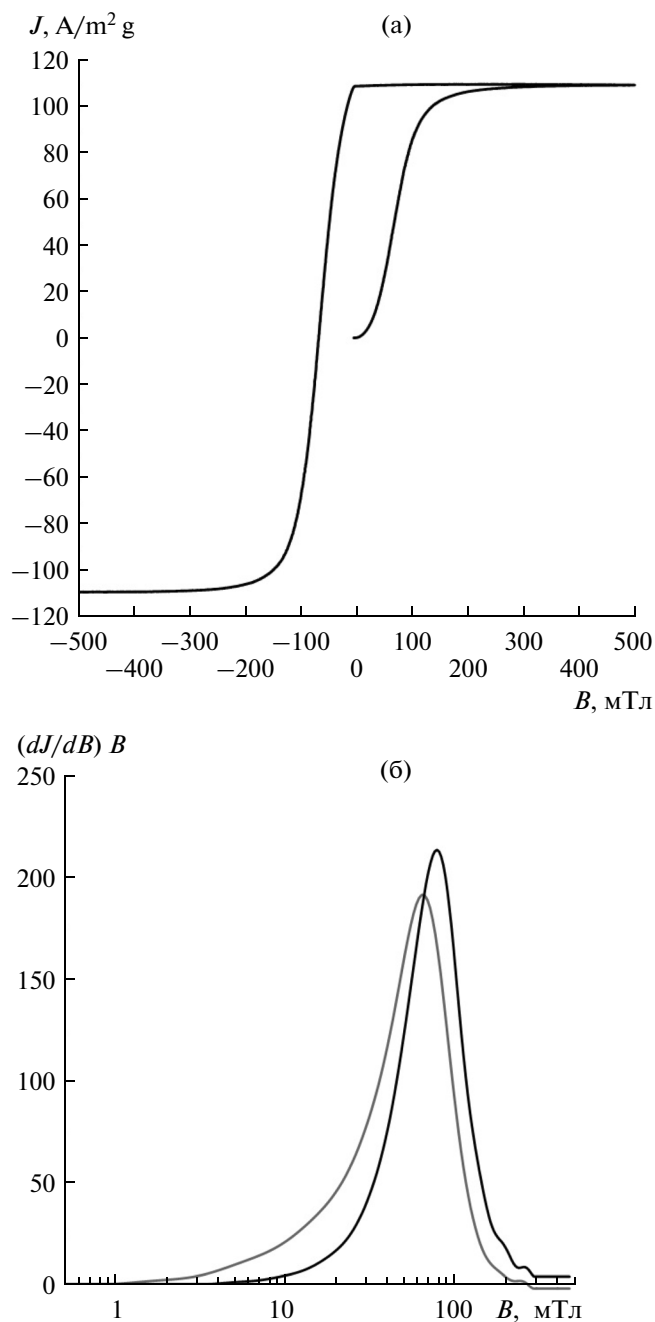


Рис. 2. (а) — кривая остаточного намагничивания; (б) — ее коэрцитивный спектр (черным — по намагничиванию, серым — по переманниванию). Образец с 16-166.

этом физическая сторона проблемы затеняется, и решение задачи превращается в выполнение достаточно формальной непрозрачной процедуры. В этом разделе мы предлагаем наглядный и простой способ отображения различных видов лабораторной остаточной намагниченности на основе упрощенной трактовки диаграммы Преязаха-Нееля. Преимущество этого способа отображения состоит в том, что оно позволяет легко моделировать

процессы намагничивания и перемангничивания как взаимодействующих однодоменных (ОД) зерен, так и ансамблей многодоменных (МД) частиц, а также всевозможные их комбинации [Белоконь и др., 1973]. Для простоты изложения примем, что образец находится в нулевом состоянии (НС), тогда кривая нормального остаточного намагничивания (IRM) схематично отображается на диаграмме Прейзаха заполнением области OAB элементарными гистерезисными циклами в направлении оси a (рис. 3). При снятии полной петли гистерезиса образец намагничивается до насыщения, в результате чего он приобретает остаточную намагниченность J_{rs} , а затем перемангничивается полем противоположного направления, приобретая при этом, естественно, остаточную намагниченность $(-J_{rs})$ (рис. 2) изменение намагниченности на полной петле гистерезиса соответствует удвоенной сумме элементарных гистерезисных циклов в пределах прямоугольника OABC (рис. 3).

Пренебрегая для простоты моделирования векторным характером внешнего поля \mathbf{B} и поля взаимодействия \mathbf{B}_{int} , то есть редуцируя трехмерную задачу к одномерной, критические поля a и b можно записать в виде [Белоконь и др., 1973]:

$$a = B_c + B_{int}, b = B_c - B_{int}, \quad (1)$$

где B_{int} есть проекция \mathbf{B}_{int} на легкую ось зерна, а B_c — критическое поле перемангничивания изолированного зерна (в отсутствие взаимодействия). Поскольку функции распределения (ф.р.) по коэрцитивным силам $g(B_c)$ и по полям взаимодействия $y(B_{int})$ независимы друг от друга, имеем для ф.р. $f(B_c, B_{int}) = g(B_c)y(B_{int})$. С другой стороны, из (1)

$$B_c = (a + b)/2, B_{int}(a - b)/2. \quad (2)$$

Для моделирования примем логнормальное распределение по коэрцитивности $g(B_c) = (1/B_s\sqrt{2\pi}) \times \exp\{-[\ln(B_c/B_{c0})]^2/(2s^2)\}$ и нормальную ф.р. по полям взаимодействия $y(B_{int}) = 1/(B_m\sqrt{2\pi}) \times \exp[-B_{int}^2/(2B_m^2)]$. Здесь B_{c0} — характерная коэрцитивная сила данной популяции, s есть среднеквадратичное отклонение (СКО) $\ln(B_c/B_{c0})$ от нуля, а B_m — характерное поле взаимодействия. Обоснование такого выбора дано в работах [Robertson and France, 1994; Щербаков и др., 1991]. Тогда:

$$f(a, b) = \frac{1}{2} g\left(\frac{a+b}{2}\right) y\left(\frac{a-b}{2}\right) = \frac{1}{4\pi s B_m} \exp\left[-\frac{\ln^2\left(\frac{a+b}{2B_{c0}}\right)}{2s^2}\right] \exp\left(-\frac{(a-b)^2}{4B_m^2}\right). \quad (3)$$

Фактор $1/2$ здесь возникает, поскольку якобиан преобразования от B_c, B_{int} к a, b равен $1/2$.

Для удобства расчетов перейдем в этом разделе к безразмерным величинам и будем измерять B_m ,

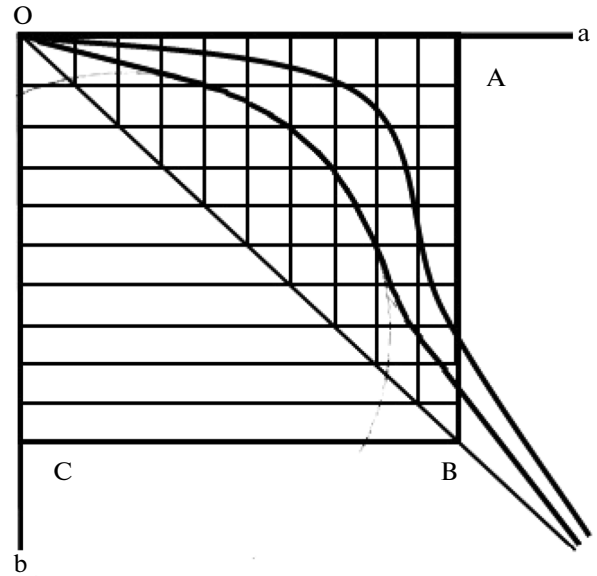


Рис. 3. Схематическое изображение диаграммы Прейзаха. Кривые линии представляют собой схематическое изображение изолиний плотности распределения элементарных циклов.

B_{c0} и B_m в единицах спонтанной намагниченности насыщения M_s . Напомним, что значение $B_{c0} \sim 1$ отвечает ОД зернам, а $B_{c0} \approx (0.1-0.3)$ — МД частицам. Величина поля взаимодействия между ОД зернами оценивается в $5M_s p$, где M_s спонтанная намагниченность, а p — объемная концентрация зерен [Щербаков и др., 1991]. Характерная величина p в осадках составляет $(0.001-0.01)$, то есть величина параметра B_m в них не превышает 0.1, что позволяет считать взаимодействие слабым. Однако, при наличии в осадке биогенного магнетита локальная концентрация зерен достигает десятков процентов, поскольку частицы объединены в кластеры и цепочки, и в этом случае взаимодействие является сильным, при величине параметра $B_m \sim 1$. Поскольку при практическом применении нашего метода выделения компонент мы здесь будем иметь дело, в основном, с этим случаем, при дальнейшем моделировании мы будем рассматривать, в основном, случай сильного взаимодействия.

Примеры диаграмм Прейзаха, рассчитанные по формуле (3), приведены на рис. 4. Отметим, что на этих рисунках диаграммы расположены в верхнем квадранте, в отличие от традиционно рассматриваемой схемы, когда такие диаграммы располагаются в четвертом квадранте (рис. 3).

Из вида распределения плотности элементарных гистерезисных циклов следует, что приведенный пример можно интерпретировать в терминах системы МД (рис. 4а) и сильно взаимодействующих (рис. 4б) однодоменных (ОД) зерен. Соответственно, на рис. 4в проиллюстрирована ситуа-

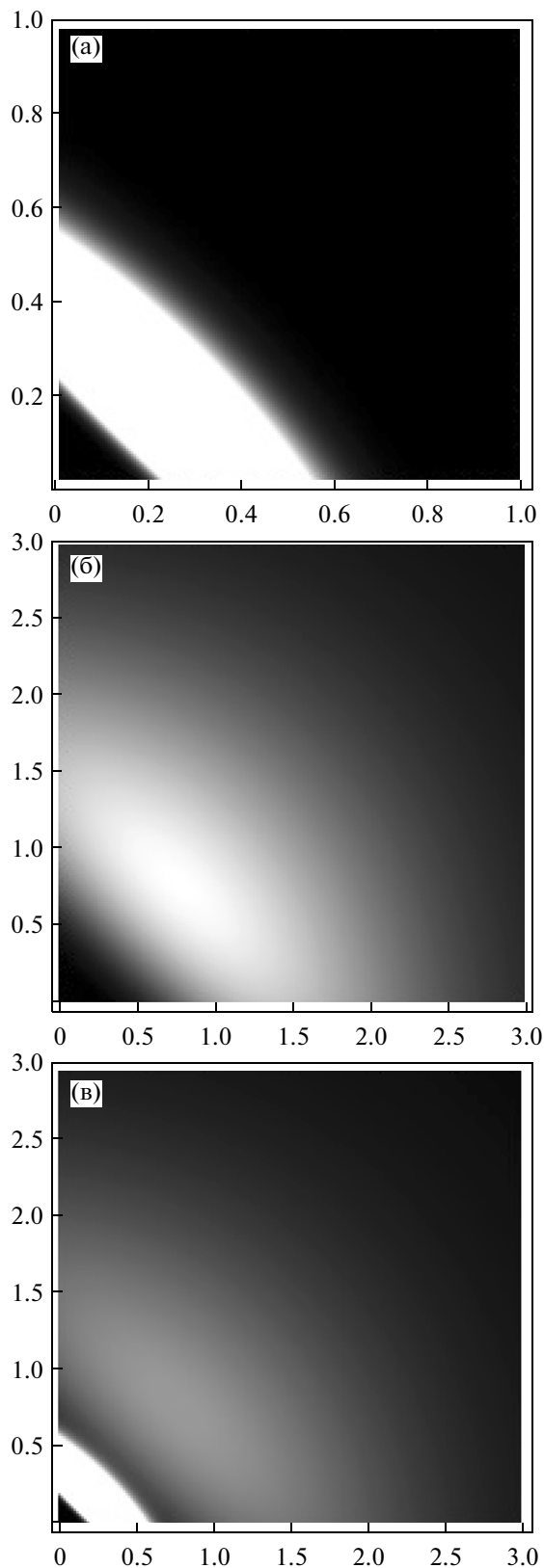


Рис. 4. Распределение плотности на диаграмме Прейзаха для параметров: (а) $B_{c0} = 0.2, s = 0.2, B_m = 0.2$; (б) $B_{c0} = 1, s = 0.5, B_m = 1$; (в) – комбинация этих распределений, взятых в равных долях.

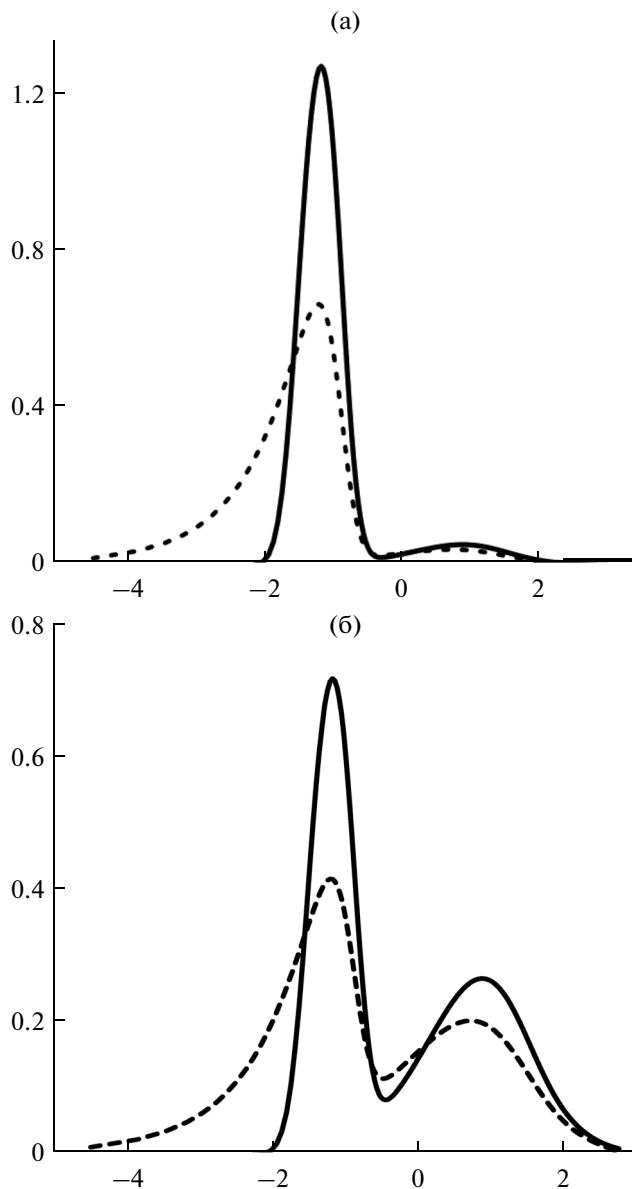


Рис. 5. Коэрцитивные спектры, полученные по кривой нормального намагничивания (сплошная линия) и перемангничивания (пунктир) для параметров ф.р. указанных в подписи к рис. 4: (а) $c = 0.1$; (б) $c = 0.5$. Здесь c – относительный вклад в остаточную намагниченность насыщения популяции ОД частиц, соответственно вклад МД зерен равен $1-c$.

ция, когда в образце имеется смесь сильно взаимодействующих ОД и МД зерен.

Кривые намагничивания и перемангничивания могут быть легко рассчитаны, если известна плотность элементарных циклов $f(a, b)$ [Белоконов и др., 1973]. Для кривой намагничивания имеем:

$$J^+(B) = \int_0^B \int_0^a f(a, b) db da. \quad (4)$$

Здесь J — остаточная намагниченность образца, верхний индекс определяет способ измерения (намагничивание или перемангничивание). Кривая перемангничивания соответственно есть:

$$J^-(B) = \int_0^\infty \int_0^\infty f(a, b) da db - 2 \int_0^B \int_0^\infty f(a, b) da db. \quad (5)$$

Дифференцируя (1) и (2), получим для коэрцитивных спектров:

$$\frac{dJ^+(B)}{dB} = \int_0^B f(B, b) db; \quad (6)$$

$$\frac{dJ^-(B)}{dB} = 2 \int_0^\infty f(a, B) da. \quad (7)$$

При написании формулы (4) была выполнена, как обычно, инверсия знака, поскольку любой КС, по определению, неотрицателен. Для унификации и возможности сравнения различных КС, полученных по формулам (6) и (7), в дальнейшем всюду будем предполагать их нормированными на $J^+(\infty)$ и $J^-(\infty)$ соответственно.

На рис. 5 представлен пример расчета КС по формулам (6) для трех случаев, представленных на рис. 4. При этом, в соответствии с принятыми традициями и для удобства сравнения с данными эксперимента, мы перешли к логарифмическим

производным $\frac{dJ^+(B)}{dB} B$ и $\frac{dJ^-(B)}{dB} B$. Соответственно, поле по оси абсцисс на этом и всех последующих рисунках также отложено в логарифмическом масштабе. Об удобстве такого представления графиков КС уже говорилось во Введении.

Как видно из рис. 5, в случае сосуществования МД и сильно взаимодействующих ОД зерен эти компоненты с легкостью разделяются визуально при вкладе любой из фаз в величину полной $J \geq 10\%$. Применение численного алгоритма разделения компонент КС и установления их параметров, разумеется, резко повышает чувствительность предлагаемой методики, как это будет показано в следующих разделах.

Эксперименты показывают, что коэрцитивный спектр, полученный по кривой нормального намагничивания, всегда несколько жестче такового для кривой перемангничивания (рис. 2б). Расчеты, выполненные по формулам (6) и (7), подтверждают это положение (рис. 6). Помимо этого, обратим внимание еще и на то обстоятельство, что максимумы КС сдвигаются вправо с увеличением величины взаимодействия, как это легко видеть из сравнения рис. 6а и 6б. Действительно, в отсутствие взаимодействия максимум КС достигается при $B_c = B_{c0}$. Тогда при $B_{c0} = 0.5$ пик должен достигаться при $\ln(0.5) = -0.7$, что мы и видим на рис. 6а, где

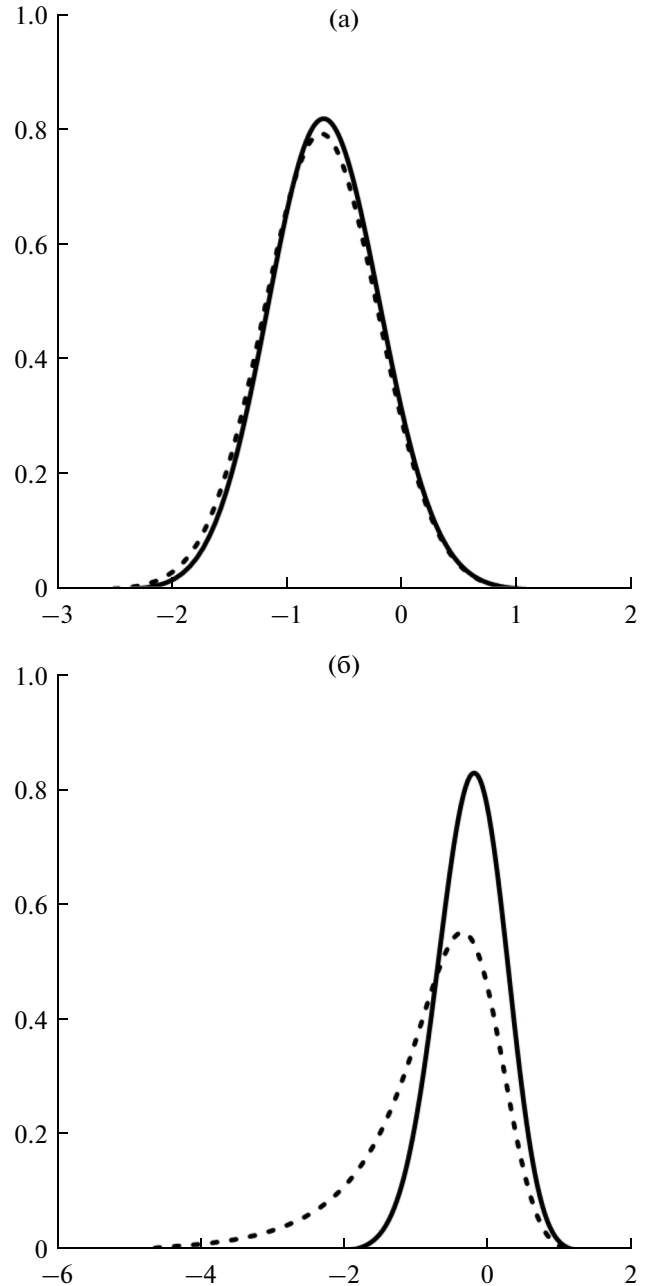


Рис. 6. Коэрцитивные спектры, полученные по кривой нормального намагничивания (голубой цвет) и перемангничивания (красный цвет), для параметров ф.р., (а) $B_{c0} = 0.5, s = 0.5, B_m = 0.5$; (б) $B_{c0} = 0.5, s = 0.5, B_m = 0.02$.

взаимодействие очень мало. Однако на рис. 6б (сильное взаимодействие) максимум КС достигается при -0.2 – 0.3 , то есть происходит видимое ужесточение спектра по сравнению с реальной коэрцитивностью изолированных зерен. Физически это объясняется тем, что при исходном НС процесс намагничивания происходит за счет поворота магнитных моментов тех частиц, на которых поле

взаимодействия B_{int} направлено противоположно намагничивающему полю B , так что для перемагничивания момента данной частицы величина B должна превысить величину B_c как раз на величину B_{int} .

Как видно из этого рисунка, степень различия коэрцитивных спектров, рассчитанных по первоначальной кривой нормального остаточного намагничивания и по кривой перемагничивания, пропорциональна ширине диаграммы Прейзаха вдоль ее диагонали, то есть величине магнитостатического взаимодействия B_m . Иными словами, степень этого различия может служить критерием наличия заметного магнитостатического взаимодействия между зернами. Другой причиной, ведущей к существенному различию в спектрах, может быть присутствие МД частиц, поскольку в этом случае плотность на диаграмме Прейзаха близка к постоянной на всем квадрате ОВCD [Белоконь и др., 1973]. Заметим, что оба эти случая можно различить по величине характерной коэрцитивной силы B_{c0} . Действительно, для МД зерен мы вправе ожидать $B_{c0}/M_s \ll 1$, тогда как для ОД частиц это отношение должно быть ~ 1 .

ВЫБОР БАЗИСНОЙ ФУНКЦИИ НА ОСНОВЕ КОЭРЦИТИВНЫХ СПЕКТРОВ ОБРАЗЦОВ, СОДЕРЖАЩИХ ОДНОКОМПОНЕНТНЫЕ СИЛЬНОМАГНИТНЫЕ ФРАКЦИИ

При анализе коэрцитивных спектров, как правило, (см., например, [Robertson, France, 1994; Kruiver et al., 2001]) в качестве рабочей принимается гипотеза о логнормальном характере их логарифмических производных, что при использовании логарифмической шкалы внешнего поля позволяет рассматривать сигнал как суперпозицию гауссовых кривых. В рамках этой модели для однокомпонентного образца без учета межзернового магнитостатического взаимодействия величина

$$\frac{dJ}{d(\ln B)} = \frac{dJ}{dB} B \quad (8)$$

в логарифмическом масштабе должна иметь форму симметричного гауссового контура.

Как видно из формулы (3) и рис. 5 и рис. 6, наличие магнитостатического взаимодействия между зернами, даже в однокомпонентном случае приводит к нарушению гауссового характера КС (в логарифмической шкале), выражающейся в его асимметрии, что уже отмечалось ранее в работах [Egli, 2003; 2004; Heslop et al., 2006]. По сути, данный факт свидетельствует о несовершенстве выбранного модельного класса логнормальных функций в случае присутствия ощутимого межчастичного магнитостатического взаимодействия.

Однако асимметрия производных коэрцитивных кривых становится значительно меньше, ес-

ли перейти от логарифмической шкалы к степенной с численно подобранным значением показателя степени, то есть сделать замену переменных. Выбор данной шкалы предпочтителен тем, что используемая в этом случае производная

$$b \frac{dJ}{dB^b} = B^{1-b} \frac{dJ}{dB} \quad (9)$$

приводит к расширению модельного класса логнормальных функций. Действительно, в пределе $b \rightarrow 1$ в (9) получим, очевидно, производную в линейном масштабе, а при $b \rightarrow 0$ производную (8) в логарифмическом масштабе. Действительно, при малых α имеем $x^b = \exp[\alpha \ln(x)] \approx 1 + \alpha \ln(x)$, что и доказывает данное утверждение. В силу сказанного выше, параметр α отражает усредненную величину влияния сил статического взаимодействия между магнитными зернами. Естественно, для уменьшения асимметрии кривых КС показатель α выбирался таким образом, чтобы модуль коэффициента асимметрии

$$\Gamma_1 = \frac{M[(X - M[X])^3]}{D[X]^{3/2}}. \quad (10)$$

При обработке данных по коэрцитивным спектрам исследуемой коллекции использовался ряд специально подобранных образцов. Как оказалось, значения оптимального показателя α , вычисленные таким способом, достаточно стабильны и лежат в интервале $\alpha = 0.2-0.27$.

МЕТОДИКА РАЗЛОЖЕНИЯ КОЭРЦИТИВНЫХ КРИВЫХ НА ГАУССОВЫ СОСТАВЛЯЮЩИЕ

Коэрцитивные кривые намагничивания и размагничивания образцов сглаживались полиномами Чебышёва первого рода. Сглаживание коэрцитивных кривых полиномами Чебышёва позволило производить устойчивое численное дифференцирование сигнала в степенном или логарифмическом масштабе.

В идеальном случае для многокомпонентных образцов производная (9) коэрцитивной кривой в соответствующем (степенном или логарифмическом) масштабе представляет суперпозицией гауссовых функций с тремя неизвестными параметрами: положением максимума, шириной контура и амплитудой намагниченности компоненты:

$$f(x) = \sum_n A_n e^{\frac{(x-m_n)^2}{2\sigma_n^2}}. \quad (11)$$

Задача отыскания неизвестных параметров $\{n, A_n, m_n \text{ и } \sigma_n\}$ из (11) по измеренному коэрцитивному спектру нелинейна и является некорректно поставленной задачей. Для ее решения предлага-

ется методика, основанная на использовании непрерывного вейвлет-преобразования с “естественным” базисом [Утёмов, Нургалиев, 2005]. Суть методики состоит в том, что проблему определения параметров $\{n, A_n, m_n \text{ и } \sigma_n\}$ можно рассматривать как обратную задачу отыскания параметров источников гауссового поля по аналогии с обратными задачами для потенциальных полей (гравитационных, электрических) и их источников. Исследуемые сигналы являются суперпозицией гауссовых функций (11), поэтому наиболее подходящими базисными функциями для непрерывного вейвлет-преобразования будут являться функции из семейства производных той же гауссовой функции:

$$\psi_m(x) = (-1)^m \frac{\partial^m}{\partial x^m} \exp(-x^2/2), \quad (12)$$

поскольку в этом случае влияние особенностей формы базисной функции на вейвлет-спектр будет наименьшим [Астафьева, 1996]. Для семейства (11) оптимальным является выбор вейвлета второго порядка

$$\psi_2(x) = (1 - x^2) e^{-\frac{x^2}{2}}, \quad (13)$$

поскольку он позволяет наиболее простым способом определять параметры одиночного гауссова источника. Действительно, при использовании базисного вейвлета (13) и нормировочного множителя $a^{-1.5}$, непрерывное вейвлет-преобразование гауссовой функции с параметрами $\{A_0, m_0, \sigma_0\}$ будет иметь вид:

$$W(a, b) = A_0 \frac{ay_0}{a^2 + y_0^2} \sqrt{\frac{2pa}{a^2 + y_0^2}} \left(1 - \frac{(b - m_0)^2}{(a^2 + y_0^2)} \right) e^{\frac{(b - m_0)^2}{2(a^2 + y_0^2)}}. \quad (14)$$

Для получения данной формулы проще всего воспользоваться Фурье-преобразованием и теоремой о свертке. Центральный максимум $\{a^*, b^*\}$ данной функции достигается в точке с координатами

$$a^* = m_0, \quad b^* = \sigma_0, \quad (15)$$

а его значение равно

$$W(a^*, b^*) = A_0 \sqrt{\frac{p}{4y_0}}, \quad (16)$$

то есть положение и значение максимума вейвлет-спектра гауссового поля точно и однозначно определяет положение и амплитуду причинного гауссова источника.

В случае интерференции полей нескольких причинных гауссовых источников для их идентификации мы не можем воспользоваться формулами (14)–(16), поскольку экстремумы вейвлет-спектра уже не указывают на точное положение источников. Для таких случаев был разработан

специальный алгоритм. Для объяснения алгоритма рассмотрим простейший случай интерференции полей двух причинных источников. Если известны параметры одного из источников, то, в силу линейности вейвлет-преобразования, после вычитания его вейвлет-спектра, рассчитанного по формуле (10), из общего спектра, оставшиеся значения вейвлет-коэффициентов будут представлять собой спектр второго источника. Даже если мы не знаем точное положение источника, приближенный учет его параметров приведет к уточнению параметров другого источника. Повторяя такую процедуру, мы шаг за шагом будем приближаться к точному решению. Данный принцип справедлив и для случая большого количества причинных источников. В качестве примера на рис. 7 представлен результат восстановления параметров трех заданных гауссовых источников. Как видно из этого рисунка, параметры источников восстановлены с хорошей точностью.

На рис. 8 представлен результат определения параметров источников в более сложном модельном случае, когда КС сформирован МД и ОД компонентами с параметрами $B_{c0} = 0.2, s = 0.2, B_m = 0.2$ и $B_{c0} = 1, s = 1, B_m = 1$ соответственно. Сравнение этих параметров, с параметрами источников, определенными по вейвлет-методу, показывает, что происходит видимое ужесточение спектра по сравнению с реальной коэрцитивностью изолированных зерен. Отметим, что параметры модели связаны с данными по вейвлет-анализу формулами $B_{c0} = \exp(\text{сдвиг}), s = \exp(\text{масштаб})$.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные коэрцитивные спектры образцов донных отложений о. Хубсугул имеют характерную форму для озерных осадков, однако значительно различаются между собой (рис. 9).

С целью определения составляющих ферромагнитной фракции был проведен компонентный анализ по спектрам нормального намагничивания. В таблице приведены примеры разложения КС на составляющие. Параметр W -дисперсия, представленный на рис. 9а и 9б, отражает степень приближения КС, построенного по найденным источникам, к экспериментально измеренному коэрцитивному спектру. Количественно он представляет из себя среднеквадратичное отклонение смоделированного спектра от экспериментального.

На основе лабораторных исследований (см. [Egli, 2003]) выделен ряд ферромагнитных компонент:

1. EX (extracellular magnetite) – внеклеточный ультратонкий магнетит (суперпарамагнитный), являющийся продуктом жизнедеятельности же-

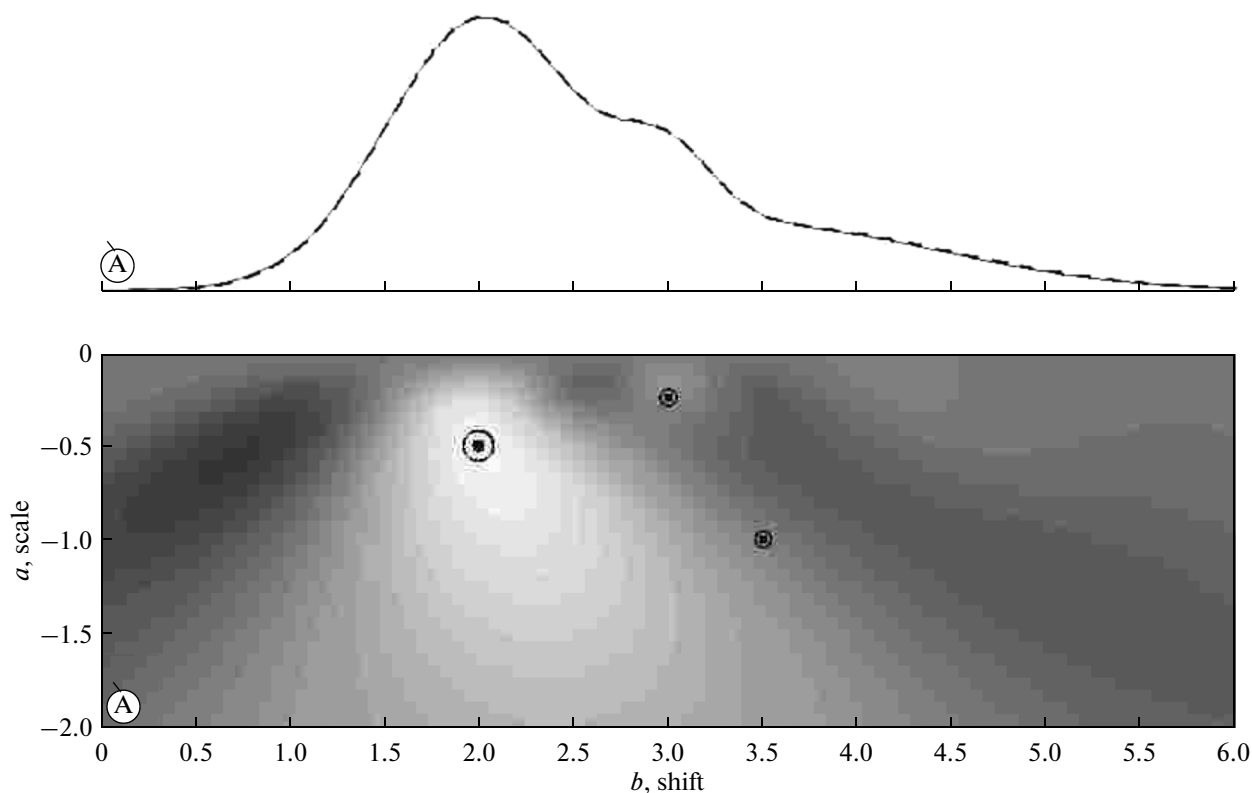


Рис. 7. Пример определения параметров гауссовых источников. А: графики заданного гауссова поля (тонкая сплошная линия) и восстановленного гауссова поля (жирный пунктир). Б: центры кругов показывают положения заданных источников, центры окружности — положения найденных гауссовых источников; подложка представляет собой изображение вейвлет-спектра заданного гауссова поля. Размеры кружков и окружностей пропорциональны амплитудам гауссовых компонент.

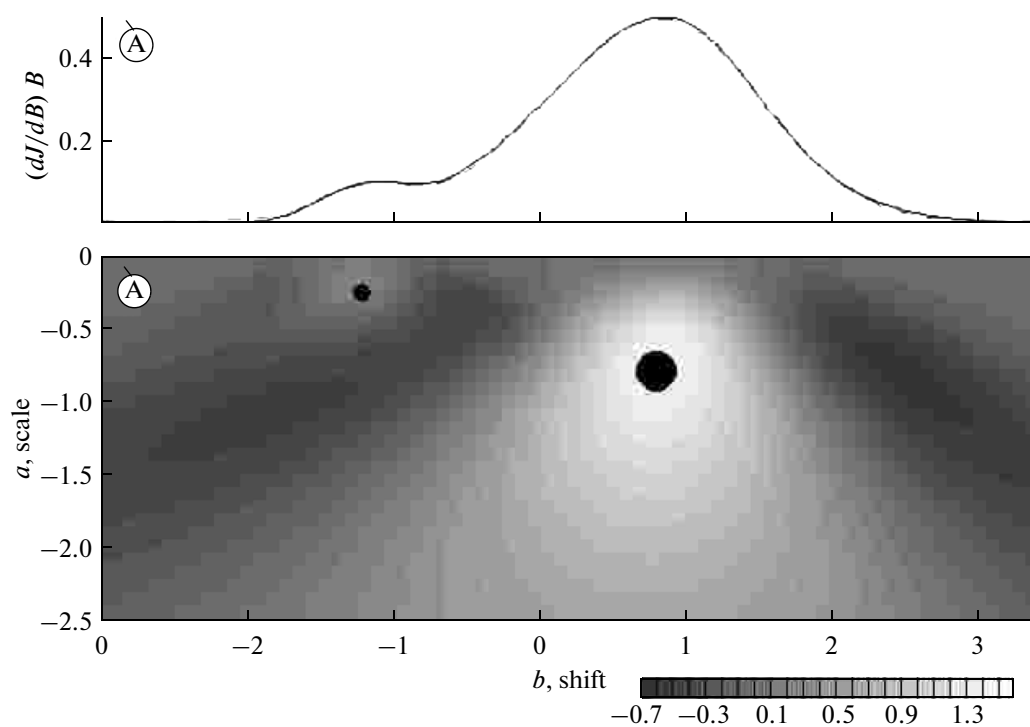


Рис. 8. Слева $c = 0.95$, справа $c = 0.05$. Здесь c — относительная доля вклада ОД компоненты. Вверху — коэрцитивные спектры, внизу — вейвлет-спектры для указанных случаев. Параметры источников $B_{c0} = 0.3, s = 0.25$ и $B_{c0} = 2.2, s = 0.78$.

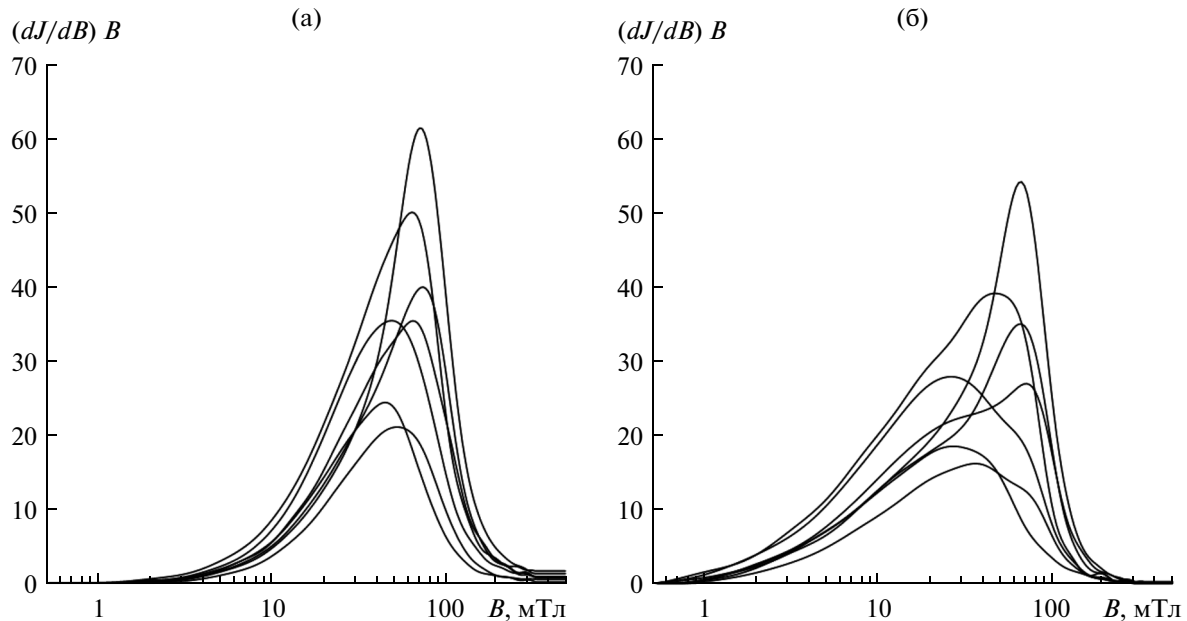


Рис. 9. (а) — коэрцитивные спектры по намагничиванию образцов донных отложений оз. Хубсугул (с2-118, с6-180, с7-126, с18к-34, с29-206, с31к-106, с32-275); (б) — коэрцитивные спектры по перемagnetизации тех же образцов.

лезобактерий. Внеклеточный магнетит характерен для морских, озерных осадков и известняков, лессов, палеопочв и красноцветных отложений.

2. D (detrital magnetite) обломочный магнетит. Данная компонента обладает относительно однородными магнитными свойствами, которые зависят только от литологических характеристик бассейна водосбора.

Следует отметить, что в большинстве случаев компоненты D и EX перекрываются по коэрцитивности, поэтому в работе [Egli, 2003] они рассматриваются в виде суммы, объединяясь в компоненту D + EX. Положение максимума коэрцитивного спектра (ПМКС) компоненты лежит в диапазоне (0–30) мТл. Невысокая жесткость D- и EX-компонент объясняется либо их высокой подверженностью термофлуктуациями (EX), либо псевдо- или много-доменностью (D).

3. BS (biogenic soft) — относительно магнитомягкая компонента представлена преимущественно однодоменными зернами магнитных минералов, имеющих биогенное происхождение (остатки магнитотактических бактерий). Четкие границы диапазона не указаны и обозначаются около 40–50 мТл, в среднем — 45 мТл.

4. BH (biogenic high) — высококоэрцитивная биогенная компонента, включающая в себя преимущественно однодоменные зерна магнитных минералов, также имеющие биогенное происхождение. Четкие границы диапазона также не указаны и определяются около 60–90 мТл, в среднем — 73 мТл.

Согласно [Egli, 2003] ПМКС бактериальных компонент расположены в диапазоне 30–80 мТл, в

зависимости от морфологии магнитосом (кубической, призматической, удлинённой или в виде пули формы) и их расположения в клетках (изолированного, в цепочках, в кучках, в пучках цепочек). Бактериальный грейгит (BH-компонента), как правило, имеет ПМКС = (75–80) мТл [Egli, 2004].

5. H (high) — определяется наличием высококоэрцитивных минералов, например, гематита. Эта компонента состоит из зерен, вероятно, имеющих аллотигенное происхождение, привнесенных в бассейн осадконакопления водными потоками или ветром.

Нами были обработаны кривые нормального остаточного намагничивания и перемagnetизации 1056 образцов, выявлено в них около 4000 компонент. По максимумам пиков на гистограммах распределения этих компонент по ПМКС (рис. 10) можно выделить не менее 4-х групп компонент.

Первая группа хорошо прослеживается в образцах озера по спектрам нормального намагничивания (рис. 10а) в интервале полей $\approx (5–30)$ мТл. Компонента достаточно хорошо согласуется с данными [Egli, 2003], поэтому мы также как он называем данную компоненту D + EX.

Также отчетливо выделяется компонента с ПМКС на спектрах намагничивания в диапазоне $\approx 30–50$ мТл. Мы полагаем, что данная группа соответствует компоненте BS, выделяемой [Egli, 2003].

Далее в интервале $\approx (50–100)$ мТл наблюдается еще два пика, которые, видимо, можно идентифицировать с компонентой BH по [Egli, 2003].

Таблица. Примеры разделения компонент ферромагнитной фракции образцов донных отложений оз. Хубсугул

Образец C11-194

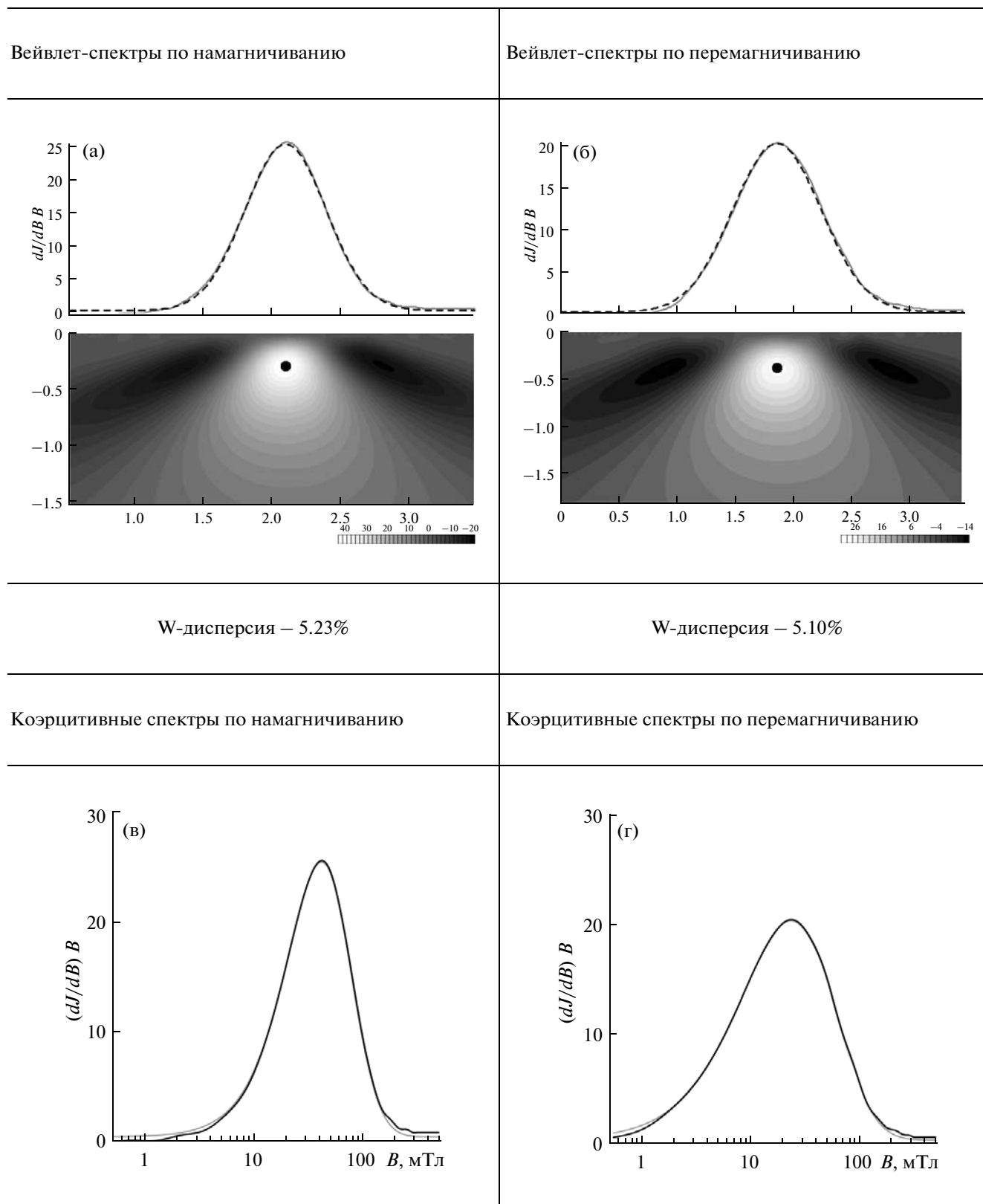
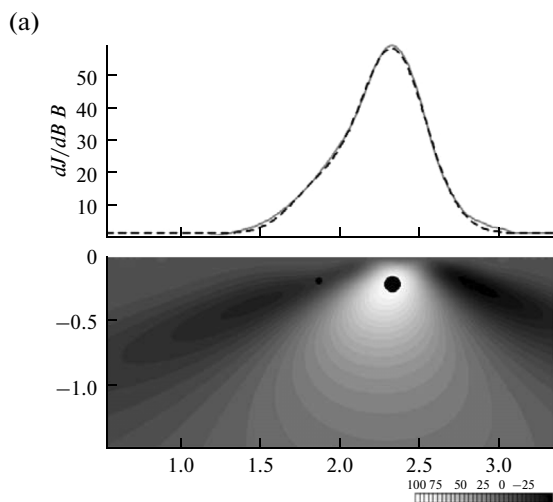


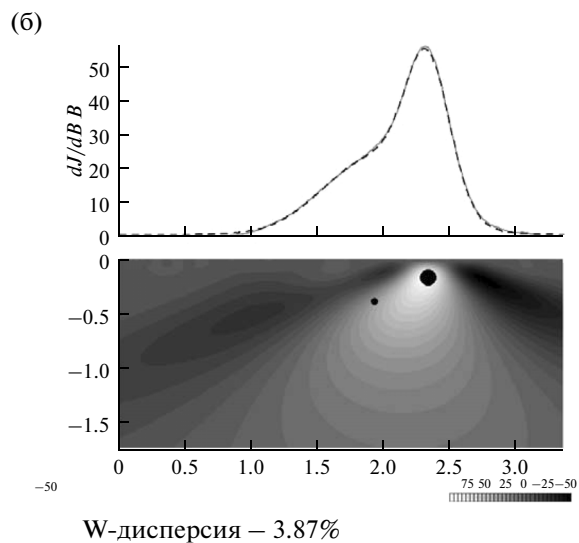
Таблица. Продолжение

Образец С19-94

Вейвлет-спектры по намагничиванию



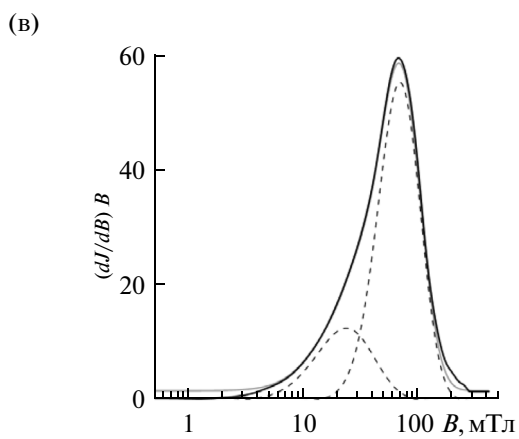
Вейвлет-спектры по перемангничиванию



W-дисперсия – 7.17%

W-дисперсия – 3.87%

Коэрцитивные спектры по намагничиванию



Коэрцитивные спектры по перемангничиванию

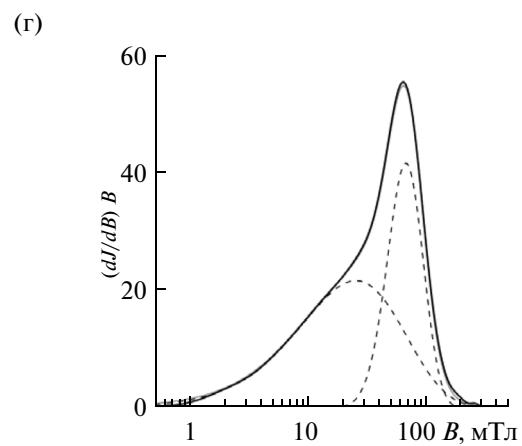
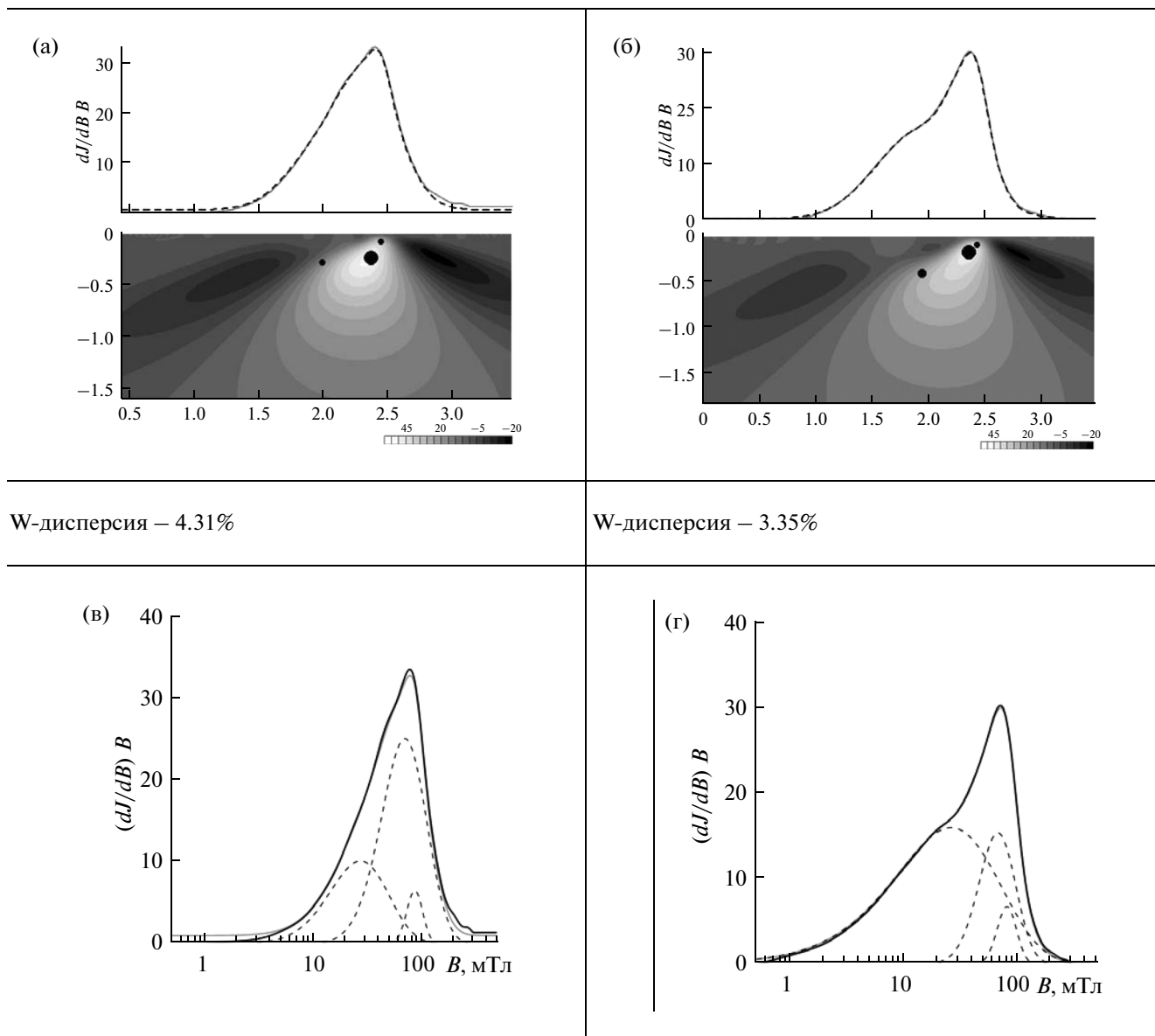


Таблица. Окончание

Образец С21-150



Здесь пунктирные линии представляют разделение КС на основные компоненты ферромагнитной фракции, сплошная черная линия представляет собой сумму основных компонент.

Самая магнитожестькая компонента Н с ПМКС от 100 мТл и выше представлена высококоэрцитивными зернами (гематита, гидроокислов, окисленными зернами магнетита и др.)

Из вида гистограмм видно, что распределения ПМКС по спектрам намагничивания (рис. 10а)) и перемангничивания (рис. 10б)) существенно различаются, особенно в области Н. В целом, это различие сводится к увеличению вклада более мяг-

ких компонент в КС, полученных по кривой перемангничивания. Такое поведение гистограмм вполне согласуется со сделанными в предыдущих разделах выводами о том, что КС, полученный по кривой нормального намагничивания, всегда жестче такового для кривой перемангничивания. В свою очередь, различие между этими КС свидетельствует о заметном присутствии в образцах МД зерен в тех случаях, когда обнаруживается мягкая

компонента D + EX. Если же такой компоненты нет, то различие в спектрах с уверенностью говорит о присутствии в образцах сильно взаимодействующих ОД частиц, что в осадочных породах с большой вероятностью указывает на биогенное их происхождение.

Если рассмотреть только основные ферромагнитные компоненты образцов, например, удалив все компоненты имеющие долю менее 10% в общей остаточной намагниченности образцов (рис. 11), можно увидеть, что все указанные пики выделяются более отчетливо. В области $\approx(60-85)$ мТл видна компонента ВН по [Egli, 2003]. Но область $\approx(50-65)$ мТл остается сложной, видимо, из-за изменчивости размеров и формы зерен компонент BS и ВН, а также характера кластеризации зерен.

Некоторые из этих компонент можно легко идентифицировать с компонентами, обнаруживаемыми по спектрам кривых перемангничивания (рис. 10б, рис. 11б). Это легко можно сделать в тех случаях, когда эти компоненты составляют значительную часть намагниченности образца (рис. 11а и 11б). В тех случаях, когда мы рассматриваем все компоненты, в том числе и составляющие менее 10% общей намагниченности образца — очень трудно их идентифицировать (рис. 10). Картина намного проще при рассмотрении только наиболее значительных магнитных компонент, здесь можно отчетливо оценить модальные значения ПМКС компонент (рис. 11):

- компонента D + EX имеет модальные значения ПМКС на спектрах намагничивания и перемангничивания соответственно $\approx(15-20)$ и $\approx(5-10)$ мТл, причем на спектрах перемангничивания число этих компонент почти вдвое меньше, что также свидетельствует о сложности идентификации компонент; часть компонент “пропадает”, вероятно, на спектрах перемангничивания они существуют в виде нескольких компонент с меньшей намагниченностью;

- также отчетливо выделяется компонента BS с модальными значениями ПМКС на спектрах намагничивания и перемангничивания соответственно $\approx 40-45$ и $\approx 20-25$ мТл, что свидетельствует о значительных полях взаимодействия в этом ансамбле зерен;

- модальные значения ПМКС компоненты ВН на спектрах намагничивания и перемангничивания очень близки и составляют $\approx 70-75$ мТл;

- самая магнитожестькая компонента Н во всех случаях обуславливает менее 10% общей намагниченности образцов и на представленных гистограммах отсутствует.

Мы сделали попытку определить минералогические особенности [Nourgaliev et al., 2005] компонент BS и ВН. С этой целью мы провели терромагнитный анализ некоторых образцов. Для этого равномерно по колонке было отобрано 18 проб. При помощи экспрессных весов Кюри [Буров и др., 1986] была

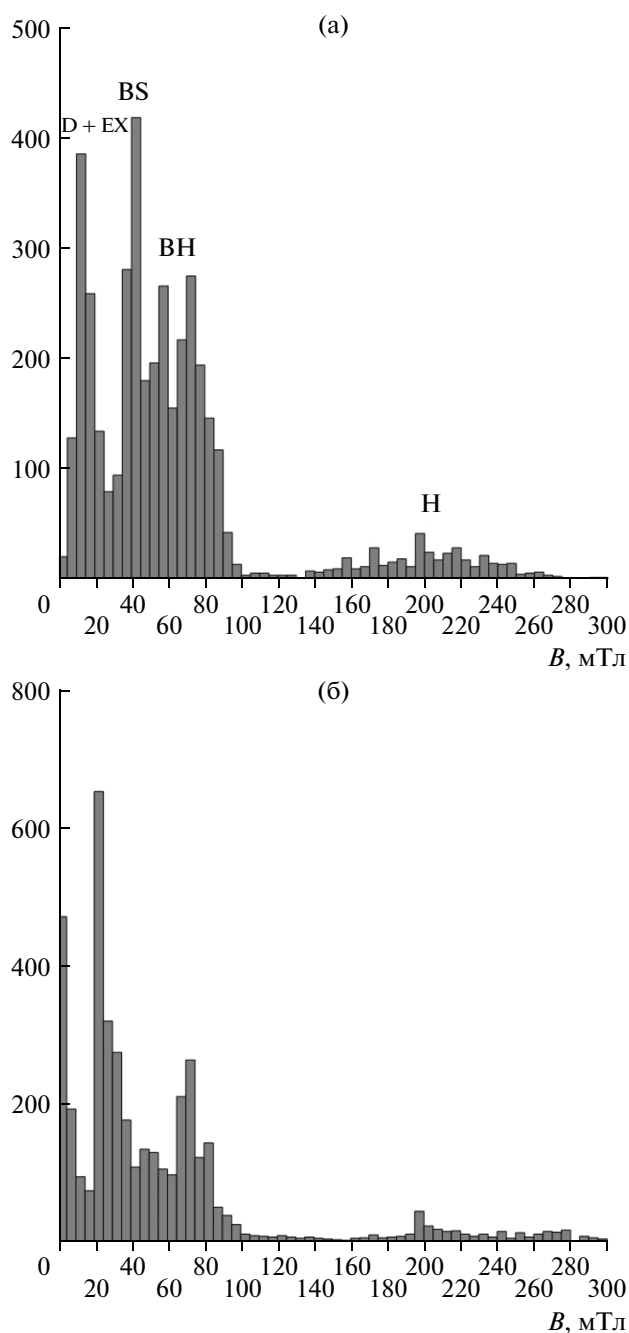


Рис. 10. Определение ферромагнитных компонент: (а) — гистограмма распределения ПМКС нормально-го остаточного намагничивания; (б) — гистограмма ПМКС перемангничивания.

измерена зависимость индуктивной намагниченности от температуры при скорости нагрева $100^\circ\text{C}/\text{мин}$ до температуры 700°C . Для оценки вклада компонент с различной магнитной жесткостью были получены кривые в двух различных полях — 0.05 и 0.2 Т. Для оценки минералогических изменений были получены кривые первого и второго нагрева. Вторая кривая получена на том же образ-

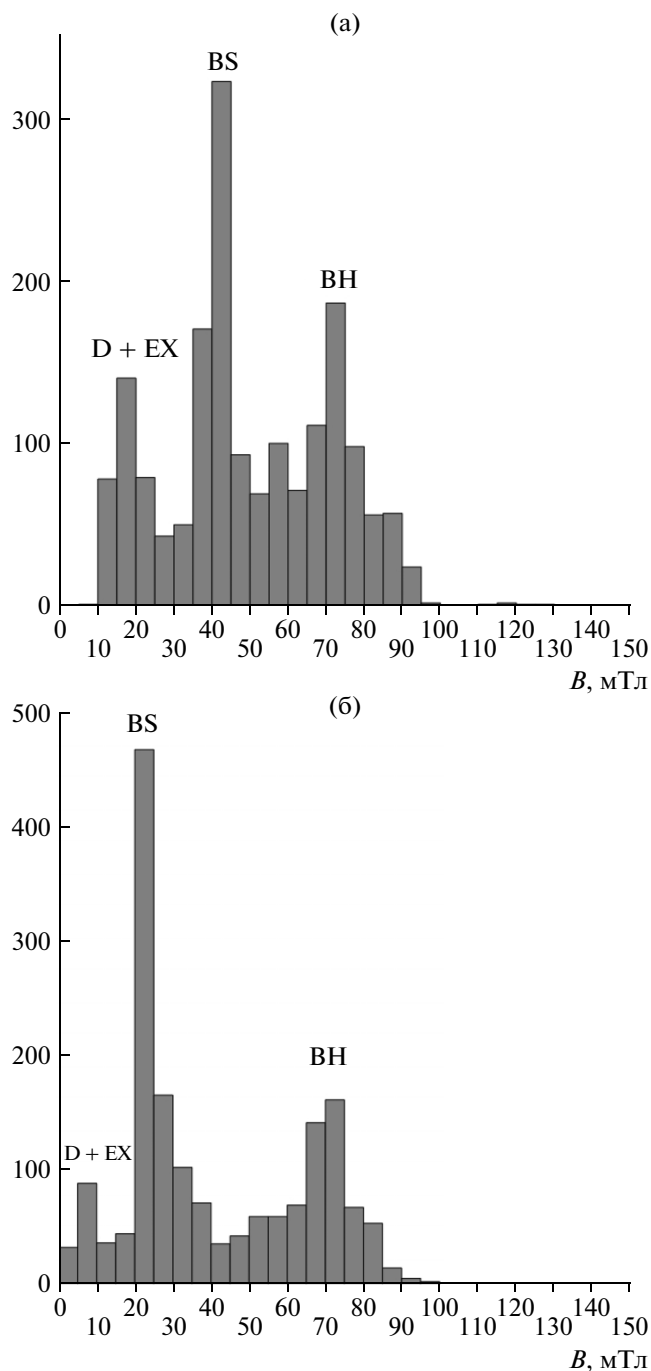


Рис. 11. Гистограммы распределения ПМКС ферромагнитных компонент, намагниченность которых составляет более 10% от общей намагниченности образца: (а) — выделенных по коэрцитивным спектрам нормального остаточного намагничивания; (б) — выделенных по коэрцитивным спектрам перемангничивания.

це после его остывания до комнатной температуры. Термомагнитные данные были сопоставлены с результатами разложения коэрцитивных спектров на компоненты. По итогам проведенного анализа все образцы были разделены на 2 основные группы.

1 группа. Основной вклад в намагниченность образца обеспечивает составляющая BS. К данной группе отнесено 4 образца. В качестве примера (рис. 12) приведены результаты сопоставления ТМА и разложения коэрцитивных спектров на составляющие образца с10-36. В этом образце фактически присутствует только одна компонента. На термомагнитной кривой также выделяется только одна фаза — магнетит. Никаких существенных минералогических изменений при первом нагревании не происходит — намагниченность после первого нагрева не изменяется. Кроме того, после первого нагрева зерна становятся жестче. Об этом свидетельствует некоторое отличие кривых первого и второго нагрева, полученных в меньшем поле (0.05 Т) (рис. 12а). Термомагнитные кривые в большем поле почти совпадают (рис. 12б). Похоже, что мы имеем дело с очень чистым магнетитом, не окисленным и практически без следов маггемита.

Ко 2-й группе образцов относятся все остальные образцы. Примеры двух крайних случаев из этой группы приведены на рис. 13 и рис. 14. Во всех образцах по результатам разложения коэрцитивных спектров выделяется несколько компонент, в числе которых достаточно надежно идентифицируются компоненты BS и BH. Причем компонента BS во всех случаях преобладает. В образце с24-6 (рис. 13) содержание компоненты BH несколько больше, чем в образце с11-110 (рис. 14). Термомагнитные кривые этих образцов принципиально отличаются от таковых, полученных для образцов содержащих только компоненту BS (рис. 12). Во-первых, в процессе первого нагрева происходит рост намагниченности за счет формирования магнетита в процессе диссоциации сульфида железа. Об этом свидетельствует пик на дифференциальной кривой ТМА в области 450–500°C [Буров и др., 1986]. Рост намагниченности после первого прогрева в образце с11-110 существенно больше, чем в образце с24-6, при том, что пик в области 450–500°C в этом образце проявляется слабее. Видимо, дело в том, что в образце с11-110 образующийся магнетит имеет очень маленькие размеры и блокирующая температура зерен существенно ниже 450°C. В образце с24-6 сульфид железа, вероятно, представлен более крупными зернами. Можно предположить, что среди обнаруженных сульфидов железа присутствует и грейгит, о чем свидетельствует наличие на термомагнитных кривых небольшого пика между 250–300°C, характерного для термомагнитного поведения этого минерала [Буров и др., 1986].

Несколько слов о некоторых эффектах, обнаруживаемых на представленных термомагнитных кривых:

— пик, обнаруживаемый на дифференциальных кривых ТМА в интервале 150–200°C (рис. 12–рис. 14), связан с изменением магнитной

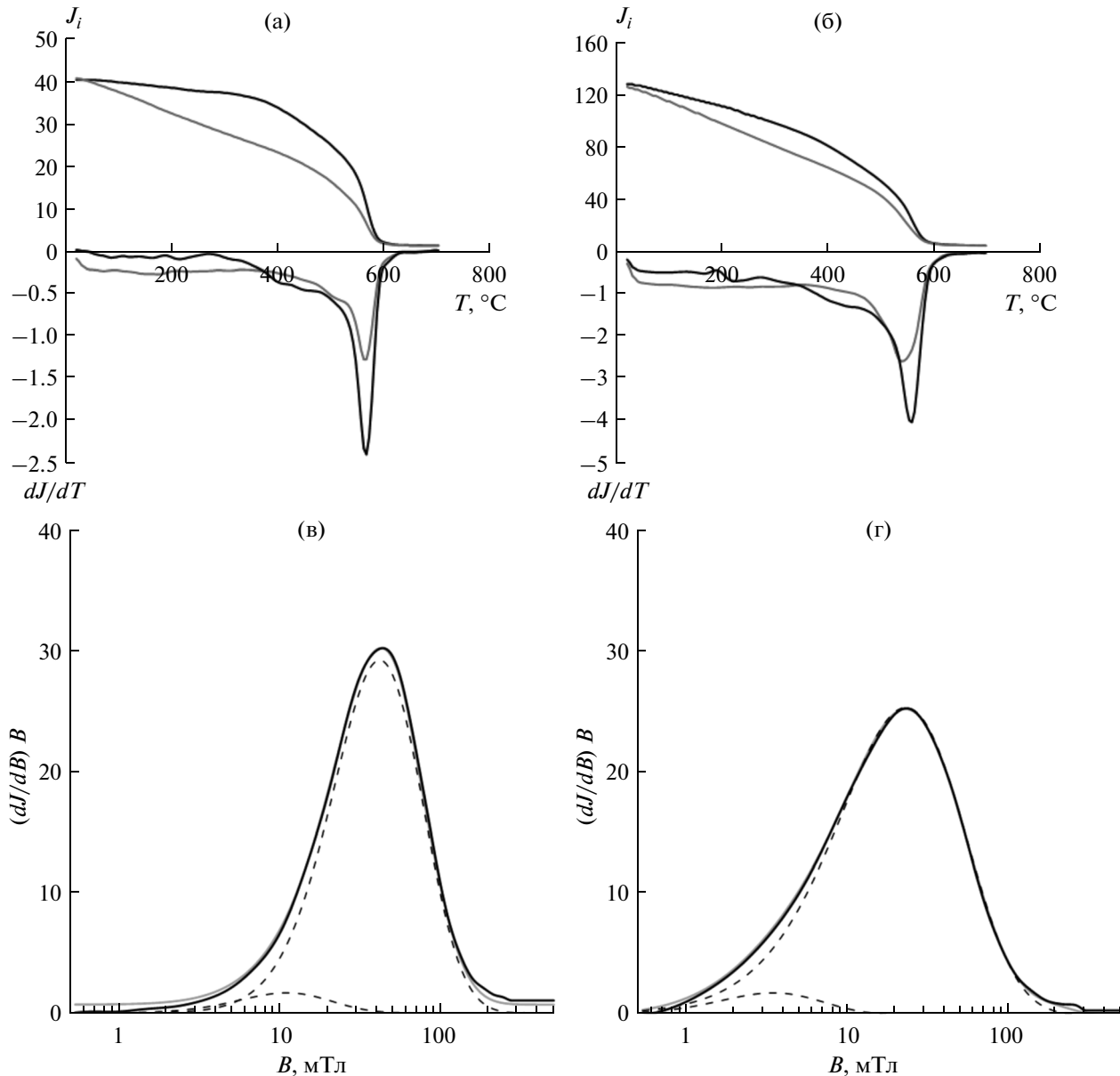


Рис. 12. Пример сопоставления данных ТМА и разложения коэрцитивных спектров на составляющие. Образец с10-36. Верхняя строка — диаграммы ТМА, черная — 1-й нагрев, серым — 2-й нагрев; верхняя часть диаграммы — интегральные кривые, нижняя часть — дифференциальные кривые; (а) — в поле 0.05 Тл; (б) — в поле 0.2 Тл. Нижняя строка — коэрцитивные спектры (в) — по намагничиванию; (г) — по перемангничиванию. Серая линия — сглаженная коэрцитивная кривая, пунктирные линии — разделение коэрцитивного спектра на основные компоненты, сплошная черная линия — сумма основных компонент.

жесткости окисленного магнетита [Буров и др., 1986];

— на дифференциальных кривых ТМА второго нагрева образцов, содержащих сульфиды, наблюдается фаза выше 600°C — это гематит. Учитывая, что он образовался при окислении магнетита, образующегося из сульфида железа, можно предположить образование значительного объема очень мелкозернистого магнетита, который сразу же окислялся до гематита.

ОБСУЖДЕНИЕ

К сожалению, пока мы не смогли получить электронно-микроскопические снимки магнитных сепаратов из исследованных образцов, но уже можно сказать, что выявленные компоненты BS и BH с высокой вероятностью являются биогенными объектами. В пользу этого свидетельствуют распределения ПМКС, на которых отчетливо выделяются несколько компонент, которые стабильно прослеживаются на всем протяжении

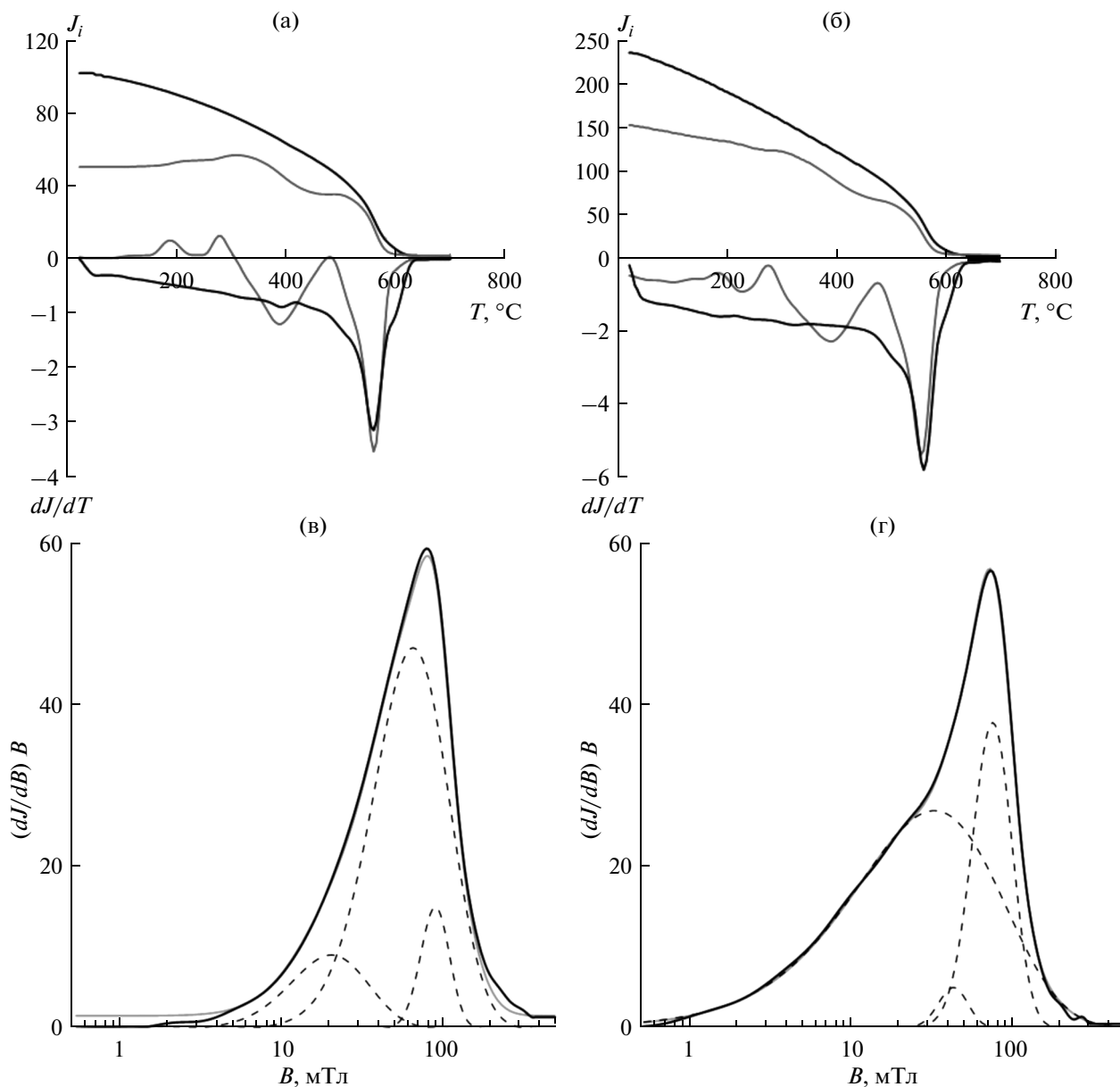


Рис. 13. Пример сопоставления данных ТМА и разложения коэрцитивных спектров на составляющие. Образец с24-6. Верхняя строка — диаграммы ТМА, черным — 1-й нагрев, серым — 2-й нагрев; верхняя часть диаграммы — интегральные кривые, нижняя часть — дифференциальные кривые; (а) — в поле 0.05 Тл; (б) — в поле 0.2 Тл. Нижняя строка — коэрцитивные спектры (в) — по намагничиванию; (г) — по перемангничиванию. Серая линия — сглаженная коэрцитивная кривая, пунктирные линии — разделение коэрцитивного спектра на основные компоненты, сплошная черная линия — сумма основных компонент.

исследованной истории бассейна. Трудно представить себе случайный процесс выветривания и седиментации в котором могли быть произведены подобные ансамбли магнитных зерен, свойства которых сохранялись на протяжении сотен тысяч лет при значительном изменении окружающих условий [Fedotov et al., 2004]. Среди них — две компоненты очень похожи на выделенные ранее [Egli, 2004] и поэтому мы назвали их по аналогии BS и ВН. Для этих компонент характерно небольшое

среднее поле взаимодействия между зернами, о чем свидетельствует достаточно небольшой сдвиг между ПМКС спектров намагничивания и перемангничивания. Это также является доводом в пользу однодоменного ансамбля зерен, и его биогенной природе.

Таким образом, предложенные методики позволяют достаточно экспрессно получать информацию об остатках магнитотактических бактерий в осадках. Причем, удастся различить их разные

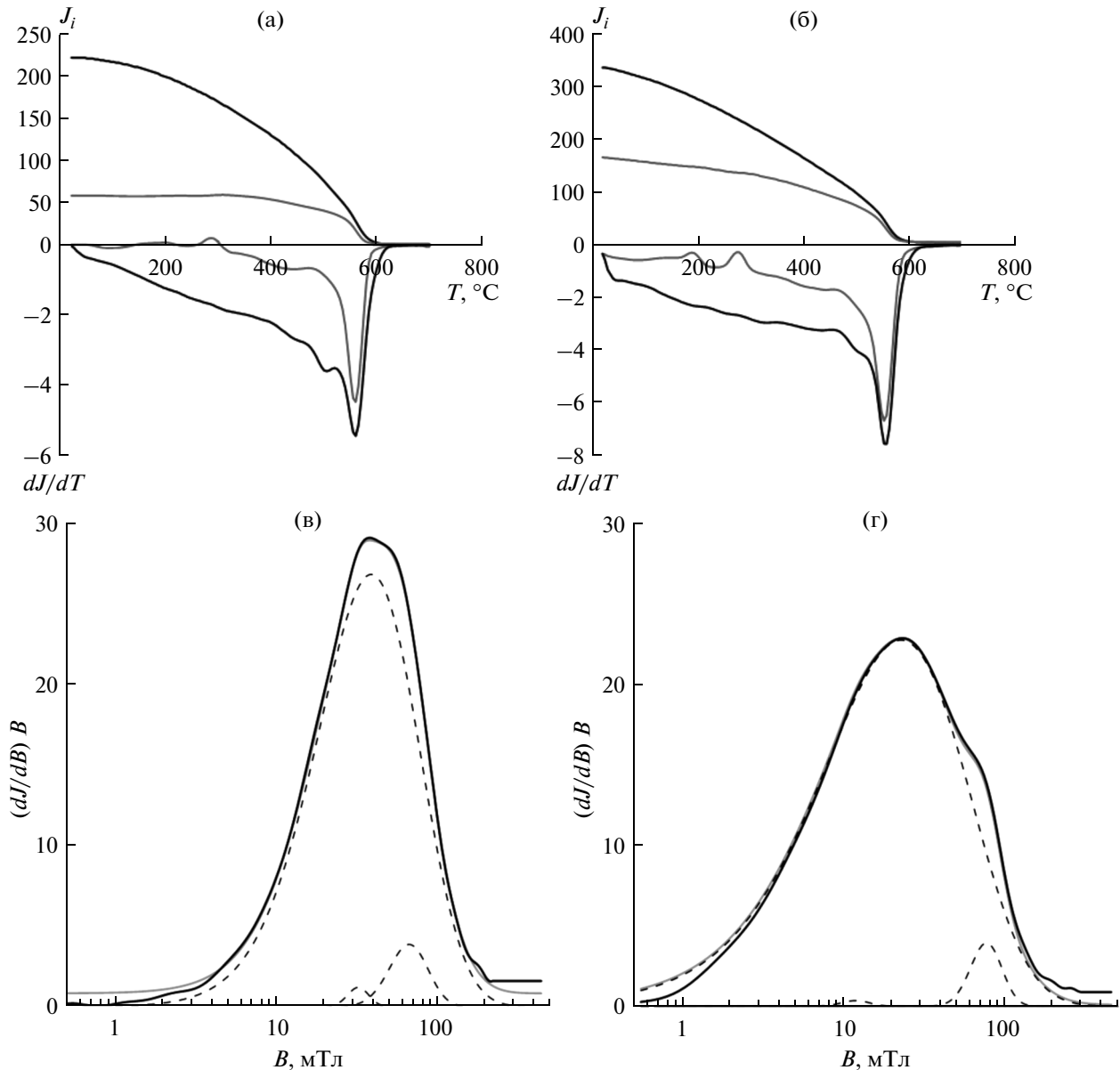


Рис. 14. Пример сопоставления данных ТМА и разложения коэрцитивных спектров на составляющие. Образец с11-110. Верхняя строка — диаграммы ТМА, черным — 1-й нагрев, серым — 2-й нагрев; верхняя часть диаграммы — интегральные кривые, нижняя часть — дифференциальные кривые; (а) — в поле 0.05 Тл; (б) — в поле 0.2 Тл. Нижняя строка — коэрцитивные спектры (в) — по намагничиванию; (г) — по перемагничиванию. Серая линия — сглаженная коэрцитивная кривая, пунктирные линии — разделение коэрцитивного спектра на основные компоненты, сплошная черная линия — сумма основных компонент.

виды без сепарации и прямого наблюдения. По сути, это новый метод палеонтологических исследований. Первый вопрос, который возникает в данном случае — чем отличаются компоненты BS и ВН? Причин для этого много — форма и размеры зерен, минералогия. Все эти параметры имеют, конечно же, “палеонтологическое” значение. В данном случае мы попытались выяснить — не является ли различие компонент BS и ВН минералогическим? Из полученных термомагнитных данных становится совершенно очевидно, что компонен-

та BS представлена ансамблем зерен магнетита. На рис. 13 приведены доказательства этого факта. Более того, можно достаточно уверенно констатировать, что магнетит в этих образцах без примесей маггемита и достаточно чистый. Об этом также свидетельствует очень слабое проявление термомагнитного эффекта в области 150–200°C, связанного обычно с магнетитом из зоны гипергенеза. Необходимо отметить, что в этих образцах отсутствуют другие сильномагнитные минералы, например, сульфиды. Но как только в разложении

ях коэрцитивных спектров появляются следы компоненты ВН, на термомагнитных кривых появляются признаки наличия в образцах сульфидов железа. Одним из сульфидов является грейгит, признаки которого обнаруживаются по термомагнитному эффекту в области 250–300°C. Таким образом, можно полагать, что различие между компонентами BS и ВН является минералогическим. Также необходимо отметить, что мы не нашли пока образцов, в которых есть только компонента ВН, обычно она всегда обнаруживается с компонентой BS. Это очень интересный факт. Его можно объяснить как переотложением зерен, слагающих компоненту BS, так и возможностью одновременной генерации обоих компонент. Последняя гипотеза представляется крайне интересной. По нашему мнению, возможно одновременное существование в толще воды двух границ, на которых обитают магнитотактические бактерии. В данном случае соотношение содержания различных типов магнитотактических бактерий является следствием изменений баланса воды в бассейне, обусловленного климатическими и тектоническими причинами. Таким образом, остаточная намагниченность и гистерезисные параметры обретают новый количественный палеоэкологический смысл — в оценках количества остатков различных типов магнитотактических бактерий в единице объема осадка, их минералогических и морфологических характеристик. Такая экспрессная информация о наличии магнитотактических бактерий различного вида и их соотношении в осадках открывает новые возможности магнетизма горных пород для палеореконов окружающей среды и палеоклимата по отложениям озер.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вейвлет-разложение коэрцитивных спектров на компоненты с гауссовой формой спектра является хорошим инструментом для выявления в осадках современных озер магнитных ансамблей различного происхождения. Экспрессность получения таких данных — снятия самих кривых с использованием коэрцитивного спектрометра и разложения коэрцитивных спектров на компоненты, позволяет анализировать большие коллекции образцов. Это открывает новые возможности для применений методов магнетизма горных пород в палеоэкологических и палеоклиматических исследованиях.

По коэрцитивным спектрам образцов донных отложений озера Хубсугул выявлено несколько магнитных компонент, среди которых по ряду признаков выделены две компоненты биогенного происхождения, различающиеся по магнитной жесткости. По данным термомагнитного анализа установлено, что мягкая компонента представле-

на зернами магнетита, а жесткая — грейгита. Эти данные могут быть использованы для реконструкции изменений окружающей среды и изменений климата по донным отложениям озер.

Работа выполнена за счет средств субсидии, выделенной в рамках государственной поддержки Казанского (Приволжского) федерального университета в целях повышения его конкурентоспособности среди ведущих мировых научно-образовательных центров, за счет субсидии, выделенной Казанскому федеральному университету для выполнения государственного задания в сфере научной деятельности, а также при частичной поддержке грантов РФФИ № 14-05-00785 и № 14-05-00785А.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Астафьева Н.М.* Вейвлет-анализ: основы теории и примеры применения // Успехи физических наук. 1996. Т. 166. № 11. С. 1145–1170.
- Белоконь В.И., Кочегура В.В., Шолло Л.Е.* Методы палеомагнитных исследований горных пород. Л.: Недра. 1973. 248 с.
- Буров Б.В., Нургалиев Д.К., Ясонов П.Г.* Палеомагнитный анализ. Казань: изд-во КГУ. 1986. 167 с.
- Иванов В.А., Хабурзания И.А., Шолло Л.Е.* Использование диаграммы Прейзаха для диагностики одно- и многодоменных зерен в образцах горных пород // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1981. №1. С. 55–65.
- Кочегура В.В.* Об анализе кривой нормальной остаточной намагниченности. Настоящее и прошлое магнитного поля Земли. 1965. С. 154–157.
- Утёмов Э.В., Нургалиев Д.К.* “Естественные” вейвлет-преобразования гравиметрических данных: теория и приложения // Физика Земли. 2005. № 4. С. 88–96.
- Шолло Л.Е.* Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. Л.: Недра. 1977. 182 с.
- Щербаков В.П., Ламаш Б.Е., Щербакова В.В.* Физика магнетизма горных пород. М.: ИФЗ АН СССР. 1991. 187 с.
- Bazylinski D.A., Garratt-Reed A.J., Frankel R.B.* Electron microscopic studies of magnetosomes in magnetotactic bacteria // Microsc. Res. Tech. 1994. № 27. P. 389–401.
- Blakemore R.P., Frankel R.B.* Biomineralization by Magnetogenic Bacteria. Metal-Microbe Interactions / Ed. by Poole R.K. and Gadd G.M. 1989. IRL Press, Oxford, UK. P. 85–98.
- Day R., Fuller M., Schmidt V.A.* Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence // Phys. Earth Planet. Inter. 1977. V. 13. P. 260–267.
- Dunlop D.J., Özdemir Ö.* Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers. Cambridge and New York: Cambridge Univ. Press. 1997. 573 p.
- Egli R.* Analysis of the field dependence of remanent magnetization curves // Journal of Geophysical Research B: Solid Earth. 2003. V. 108. № 2. P. EPM 4-1–4-25.
- Egli R.* Characterization of individual rock magnetic components by analysis of remanence curves. 1. Unmixing natural sediments // Studia Geophysica et Geodaetica. 2004a. V. 48. № 2. P. 391–446.
- Egli R.* Characterization of individual rock magnetic components by analysis of remanence curves. 2. Fundamental

- properties of coercivity distributions // *Physics and Chemistry of the Earth*. 2004b. V. 29. № 13–14. P. 851–867.
- Egli R.* Characterization of individual rock magnetic components by analysis of remanence curves. 3. Bacterial magnetite and natural processes in lakes // *Physics and Chemistry of the Earth*. 2004c. V. 29. № 13–14. P. 869–884.
- Evans M.E., Heller F.* Environmental magnetism. Principles and applications of enviromagnetics. San Diego: Academic Press. 2003. 311 p.
- Fedotov A.P., Chebykina E.P., Semenov M.Yua., Vorobyovaa S.S. et al.* Changes in the volume and salinity of Lake Khubsugul (Mongolia) in response to global climate changes in the Upper Pleistocene and the Holocene. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2004. V. 209. P. 245–257.
- Garhing J.F.L., Bleil U., Riedinger N.* Alteration of magnetic mineralogy at the sulphate–methane transition: Analysis of sediments from the Argentine continental slope // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2005. V. 151. P. 290–308.
- Grygar T., Dekkers M.J., Bezdiccka P., Schneeweiss O., Dedecek J., Kruiver P.P.* Iron oxide mineralogy in late Miocene red beds from La Gloria, Spain: Rock-magnetic, voltammetric and Vis spectroscopy analyses // *Catena*. 2003. V. 53. P. 115–132.
- Heslop D., Dekkers M.J., Kruiver P.P., Oorschot I.H.M.* Analysis of isothermal remanent magnetization acquisition curves using the expectation-maximization algorithm // *Geophys. J. Int.* 2002. V. 148. P. 58–64.
- Heslop D., Dillon M.* Unmixing magnetic remanence curves without a priori knowledge // *Geophysical J. Int.* 2007. V. 170 № 2. P. 556–566.
- Heslop D., Roberts A.P.* A method for unmixing magnetic hysteresis loops // *J. Geoph. Res.: Solid Earth*. 2012. V. 117. № B3. DOI: 10.1029/2011JB008787.
- Heslop D., Witt A., Kleiner T., Fabian K.* The role of magnetostatic interactions in sediment suspensions // *Geophys. J. Int.* 2006. V. 165. P. 775–785.
- Heywood B.R., Bazylinski D.A., Garrett-Reed A., Mann S., Frankel R.B.* Controlled biosynthesis of greigite (Fe₃S₄) in magnetotactic bacteria // *Natur-wissenschaften*. 1990. V. 77. P. 536–538.
- Kruiver P.P., Dekkers M.J., Heslop D.* Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetization // *Earth and Planetary Science Letters*. 2001. V. 189. P. 269–276.
- Kruiver P.P., Passier H.F.* Coercivity analysis of magnetic phases in sapropel S1 related to variations in redox conditions, including an investigation of the S ratio // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2001. V. 2. № 12. doi: 10.1029/2001GC000181.
- Mann S., Frankel R.B., Blakemore R.P.* Structure, morphology, and crystal growth of bacterial magnetite // *Nature (London)*. 1984. V. 310. P. 405–407.
- Moreau F., Gibert D., Holschneider M., Saracco G.* Identification of sources of potential fields with the continuous wavelet transform: Basic theory // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. № B3. P. 5003–5013.
- Nourgaliev D.K., Yasonov P.G., Kosareva L.R., Kazanskii A.Yu., Fedotov A.P.* The origin of magnetic minerals in the Lake Khubsugul sediments (Mongolia) // *Russian J. Earth Sciences*. 2005. V. 7. № 3. P. 1–6.
- Pechersky D.M., Grachev A.F., Nourgaliev D.K., Tselmovich V.A., Sharonova Z.V.* Magnetolithologic and magnetomineralogical characteristics of deposits at the Mesozoic / Cenozoic boundary: GAMS section (Austria) // *Russian J. Earth sciences*. 2006. V. 8. № 3. C. ES3001.
- Robertson D.J., France D.E.* Discrimination of remanence-carrying minerals in mixtures, using isothermal remanent magnetisation acquisition curves // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1994. V. 82 P. 223–234.
- Spassov S., Egli R., Heller F., Nourgaliev D.K., Hannam J.* Magnetic quantification of urban pollution sources in atmospheric particulate matter // *Geophys. J. Int.* 2004. № 159. P. 555–564.
- Spassov S., Heller F., Kretzschmar R., Evans M.E., Yue L.P., Nourgaliev D.K.* Detrital and pedogenic magnetic mineral phases in the loess/paleosol sequence at Lingtai (Central Chinese Loess Plateau) // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2003. V. 140. P. 255–275.
- Stockhausen H.* Some new aspects for the modelling of isothermal remanent magnetization acquisition curves by cumulative log Gaussian functions // *Geophys. Res. Lett.* 1998. V. 25. P. 2217–2220.
- Thompson R.* Modelling magnetization data using SIMPLEX // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1986. V. 42. P. 113–127.
- Tundisi J.G., Matsumura-Tundisi T.* *Limnology*. Balkema, Leiden, The Netherlands: CRC Press. 2011. P. 866.
- van Oorschot I.H.M., Dekkers M.J., Havlicek P.* Selective dissolution of magnetic iron oxides with the acid-ammonium-oxalate/ferrousiron extraction technique – II. Natural loess and palaeosol samples // *Geophys. J. Int.* 2002. V. 149. P. 106–117.
- Wetzel R.G.* *Limnology: Lake and River Ecosystems*. Academic Press. 2001. P. 1006.