

УДК 552.323

## ПЕТРОМАГНИТНАЯ И ПАЛЕОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ НА ГРАНИЦЕ МЕЗОЗОЯ И КАЙНОЗОЯ: РАЗРЕЗ ТЕТРИЦКАРО (ГРУЗИЯ)

© 2009 г. Д. М. Печерский<sup>1</sup>, Б. З. Асанидзе<sup>2</sup>, Д. К. Нургалиев<sup>3</sup>, З. В. Шаронова<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, [diamar1@front.ru](mailto:diamar1@front.ru)

<sup>2</sup>Кавказский институт минерального сырья, г. Тбилиси, Грузия, [asanidze@mail.ru](mailto:asanidze@mail.ru)

<sup>3</sup>Казанский государственный университет, [danis.nourgaliev@ksu.ru](mailto:danis.nourgaliev@ksu.ru)

Поступила в редакцию 02.07.2007 г.

Выполнено детальное петромагнитное и магнитостратиграфическое изучение разреза Тетрицкаро. В результате установлено, что пограничный слой на границе мезозоя и кайнозоя (граница К/Т) фиксируется в первую очередь по резкому росту парамагнитной намагниченности, т.е. общего содержания железа, и в меньшей мере по росту содержания таких магнитных минералов как гетит, гемоильменит, гематит и магнетит. Распределение в разрезе титаномагнетита вулканического происхождения и металлического железа космического происхождения не контролируется ни границей К/Т, ни литологическими особенностями осадков.

Граница геологических эр мезозоя и кайнозоя находится внутри магнитохрона обратной полярности C29r и отмечается резким ростом палеонапряженности геомагнитного поля и некоторой неустойчивостью палеомагнитных направлений, но не сменой полярности. Время накопления пограничного слоя глины примерно 1.5–2 тысячи лет, резкие изменения палеонапряженности и направления геомагнитного поля охватывают 30–40 тысяч лет. Такую продолжительность отмеченных событий невозможно связать с кратковременным импактным явлением.

PACS: 91.25Ng

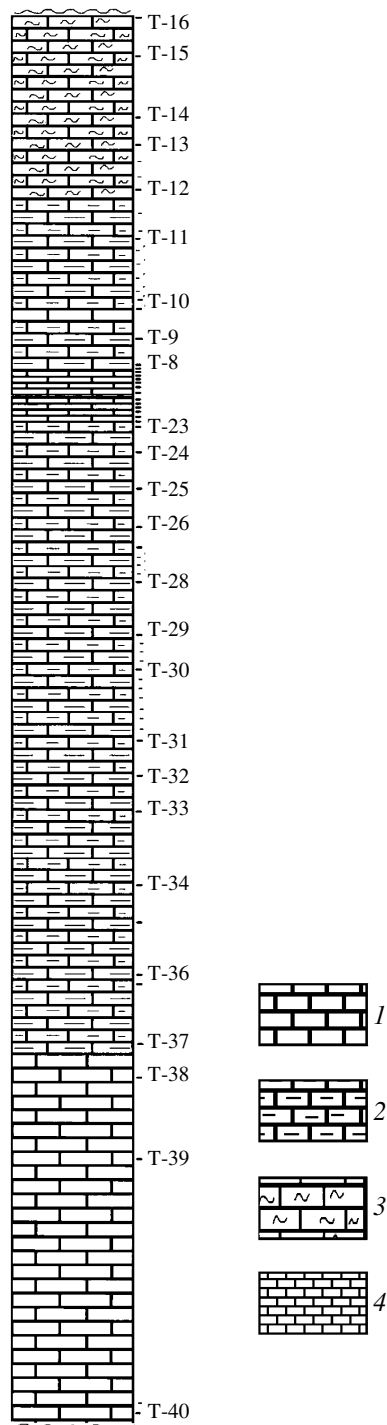
### ВВЕДЕНИЕ

Считается, что граница мезозоя и кайнозоя (К/Т) ярко отразилась в крупных поверхностных и приповерхностных явлениях, таких как существенное вымирание биоты, мощная плюмовая магматическая активность, импактные явления, повышение магнитной восприимчивости океанских и морских отложений на границе К/Т и/или близ нее [Веймарн и др., 1998; Alvarez et al., 1990; Ellwood et al., 2003; Ernst, Buchan, 2003; Grachev et al., 2005; Pechersky, Garbuzenko, 2005; Печерский и др., 2006; Pechersky et al., 2006 и др.]. В то же время анализ непрерывных разрезов осадков океана, захватывающих границу К/Т, показал [Pechersky, Garbuzenko, 2005], что граница К/Т отмечается пиком магнитной восприимчивости  $\chi$  только в 30% изученных колонок. Высокие значения  $\chi$ -пика обычно приурочены к эпицентрам активных плюмов. Процесс накопления магнитного материала в осадках растянут во времени от первых десятков тысяч лет (чаще) до сотен тысяч лет.

До последнего времени анализировалось лишь поведение магнитной восприимчивости осадков на границах эр и не изучались другие магнитные свойства. Связь составов и других особенностей магнитных минералов в осадках с плюмовой магматической активностью вообще не изучалась.

Эти недостатки восполняются детальными магнитолитологическими и магнитоминералогическими исследованиями ныне обнажающихся на суше и доступных для непосредственного изучения эпиконтинентальных отложений у границы К/Т в разрезах Поволжья (Тепловка и Ключи) [Molostovsky et al., 2006], Австрии (Гамс) [Grachev et al., 2005; Pechersky et al., 2006], Мангышлака (Кошак) [Печерский и др., 2006] и Грузии (Тетрицкаро).

Аномальное поведение магнитной восприимчивости в пограничном слое на границе К/Т распространено в эпиконтинентальных осадках, по крайней мере, регионально, а возможно и глобально, отражая особенности накопления в осадках железа и магнитных минералов. Оно встречается в двух вариантах в зависимости от литологического типа разреза: 1) карбонатные отложения маастрихта сменяются песчано-глинистыми отложениями дания, в этом случае отмечается резкий всплеск восприимчивости в пограничном слое, и выше, в песчано-глинистых отложениях дания ее величина остается повышенной по сравнению с отложениями маастрихта; например, разрезы Гамс (Австрия) [Pechersky et al., 2006], Ключи (Поволжье) [Molostovsky et al., 2006], Кубалач (Крым) [Ямпольская и др., 2004]; 2) карбонатные



**Рис. 1.** Литолого-стратиграфическая колонка разреза Тетрицкаро с указанием мест отбора ориентированных образцов для палеомагнитных и других исследований: 1 – светлые известняки; 2 – серые мергелистые известняки; 3 – коричневато-розовые мергелистые известняки; 4 – пограничные глины; жирной линией выделена граница К/Т. Масштаб: в 1 см 200 м.

и глинисто-карбонатные отложения близ границы К/Т с тонкими прослоями глин, в частности, на границе К/Т, в таких разрезах отмечается только

резкий пик восприимчивости, приуроченный к слою пограничной глины, например, разрезы Тепловка (Поволжье) [Molostovsky et al., 2006], Кошак (Мангышлак) [Печерский и др., 2006], Тетрицкаро (Грузия) [Adamia et al., 1993], Абат (Оман) [Ellwood et al., 2003].

В пограничном слое на границе К/Т происходит накопление гидроокислов железа, которое носит, скорее всего, глобальный характер. Это может быть результатом геохимических, климатических процессов, вулканической и гидротермальной деятельности, подобной металлоносным осадкам [Гурвич, 1998]. Этот процесс существенно отличается от терригенного накопления магнитных минералов и, самое главное, должен быть глобальным.

В отличие от гидроокислов железа накопление других магнитных минералов идет по-разному, очевидно, отражая происхождение этих минералов (космогенные шарики металлического железа и никеля или вулканогенные зерна титаномагнетита) или местные условия накопления терригенного материала (например, магнетита, ильменита); магнитная слоистая текстура осадков свидетельствует о детритном отложении и гидроокислов железа и других магнитных минералов.

На разрезе Тетрицкаро (Грузия) ведутся комплексные биостратиграфические, литологические, геохимические, петромагнитные и палеомагнитные исследования в различных лабораториях, как в России, так и за рубежом: в лаборатории геомагнетизма Института физики Земли РАН, в палеомагнитной лаборатории геологического факультета Казанского государственного университета и в палеомагнитной лаборатории Кавказского института минерального сырья (Тбилиси). Настоящая статья посвящена результатам петромагнитного и палеомагнитного изучения отложений разреза Тетрицкаро.

#### КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ

В ущелье левого притока реки Храми, в 500 метрах восточнее от деревни Тетрицкаро обнажается непрерывный разрез отложений, включающих границу мела-палеогена. В районе этого разреза распространены верхнемеловые (кампан-маастрихт) мелководные морские отложения, состоящие преимущественно из известняков и глинистых известняков, и палеоценовые мелководные морские мергели, глинистые песчаники, глинистые известняки, конгломераты и брекчии. В разрезе Тетрицкаро ранее детально изучен интервал мощностью более 20 м, включающий границу маастрихта-дания [Adamia et al., 1993] (рис. 1).

**Описание разреза (снизу – вверх):**

1. Маастрихт. Пачка мощностью 15 м светло-серых глинистых известняков, в верхней части пачки отложения более карбонатные. В пачке представлены снизу вверх следующие зоны: *Lithraphidites quadratus* (0–3.1 м); *Micula murus* (3.1–11.4 м); *Micula prinsii*, самая верхняя Маастрихтская зона (от 11.4 м до пограничной глины) с комплексами *Watznaueria barnesae*, *W. britannica*, *Arkhangelskielia cymbiformis*, *Prediscosphaera cretacea*, *Broinsonia enormis*, *B. parka*, *Eiffelithus turris-eiffelli*, *Zigodiscus spiralis*, *Chiastozygus anceps*, *Cribrospheraella ehrenbergii*, *Crepidolithus crenulatus*, *Parhabdololithus angustus*, *Micula murus*, *M. staurophora*, *M. prinsii*, *Markalius cyrkumradiatus*, *Tetralithus gothicus*, *Microrhabdulus decoratus*, *Lithraphidites carniolensis*, *L. quadratus*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Nephrolithus frequens*. Встречаются также представители зоны *Globotruncana contusa*.

2. Пограничный слой глины мощностью 1.5–2.5 см (рис. 1), лежащий непосредственно на глинистых известняках маастрихта. В нижней половине слоя глины проходит прослой глины ржавого цвета мощностью 1–3 мм. В слое глины встречаются зерна ударно-метаморфизованного кварца, в самом слое и в основании перекрывающих его известняков (первые миллиметры) зафиксированы аномально высокие содержания иридия 3.46–5.34 ng/g. Местами в слое глины встречаются линзы и фрагменты белого известняка, литологически аналогичного лежащим выше известнякам, которые содержат комплексы наннофоссилей, характерных для самого низа дания – зоны *Biantholithus sparsus*: *Braarudosphaera bigelowii*, *B. turbinea*, *B. discula*, *B. africana*, *B. irregularis*, *Biantholithus sparsus*, *Thoracosphaera operculata*, *T. saxea*, *Biscutum parvulum*, *Placozygus sigmoides*, *Cyclagellosphaera reinhardtii*, *Marcalius inversus*, *M. apertus*. Иногда отмечаются внедрения глины в микродистрибутивные трещинки. Авторы [Adamia et al., 1993] не исключают появление в известняках, лежащих на пограничном слое глины, иридия или зерен ударно-метаморфизованного кварца, как результат контаминации.

3. Палеоген, даний. Светло-серые и белые известняки мощностью 0.8–0.9 м. В нижней части пачки отмечаются тонкие прослои и линзы известковистой глины мощностью от 0.5 до 10 мм. Выше по разрезу они исчезают. Возраст пачки соответствует зоне *Biantholithus sparsus*.

4. Светло-серые и серые глинистые известняки. Мощность 0.8–1 м. Зона *Biantholithus sparsus*.

5. Серые и светлокорицево-серые глинистые известняки. Мощность 1.8–2 м. Зона *Cruciplacolithus tenuis*.

6. Корицево-серые, красно-серые и серые глинистые известняки и мергели. Мощность 2.4 м. Задокументированы следующие зоны: *Cruciplacolithus tenuis* (0–1 м); *Chiasmolithus danicus* (1–2.1 м); *Cyclococcolithus robustus* (2.1 м и выше).

Залегание пород близко моноклиальному, пологое, отложения наклонены на северо-восток, угол падения 10–20°, преобладает угол 15°, азимут падения в верхней части маастрихтских отложений и в датских отложениях 35–40°, а в средней и нижней части отложений маастрихта – 50–60°. Соответственно, тест складки для этого объекта практически неприменим.

Отбором ориентированных образцов для палеомагнитных измерений и проб для комплекса петромагнитных и других исследований охвачен интервал разреза общей мощностью 31 м, из них 22 м – ниже пограничного слоя глины и 9 м – выше этого слоя. При этом детально через 1–2 см опробован интервал от 13 см ниже пограничного слоя до 20 см – выше пограничного слоя (рис. 1).

**МЕТОДИКА ПЕТРОМАГНИТНЫХ И ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ**

Для палеомагнитных измерений были отобраны ориентированные штуфы, из каждого штуфа выпилены кубики с ребром 2 см, они же использованы для измерений магнитной восприимчивости и стандартных изотермических петромагнитных измерений (после проведения чистки переменным магнитным полем), для термомагнитного анализа использованы кусочки менее 1 см. Размер кубиков и тем более меньших кусочков не строго выдержан, поэтому измеренные величины относились к весу образца, т.е. определялась удельная восприимчивость и удельная намагниченность.

Петромагнитные исследования включали измерение удельной магнитной восприимчивости  $\chi$ , гистерезисных характеристик, анизотропии  $A_\chi$  и  $A_{rs}$ . Восприимчивость измерялась на susceptibility bridge *KLY-2*, остаточная намагниченность – на магнитометре *JR-4*, гистерезисные характеристики образцов исследованы с помощью коэрцитивного спектрометра [Буров и др., 1986; Yasonov et al., 1998], позволяющего получить кривые изотермического намагничивания до 0.5Т в автоматическом режиме. По кривым намагничивания были определены удельная остаточная намагниченность насыщения ( $M_{rs}$ ), удельная намагниченность насыщения за вычетом парамагнитной + диамагнитной компоненты ( $M_s$ ), коэрцитивная сила за вычетом влияния парамагнитной + диамагнитной компоненты ( $H_c$ ), остаточная коэрцитивная сила ( $H_{cr}$ ). Соотношения гистерезисных параметров

$(H_{cr}/H_c)$  и  $(M_{rs}/M_s)$  позволяют оценивать доменное состояние магнитных зерен [Day et al., 1977].

Намагниченность парамагнитной + диамагнитной компонент оценена по кривым намагничивания в полях выше поля насыщения магнитных компонент образцов, а именно в поле 500 мТ. В тех случаях, когда поле насыщения магнитных компонент не было достигнуто, полученная оценка парамагнитной намагниченности может быть завышена [Richter, van der Pluijm, 1994].

Выполнен термомагнитный анализ образцов пород. Термомагнитные измерения велись на экспрессных весах Кюри [Буров и др., 1986], где измерялась зависимость индуктивной намагниченности от температуры при скорости нагрева  $100^\circ\text{C}/\text{мин}$ . Такая большая скорость нагрева возможна благодаря высокой чувствительности аппарата, что позволяет использовать очень маленький образец объемом меньше  $100\text{ мм}^3$ . При этом градиент температуры внутри столь малого образца не превышает  $10^\circ\text{C}$ . Термомагнитный анализ велся в постоянном магнитном поле 200 мТ, являющемся для таких магнитных минералов, как магнетит, гемоильменит и железо намагниченностью насыщения ( $M_s$ ), тогда как у ряда образцов поле насыщения выше, что относится к части зерен гемоильменита и к таким гидроокислам железа как гетит, обладающим слабым ферромагнетизмом, так что фактически измерялась некая индуктивная намагниченность. Для всех образцов были получены кривые  $M_i(T)$  первого и повторного нагрева до  $800^\circ\text{C}$ . Оценена концентрация в образцах магнетита, железа, гемоильменита, титаногематита и гётита, для чего по кривой  $M_i(T)$  определялся вклад в величину  $M_i$  данного магнитного минерала, и эта величина делилась на удельную намагниченность насыщения этого минерала. Согласно [Нагата, 1965] принимались следующие величины  $M_s$ : для магнетита  $90\text{ Ам}^2/\text{кг}$ , для титаномгнетита 80, для железа 200, для гемоильменита при  $T_c$  выше  $300^\circ\text{C}$  – 4 и при  $T_c \approx 250\text{--}260^\circ\text{C}$  –  $10\text{ Ам}^2/\text{кг}$ . Для гетита ( $T_c \leq 150^\circ\text{C}$ ) и титаногематита ( $T_c = 630\text{--}670^\circ\text{C}$ ) использованы данные [Багин и др., 1988], из которых следует, что у этих минералов удельная намагниченность насыщения варьирует в зависимости от их агрегатного состояния от 0.02 до  $0.5\text{ Ам}^2/\text{кг}$ . Судя по четко выраженным точкам Кюри, титаногематиты находятся в полнокристаллическом состоянии, для них принята  $M_s = 0.5\text{ Ам}^2/\text{кг}$ . Для гетита величина  $M_s$ , по аналогии с данными по разрезу Гамс [Grachev et al., 2005], где имеются результаты петрографического и химического анализа пород, принята  $M_s = 0.1\text{ Ам}^2/\text{кг}$ . Помимо гемоильменита и титаногематита, в образцах присутствуют зерна ильменита, который парамагнитен при комнатной температуре, соответственно, полученная

оценка содержания гемоильменита является нижним пределом суммарного содержания гемоильменита и ильменита в изученных образцах. Принятая нами для гётита величина  $M_s = 0.1\text{ Ам}^2/\text{кг}$  оптимальная, но и в этом случае мы получаем нижний предел общего содержания гидроокислов железа, т.к. среди них присутствуют и парамагнитные разности, кроме того, поле насыщения полнокристаллического гетита выше магнитного поля, в котором велся термомагнитный анализ. Полученные оценки концентрации магнитных минералов, конечно, достаточно условны, но их относительные изменения отражают истинную картину.

По значениям парамагнитной ( $M_p$ ) и диамагнитной ( $M_d$ ) намагниченностей можно судить о доле парамагнитных (парамагнитные гидроокислы железа, глины и т.п.) и диамагнитных (карбонаты, кварц) минералов в отложениях. Если известна парамагнитная намагниченность при комнатной температуре, то по закону Кюри–Вейса легко рассчитать парамагнитную намагниченность при  $800^\circ\text{C}$ . Диамагнитная намагниченность практически не зависит от температуры [Вонсовский, 1971]. Т.к. все измерения сделаны в одном внешнем магнитном поле 500 мТ или приведены к нему (в таких случаях мы принимаем линейную зависимость величины парамагнитной и диамагнитной намагниченности от поля), то из простых уравнений можно рассчитать диамагнитную и парамагнитную компоненты намагниченности при комнатной температуре:

$$M_p + M_d = M_{20},$$

$$0.274M_p + M_d = M_{800}.$$

Отсюда  $M_p = 1.377(M_{20} - M_{800})$ , где  $M_{20}$  – определена по кривой изотермического намагничивания образца при комнатной температуре в постоянном магнитном поле 500 мТ, что выше поля насыщения присутствующих в образце магнитных минералов,  $M_{800}$  – величина намагниченности образца при температуре  $800^\circ\text{C}$ . Коэффициент  $0.274M_p$  – это отношение температур  $295\text{ К}/1075\text{ К}$  (закон Кюри–Вейса).

Парамагнетизм образцов практически определяется содержанием железа в парамагнитных минералах, соответственно, по величине  $M_p$  можно судить об общем содержании железа в породах.

Для получения дополнительной информации о составе магнитных минералов были также получены термомагнитные кривые при последовательных нагревах образцов до различных температур, что позволило проследить минералогические изменения, происходящие в образцах при нагревах и отличать их от точек Кюри.

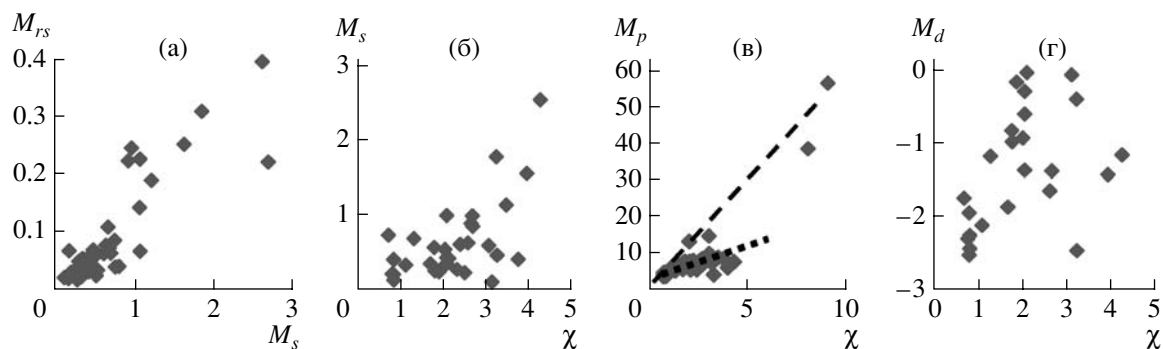


Рис. 2. Корреляция между  $M_s$ ,  $M_{rs}$ ,  $\chi$ ,  $M_p$  и  $M_d$ .

Палеомагнитные исследования включали: а) измерение величины и направления естественной остаточной намагниченности, б) ее чистку переменным магнитным полем ( $H$ -чистка) до 40 мТ, шаг 5 мТ, и в) нагревами ( $T$ -чистка) от 25°C до 400°C (75°C, 100, 125, 150, 175, 200, 225, 250, 275, 300, 350, 400°C); г) вычисление отношения стабильной части естественной остаточной намагниченности (после  $H$ -чистки 20–30 мТ) к величине остаточной намагниченности насыщения ( $M_n/M_{rs}$ ), характеризующей относительную палеонапряженность. Наличие минимума ( $M_n/M_{rs}$ ) свидетельствует в пользу отсутствия заметного перерыва на границах магнитозон разной полярности, а положение минимума уточняет положение границ магнитозоны C29r.

## ПЕТРОМАГНИТНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

**Намагниченность пород** (табл. 1). Величины удельной магнитной восприимчивости ( $\chi$ ), удельной намагниченности насыщения ( $M_s$ ) и удельной остаточной намагниченности насыщения ( $M_{rs}$ ) изменяются в небольших пределах, за исключением двух горизонтов (бурые глины в пограничном слое и относительно обогащенные магнитными минералами мергели дания, т11–13), отражая довольно однородный состав пород – это в основном глинистые известняки, относительно пониженная намагниченность у известняков (пачки т1–10). Видна положительная корреляция между  $M_s$  и  $M_{rs}$  (рис. 2а), что говорит об определяющей роли и в той и другой концентрации магнитных минералов. Корреляция  $M_s$  с восприимчивостью гораздо слабее (рис. 2б), что легко объяснить заметным вкладом в восприимчивость парамагнитного и диамагнитного материала, отсутствующего в  $M_s$ ; в области относительно высоких значений  $M_s$  и  $\chi$  более заметен вклад в восприимчивость магнитных минералов. Зато очень сильная положительная корреляция между восприимчивостью и парамагнитной намагниченностью (рис. 2в). Причем, как видно на рис. 2в, образуются две группы

точек: 1) основная группа, куда попадает большинство образцов разреза, это известняки и мергели, вклад в магнитную восприимчивость преимущественно парамагнитного и диамагнитного материала; 2) небольшая группа образцов, обогащенных парамагнитным материалом, все они из пограничного слоя глины. Эти же две группы видны и в соотношении  $M_d$  и  $\chi$ : 1) резко меняющаяся  $M_d$  при относительно небольших изменениях  $\chi$  (рис. 2г, левая часть рисунка) между  $M_d$  и  $\chi$  четкая отрицательная корреляция, заметен вклад в  $\chi$  диамагнитного материала, и 2) существенно меняющаяся величина  $\chi$  при малых изменениях  $M_d$ , что связывается с ростом вклада в  $\chi$  парамагнитного материала (рис. 2г, правая часть рисунка), большой разброс величин  $M_d$ , слабая корреляция между  $M_d$  и  $\chi$ .

Определяющая роль в  $\chi$  парамагнитного материала видна по сходному поведению по разрезу  $\chi$  и  $M_p$ , они практически повторяют друг друга (рис. 3а, 3г). Подобно распределение в разрезе магнитных минералов и карбонатного (диамагнитного) материала, что видно по величинам  $M_s$ ,  $M_{rs}$  и  $M_d$  (рис. 3б, 3в, 3д).

Как видно по величине парамагнитной намагниченности, разрез очень однороден по содержанию железа в парамагнитных соединениях, уровень его несколько выше в отложениях маастрихта, что связано с большей долей в них терригенного глинистого материала. Соответственно, маастрихтская и датская части разреза резко различаются по диамагнитной намагниченности (рис. 3д): она наиболее высокая в “чистых” известняках низов дания (т1–т10), а в отложениях маастрихта диамагнитная компонента полностью “перекрыта” парамагнитной – ее не удастся выделить. Это не удивительно, ведь величина парамагнитной восприимчивости природных минералов на два–три порядка выше восприимчивости диамагнитных минералов [Rochette et al., 1992].

На отмеченном, в общем довольно однородном фоне распределения магнитного, парамагнитного и диамагнитного материала по разрезу, резко выде-

Таблица 1. Магнитные свойства осадков разреза Тетрицкаро

Образец	см	$\chi$	$M_p$	$M_d$	$M_s$	$M_{rs}$	$A_{rs}$	$H_{cr}$	$H_c$
т16	880	2.67	7.08	-1.36	0.862	0.224	1.07	50.4	15.2
т15	780	2.06	5.607	-1.35	1.008	0.227	1.04	60.2	16.5
т14	630	2.63	7.03	-1.63	0.902	0.246	1.07	48	12.7
т13	560	3.23	7.96	-0.374	1.784	0.31	1.11	39.3	10
т12b	470	1.76				0.324			
т12a	450	1.44				0.462			
т12	440	4.26	7.72	-1.14	2.544	0.396	1.06	35.1	8.94
т11b	365	2.63				0.669			
т11a	345	1.11				0.574			
т11	340	3.94	6.14	-1.41	1.562	0.253	1.07	34.9	8.95
т 0e	275	1.4				0.174			
т 0d	265	1.4				0.138			
т 0	225	2.2				0.12			
т 10a	220	1.42				0.079			
т10	210	1.68	5.69	-1.85	0.364	0.058	1.05	32.3	11.5
т9	110	1.1	6.146	-2.1	0.348	0.054	1.02	29.5	8.69
т8	70	0.81	4.56	-2.51	0.425	0.034	1.11	33.1	8
т6	40	0.78	4.83	-2.286	0.229	0.04	1.21	32	10.2
т5	30	0.82	4.53	-2.42	0.416	0.035	1.08	31.2	7.68
т4a	20	0.81				0.029	1.11		
т4	19	0.82	4.46	-2.24	0.145	0.031	1.02	30.9	12.4
т3-3	18	1.42	3.81	-1.33	0.286	0.03		34.2	8.3
т3-1	16	0.81	4.47	-1.93	0.221	0.018	1.13	32.7	8.6
т2-1	10.5	0.69	3.76	-1.73	0.746	0.041	1.01	28.1	4.84
т1-4	9.5		4.67	-1.83	0.368	0.032		33.9	8.8
т1-1	2	1.29	5.34	-1.16	0.7	0.04	1.02	29.7	5.9
глина бурая 1	0		39	-0.7	2.62	0.222		29.6	7.26
глина бурая 2	0		57.1	-0.67	3.86				
глина серая	0	8.33	14.88	-0.08	1.01	0.067			
глина белая	0		13.37	-0.07	0.91				
глина, смесь	0	9.15				0.13			
т7-1d	-1	2	6.78	-0.63	0.46	0.025		30.5	5.93
т7-2	-2	1.78	7.84	-0.96	0.269	0.023	1.08	32	7.5
т7d	-2		6.84	-0.69	0.33	0.03		31.8	7.3
т17-3	-3		7.86	-0.71	0.058	0.022		31.8	9.5
т17-4d	-4		6.51	0.15	0.281	0.025		31.5	6.9
т18-1d	-5		6.9	-1.86	0.111	0.02		29.8	8.2
т18	-7	1.49	7.56	-2.06	0.264	0.052	1.05	36.6	8.84
т19-1	-9	2.02	7.83	-0.91	0.557	0.063	1.12	37.8	8.43
т19-2d	-11		8.11	-0.15	0.241	0.05		36.2	9.7
т20	-13	2.01	6.52	0.85	0.338	0.032	1.12	32.3	6.27
т21	-15	2.06	7.17	-0.58	0.366	0.041	1.07	33.7	8.65
т22	-20	2.11	6.81	-0.01	0.434	0.04	1.08	32.9	8.1
т23	-40	1.88	7	-0.14	0.257	0.041	1.2	30.7	9.2
т24	-90	3.24	4.22	-2.45	0.477	0.034	1.17	27.7	6.1

Таблица 1. Окончание

Образец	см	$\chi$	$M_p$	$M_d$	$M_s$	$M_{rs}$	$A_{rs}$	$H_{cr}$	$H_c$
т25	-170	2.66	8.54	0.88	1.002	0.143	1.1	65.2	11.7
т26	-270	3.12	9.47	-0.04	0.12	0.068	1.08	35	12.2
т27	-320	2.84				0.068	1.16		
т27a	-345	3.95				0.085			
т27b	-372	3.16				0.122			
т28	-390		9.94	0.355	0.69	0.086		35.3	9.9
т28a	-490	3.32				0.067	1.14		
т29	-590	4.28				0.034	1.07		
т29a	-600	3.32				0.172			
т29b	-610	2.68				0.088			
т29c	-615	2.68				0.177			
т30	-650	2.48	7.48	0.47	0.245	0.049	1.06	31.9	10.1
т30a	-680	2.63							
т30b	-685	2.47				0.093			
т30c	-715					0.1			
т30d	-765	1.89				0.162			
т30e	-795	2.16				0.081			
т30f	-845	3				0.27			
т32	-900	2.71				0.044	1.13		
т33	-970	3.74	8.6	1.07	0.422	0.07	1.25	38.5	10.8
т34	-1170	2.99				0.056	1.21		
т34a	-1270	2.38	5.65	2.21	0.622	0.072	1.19	41.6	10.8
т35	-1370	2.3	7.32	0.5	0.289	0.055	1.23	32.3	11.5
т36	-1470	2.06	6.96	-0.27	0.446	0.059	1.08	32	7.84
т37	-1620	3.05	7.96	0.19	0.608	0.109		46.9	13.4
т38	-1670	3.46	9	0.78	1.15	0.19	1.18	51.6	14.2
т39	-1800	2.56	8.14	0.92	0.643	0.064	1.22	33.8	8.42
т40	-2200	1.77	6.48	-0.81	0.58	0.077	1.13	37	11.3

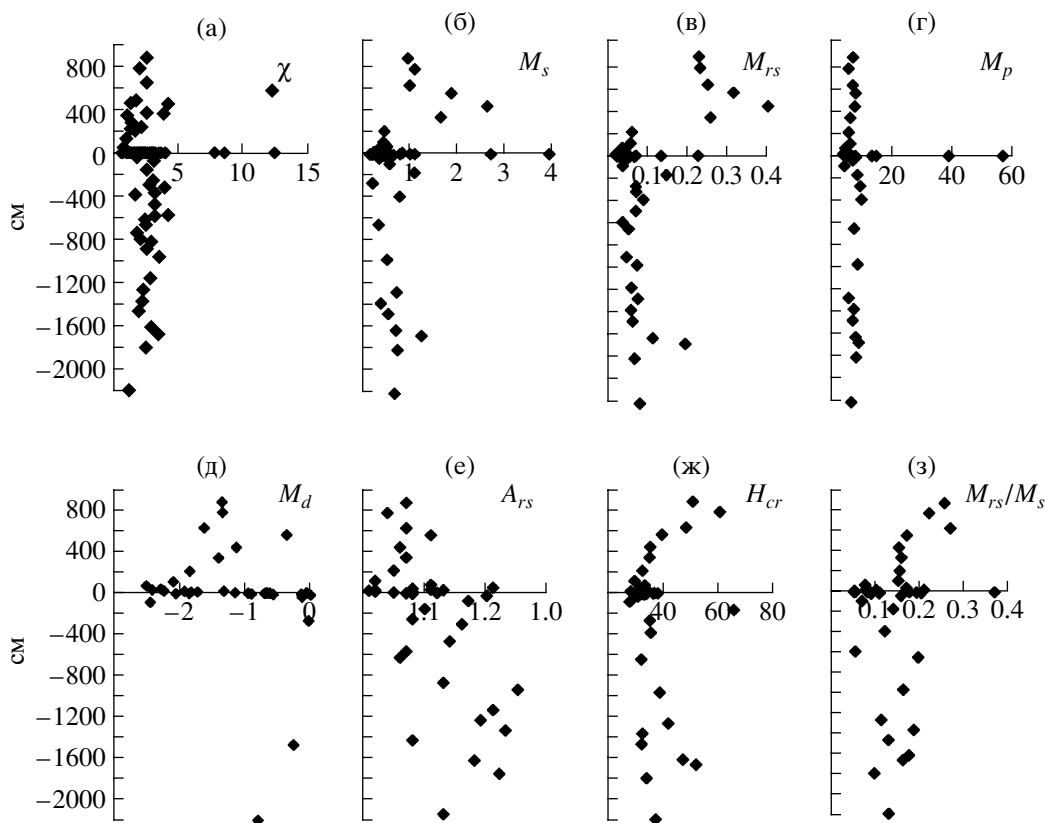
Примечания. Образец – номер образца; см – положение образца в разрезе, расстояние в см от пограничной глины;  $\chi$  – удельная магнитная восприимчивость,  $10^{-8}$  м<sup>3</sup>/кг;  $M_p$  – парамагнитная намагниченность в поле 500 мТ,  $10^{-3}$  Ам<sup>2</sup>/кг;  $M_d$  – диамагнитная намагниченность в поле 500 мТ,  $10^{-3}$  Ам<sup>2</sup>/кг;  $M_s$  – намагниченность насыщения,  $10^{-3}$  Ам<sup>2</sup>/кг;  $M_{rs}$  – остаточная намагниченность насыщения,  $10^{-3}$  Ам<sup>2</sup>/кг;  $A_{rs}$  – анизотропия остаточной намагниченности насыщения;  $H_{cr}$  – остаточная коэрцитивная сила, мТ;  $H_c$  – коэрцитивная сила, мТ.

ляется пограничный слой глины повышенной восприимчивостью, намагниченностью насыщения, парамагнитной намагниченностью (рис. 3), т.е. прежде всего повышенным содержанием железа в парамагнитных и слабоферромагнитных соединениях.

Рассмотрим другие магнитные характеристики, отражающие состав (данные термомагнитного анализа), размер и структуру магнитных мине-

ралов (гистерезисные параметры), условия их накопления в осадках (магнитная анизотропия).

**Состав магнитных минералов.** Для оценки составов магнитных минералов использован термомагнитный анализ (ТМА). Из-за большой доли парамагнитной компоненты в намагниченности, часто кривые  $M(T)$  имеют форму, близкую к гиперболической (рис. 4). При этом, у известняков (т1–т10)  $M(T)$  выше 600–700°С уходят в отрицательные



**Рис. 3.** Распределение по разрезу основных магнитных характеристик: (а) – удельная магнитная восприимчивость  $\chi$  ( $10^{-8}$  м<sup>3</sup>/кг); (б) – удельная намагниченность насыщения  $M_s$  ( $10^{-3}$  Ам<sup>2</sup>/кг); (в) – удельная остаточная намагниченность насыщения  $M_{rs}$  ( $10^{-3}$  Ам<sup>2</sup>/кг); (г) – удельная парамагнитная намагниченность  $M_p$  ( $10^{-3}$  Ам<sup>2</sup>/кг); (д) – удельная диамагнитная намагниченность  $M_d$  ( $10^{-3}$  Ам<sup>2</sup>/кг); (е) – анизотропия остаточной намагниченности насыщения  $A_{rs}$ ; (ж) – остаточная коэрцитивная сила  $H_{cr}$  (мТ); (з) – отношение  $M_{rs}/M_s$ .

значения (рис. 4), очевидно, за счет диамагнитных карбонатов. На этом “фоне” выделяются следующие магнитные фазы (табл. 2).

а)  $T_c = 100\text{--}180^\circ\text{C}$ , зафиксирована она во всех образцах, доля ее в намагниченности 5–20%. В ходе нагрева эта фаза исчезает в большинстве случаев. Очевидно, это гидроокислы железа типа гетита. Их содержание, если принять для гетита  $M_s = 0.1$  Ам<sup>2</sup>/кг, варьирует преимущественно от 0.1 до 0.5% и лишь в мергелях с повышенной  $M_s$  и  $M_{rs}$  (рис. 2) его содержание поднимается до 0.7–0.9%, а в глине пограничного слоя содержание гетита колеблется от 1 до 2.8%, оно максимальное в бурой глине, обогащенной гидроокислами железа (рис. 5). Наиболее сильная корреляция содержания гетита с магнитной восприимчивостью и парамагнитной намагниченностью.

В 8 образцах после нагрева до  $800^\circ\text{C}$  сохраняется или возникает фаза с  $T_c = 120\text{--}150^\circ\text{C}$ . Это уже не гетит, и вообще не гидроокислы железа, а очень устойчивый минерал, возможно, Fe–Mg–Al-феррошпинель. Более вероятно, что это вторичный минерал, образующийся при нагреве образ-

цов в лаборатории до высоких температур [Багин и др., 1976, 1977; Гапеев, Цельмович, 1988].

б)  $T_c = 250\text{--}380^\circ\text{C}$ , зафиксированы в большинстве образцов, доля этих магнитных фаз в намагниченности 10–70%, они устойчивы к нагреву. Более того, после нагрева до  $800^\circ\text{C}$  нередко возрастает доля фазы с  $T_c = 250\text{--}300^\circ\text{C}$  и она появляется даже в тех образцах, где при первом нагреве она не фиксировалась (табл. 2). Фазы с  $T_c = 250\text{--}300^\circ\text{C}$  и  $T_c = 310\text{--}380^\circ\text{C}$  разделены часто довольно условно, т.к. их невозможно разделить на фоне гиперболической  $M(T)$ . Видимо, они образуют единый ряд твердых растворов. Вполне вероятно, что это серия гемольменитов [Печерский и др., 2006]. Если принять “на круг” их намагниченность насыщения  $\sim 4$  Ам<sup>2</sup>/кг, то содержание гемольменитов в породах Тетрицкаро варьирует главным образом от менее 0.001 до 0.03% и только в пограничном слое глины достигает 0.28% (рис. 6). Похоже, что накопление гетита и гемольменита сопутствуют друг другу (рис. 5).

в)  $T_c = 500\text{--}550^\circ\text{C}$ , эта фаза встречается во многих образцах в двух вариантах: либо при первом



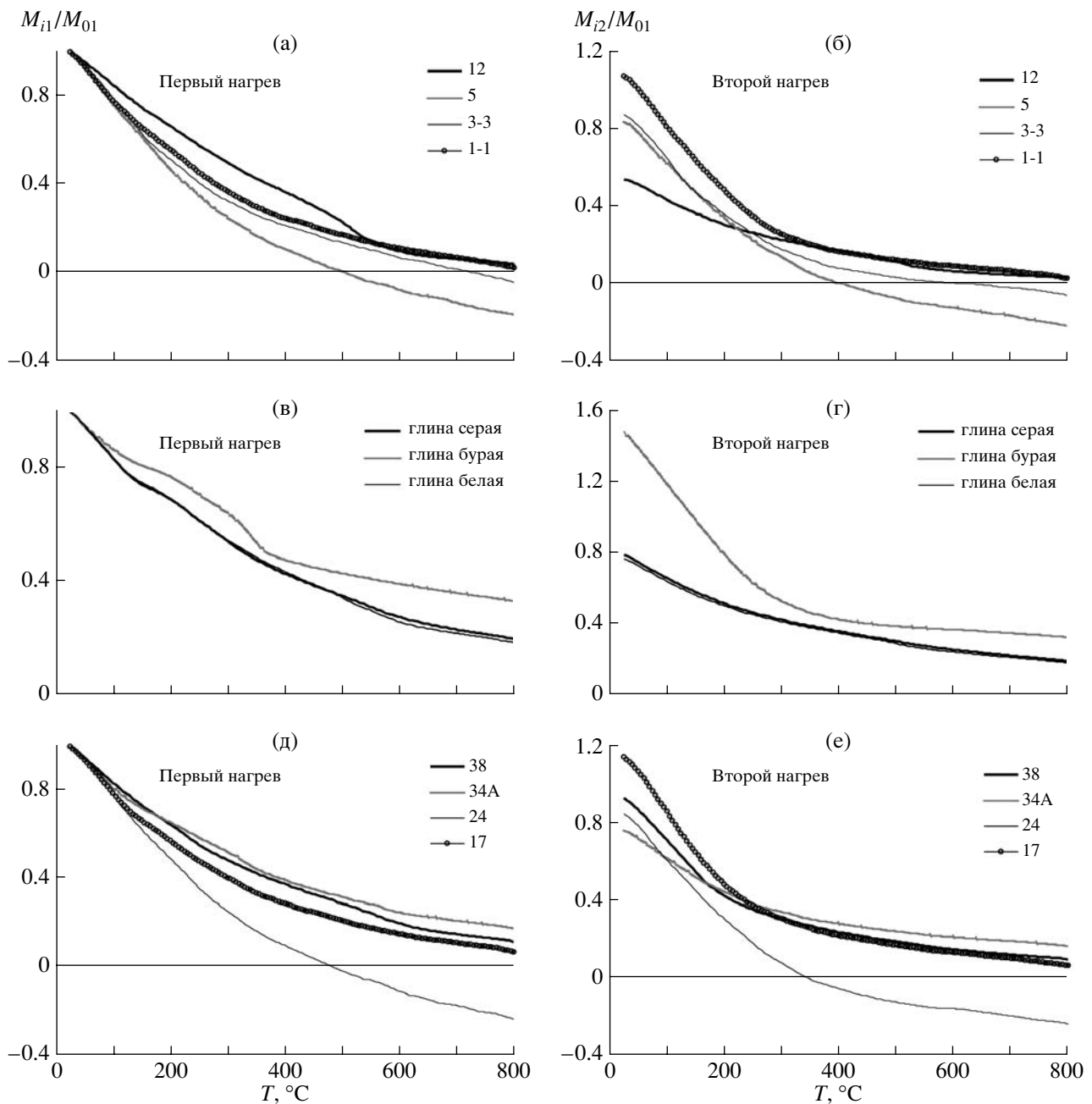
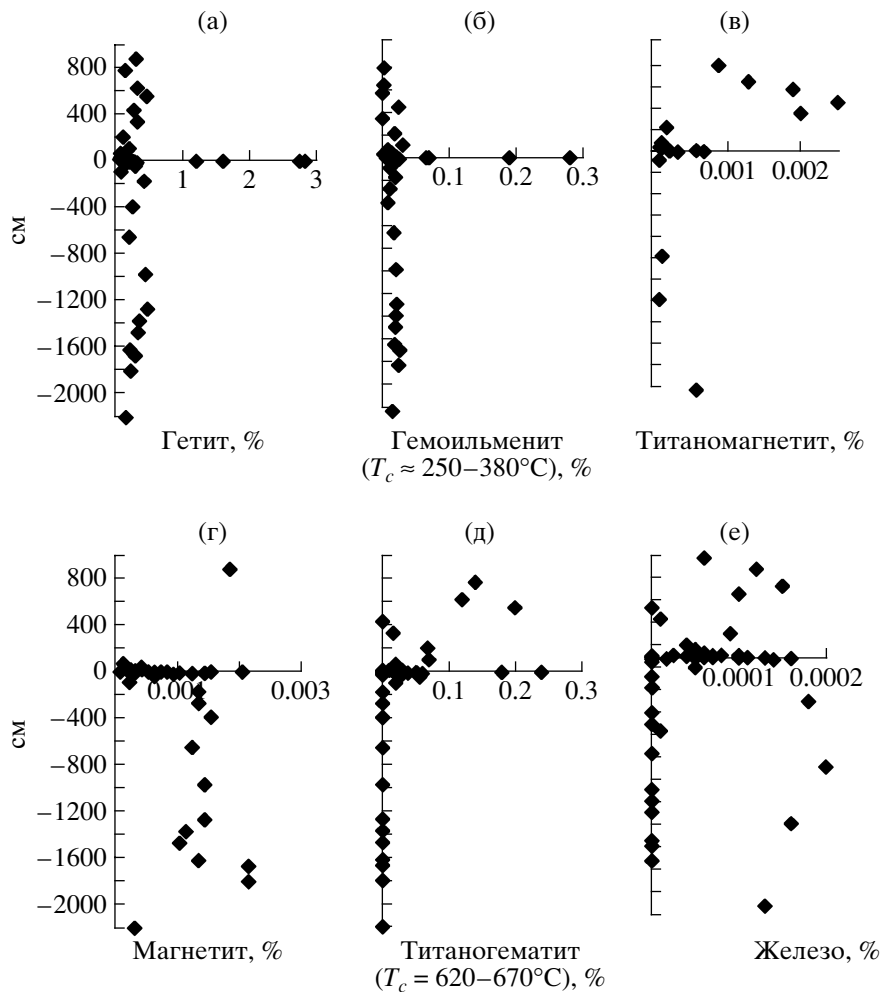


Рис. 4. Примеры результатов терромагнитного анализа.

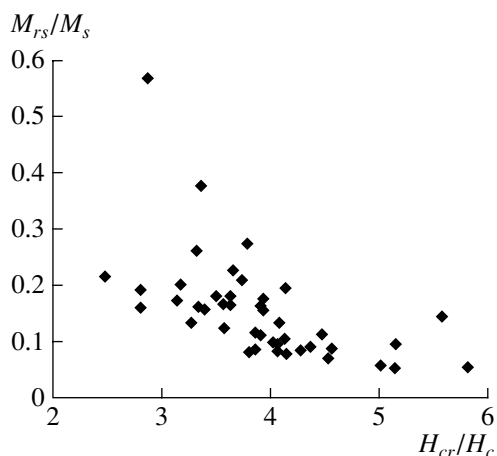
нагреве фиксируется фаза с  $T_c = 500\text{--}550^\circ\text{C}$ , либо она появляется при втором нагреве образца за счет частичной гомогенизации зерен магнетита, т.е. это титаномагнетит (табл. 2). Доля титаномагнетита в намагниченности составляет 10–60%, соответственно, содержание титаномагнетита варьирует от менее 0.0001 до 0.0025% (рис. 5). Содержание титаномагнетита распределяется по разрезу наиболее сходно с поведением  $M_s$ ,  $M_{rs}$  и  $NRM$ , т.е. он является главным вкладчиком в величины  $M_s$ ,  $M_{rs}$  и  $NRM$ . При этом, титаномагнетит не обнаружен в пограничном слое, его наиболее

высокие содержания в известняках дания, в интервале  $\sim 340\text{--}630$  см (рис. 5), т.е. отсутствует литологический контроль в распределении титаномагнетита.

г)  $T_c = 570\text{--}610^\circ\text{C}$ , отмечается в большинстве образцов при первом их нагреве, это очевидно магнетит, частично однофазно окисленный ( $T_c \geq 590^\circ\text{C}$ ). Намагниченность большинства образцов уменьшается за счет частичного уничтожения (окисления) магнетита и титаномагнетита и за счет гомогенизации последнего (табл. 2),  $M_i/M_o = 0.54\text{--}0.9$  и в редких случаях 1–1.48, очевидно за счет роста



**Рис. 5.** Распределение магнитных минералов по разрезу: (а) – гетит; (б) – гемоильменит; (в) – титаномагнетит; (г) – магнетит; (д) – титаногемаит; (е) – металлическое железо. Везде содержание в массовых процентах.



**Рис. 6.** Диаграмма поведения  $H_{cr}/H_c - M_{rs}/M_s$  (плот-диаграмма Дэя) [Day et al., 1977].

намагниченности при появлении более магнитного гемоильменита с точкой Кюри менее  $300^\circ\text{C}$  [Нагата, 1965], эффект которого перекрывает описанное выше уменьшение намагниченности. Доля магнетита в намагниченности составляет 5–30%, содержание его варьирует от менее 0.0001% до 0.002%, он распространен в отложениях маастрихта, его содержания очень низки в основании дания и он практически отсутствует выше в известняках дания, наиболее высокие содержания магнетита в глинах пограничного слоя (рис. 5), т.е. в отличие от титаномагнетита, заметен литологический контроль в распределении в разрезе магнетита.

д)  $T_c = 620\text{--}670^\circ\text{C}$ , встречается во многих образцах из отложений дания, гораздо реже – в отложениях маастрихта (табл. 2). У части образцов эта фаза сохраняется после нагревов до  $800^\circ\text{C}$ , т.е. весьма устойчива. В ряде случаев она после

первого нагрева исчезает, при этом появляется фаза с  $T_c < 300^\circ\text{C}$ , наконец, есть варианты, когда эта фаза появляется после первого нагрева до  $800^\circ\text{C}$ . Все перечисленные случаи мы относим к титаногематиту. Этот минерал, точнее серия твердых растворов, вполне устойчив к нагревам на воздухе, т.е. в окислительной среде, часть его находится в сростках и в виде ламелей в ильмените, происходит частичная или полная гомогенизация таких образований, в третьем случае, вероятнее всего, это продукт окисления титаномагнетита и магнетита и дегидратации гидроокислов железа. Доля титаногематита в намагниченности 5–30%. Если принять его намагниченность насыщения  $\sim 0.5 \text{ Ам}^2/\text{кг}$ , то содержание его колеблется от отсутствия в отложениях маастрихта, где титаногематит появляется лишь в самых верхах, до 0.2% в пограничном слое и отложениях дания (рис. 5). Распределение титаногематита не зависит от литологических особенностей разреза и, видимо, характеризует окислительные условия в осадках на стадии их отложения, т.е. в процессе формирования датских отложений окислительные условия были выше, чем при формировании осадков маастрихта.

е)  $T_c = 710\text{--}790^\circ\text{C}$ , встречается во многих образцах, несколько чаще в отложениях дания (табл. 2). Это металлическое железо с небольшими примесями. После нагрева оно нередко исчезает, окисляется, оно лучше сохраняется в образцах известняка (т1–т10). Доля железа в намагниченности составляет 5–20%, соответственно, его содержание колеблется от отсутствия до 0.0002%, оно не коррелирует ни с содержаниями других магнитных минералов ни с литологическими особенностями разреза (рис. 5). В пограничном слое глины металлическое железо не обнаружено.

**Магнитная анизотропия.** Анизотропия магнитной восприимчивости колеблется в небольших пределах и не превышает 1.05, т.е. парамагнитные, диамагнитные минералы, в первую очередь гидроокислы железа, создающие определяющий вклад в восприимчивость и имеющие резко анизотропную форму, в сумме не образуют выровненную систему, уплощенную или линейную. Анизотропия остаточной намагниченности насыщения ( $A_{rs}$ ), определяющаяся исключительно магнитными минералами, варьирует в более широких пределах, от изотропных величин, менее 1.05 до 1.21–1.25 (табл. 1). При этом величина  $A_{rs}$  не коррелирует ни с составами магнитных минералов, ни с их концентрациями (сравни рис. 3 и рис. 5). Относительно анизотропные образцы, как правило, имеют плоскостную магнитную текстуру, что свидетельствует о терригенном накоплении магнитных минералов. Видна общая тенденция уменьшения  $A_{rs}$  снизу вверх по разрезу (рис. 6). Видимо, отло-

жения несколько различаются снизу вверх по степени уплотнения и количеству примеси терригенного материала в известняках. Так, относительно наименьшая анизотропия у наиболее “чистых” известняков дания, отмеченных наиболее высокой диамагнитной намагниченностью, тогда как наиболее высокая анизотропия у маастрихтских глинистых известняков и мергелей с более высокой парамагнитной намагниченностью по сравнению с известняками дания (рис. 3).

**Коэрцитивность магнитных минералов.** За исключением верхнего горизонта (образцы т14–т16), где  $H_{cr} = 50\text{--}60 \text{ мТ}$  и  $M_{rs}/M_s = 0.26\text{--}0.27$ , породы разреза довольно однородны по коэрцитивности, основная масса образцов имеет  $H_{cr} = 30\text{--}40 \text{ мТ}$  и  $M_{rs}/M_s = 0.1\text{--}0.2$  (табл. 1, рис. 6). Судя по величинам  $H_{cr}$  и  $M_{rs}/M_s$ , в породах преобладают близкие однодоменным и псевдооднодоменным магнитные зерна, однако на диаграмме Дзэ (рис. 6) подавляющее большинство точек находятся в многодоменной области, что, очевидно, вызвано присутствием большого количества суперпарамагнитных зерен [Dunlop, 2002a, b]. В больших полях их влияние в  $M_s$  может быть устранено вместе с парамагнетизмом (если это очень мелкие суперпарамагнитные зерна). Но в малом поле порядка  $H_c$  восприимчивость этих зерен большая и перемагничивание из-за этого происходит в поле, заметно меньшем, чем реальная  $H_c$ . Поэтому отношение  $H_{cr}/H_c$  получается завышенным. Кривая суперпарамагнитного намагничивания не прямая как для парамагнетика (при комнатной температуре), а гиперболическая, обычная для ферри- и ферромагнетиков. Удаляя же парамагнитную намагниченность аппроксимацией прямой линией, мы не убираем из  $M_s$  суперпарамагнитную намагниченность, которой в то же время нет в  $M_{rs}$ . Это приводит к уменьшению отношения  $M_{rs}/M_s$ . В итоге точки на диаграмме Дзэ смещаются вправо и вниз.

## ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Размагничивание образцов переменным магнитным полем ( $H$ -чистка) и температурой ( $T$ -чистка) позволило выделить стабильную компоненту естественной остаточной намагниченности ( $M_n$ ). Из-за очень малой величины  $M_n$   $H$ -чистку удалось провести лишь до 35–40 мТ, а  $T$ -чистку до  $400^\circ\text{C}$ , выше этого поля и этой температуры наступает большой разброс, т.к. измеряемые значения  $M_n$  близки к пределу чувствительности магнитометра JR-4 и заметно сказывается подмагничивание.

Как показано в петромагнитной части статьи, основными носителями остаточной намагниченности, в частности  $NRM$ , являются зерна титаномагнетита в отложениях дания и зерна магнетита в отложениях маастрихта, довольно близко к по-

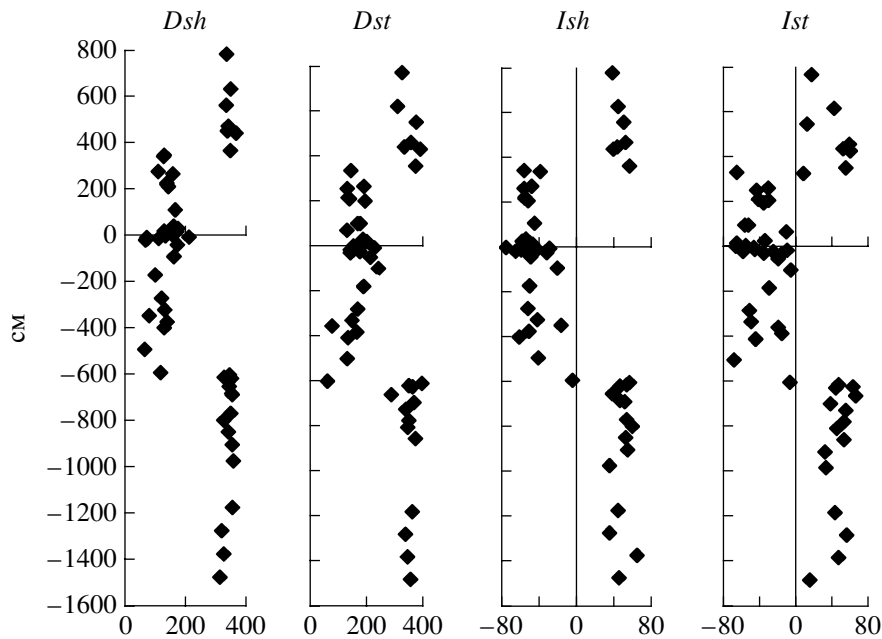


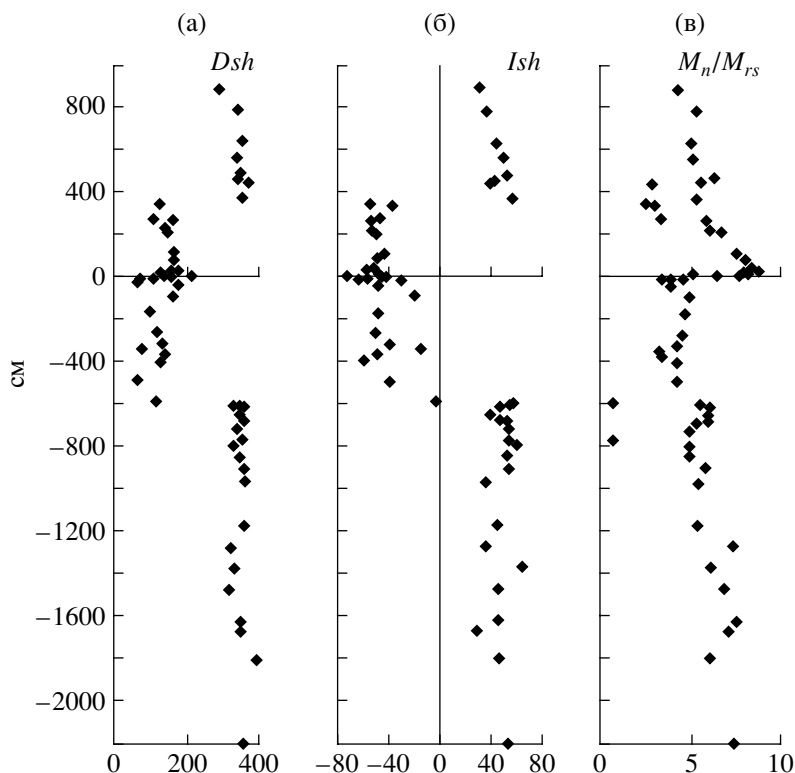
Рис. 7. Магнитостратиграфические колонки по результатам  $H$ -чистки (склонение  $Dsh$  и наклонение  $Ish$ ) и  $T$ -чистки ( $Dst$  и  $Ist$ ).

ведению  $NRM$  распределение по разрезу титано-гематита. Распределение остальных магнитных минералов по разрезу резко отличается от  $NRM$ . Хотя содержание гетита, ильменита в осадках довольно высокое, но их намагниченность на 2–3 порядка меньше намагниченности титаномагнетита и магнетита, содержание же высокомагнитного железа на порядок ниже, чем титаномагнетита и магнетита. Соответственно, их вклад в  $NRM$  не заметен. Зерна титаномагнетита заведомо вулканического происхождения являются потенциальными носителями ориентационной, т.е. первичной,  $NRM$ , вероятнее всего это относится и к зернам магнетита, детритного или/и вулканического происхождения.

О главном вкладе титаномагнетита и магнетита в  $NRM$  свидетельствуют очень близкие результаты  $H$ - и  $T$ -чисток, главное – точно совпадает магнитная полярность всех образцов и границы хрона  $C29r$  (рис. 7). Если в результатах  $T$ -чистки может сказываться вклад высококоэрцитивных гидроокислов железа и гемоильменита, то при  $T$ -чистке выше  $300^\circ\text{C}$  их вклад в  $NRM$  полностью исключается.

Как видно по рис. 7, разброс данных в случае  $T$ -чистки заметно выше, т.е. качество  $H$ -чистки выше, поэтому дальнейшие оценки мы делаем по результатам  $H$ -чистки. По данным  $H$ -чистки и  $T$ -чистки наблюдается четкая магнитостратиграфическая картина: в разрезе выделяется магнитозона обратной полярности (рис. 8а, 8б) – это хрон  $C29r$ . Его нижняя граница приходится на образец

t29 (–590 см), верхняя – на образец t11a (345 см), обе границы отмечены минимумами  $M_n/M_{rs}$  (рис. 8в). Наличие минимумов  $M_n/M_{rs}$  свидетельствует, во-первых, о высокой палеомагнитной надежности результата – о первичности выделенной компоненты естественной остаточной намагниченности, во-вторых, об отсутствии заметных перерывов близ границ хрона  $C29r$ . Еще более сильным доказательством первичности  $M_n$ , точнее ее полярности, является глобальная магнитостратиграфическая корреляция этого интервала с рядом разрезов, как континентальных, например, Губбио (Италия) [Rocchia et al., 1990], Гамс (Австрия) [Mauritsch, 1986], так и океанских осадков [Pechersky, Garbuzenko, 2005]. Средние палеомагнитные направления для интервалов прямой и обратной полярности (табл. 3) отличаются от  $180^\circ$ , разница между направлениями прямой и обратной полярности составляет: для верхней  $N$ -зоны  $\gamma = 14.8^\circ$  при допустимой критической ее величине  $\gamma_{кр} = 18.9^\circ$ , т.е. эта разница незначима и тест обращения положительный; для нижней  $N$ -зоны  $\gamma = 23.6^\circ$  при допустимой критической ее величине  $\gamma_{кр} = 12.8^\circ$ , т.е. в этом случае разница значимая и тест обращения отрицательный [McFadden, McElhinny, 1990]. Если сравнить палеомагнитные направления прямой и обратной полярности, то четко видно, что первые сдвинуты относительно второго (если его перевернуть на  $180^\circ$ ) в сторону направления современного геомагнитного поля, что, вероятнее всего, обязано неполной чистке образцов (табл. 3), этот недостаток в какой-то мере устраняется ме-



**Рис. 8.** Магнитостратиграфическая характеристика разреза Тетрицкаро: (а), (б) – склонение и наклонение стабильной части естественной остаточной намагниченности после ее  $H$ -чистки, в древней (стратиграфической) системе координат; (в) – отношение стабильной части  $M_n$  (после ее  $H$ -чистки до 20–30 мТ) к остаточной намагниченности насыщения  $M_{rs}$ , характеризующее относительные изменения палеонапряженности. На рис. 8в масштаб логарифмический.

тодом обращения – сложением направлений прямой и обратной полярности.

В нашу задачу не входит магнитотектонический анализ палеомагнитных направлений и полюсов, отметим лишь, что полюс Тетрицкаро отличается от синхронного полюса стабильной Европы (табл. 3). Это вызвано тем, что территория Закавказья в конце мела-начале палеогена находилась южнее ее нынешнего положения по отношению к южной окраине Восточно-Европейской плиты и блок, включающий район разреза Тетрицкаро, развернут против часовой стрелки около  $20^\circ$ .

В шкале геомагнитной полярности [Cande, Kent, 1995] хрон  $C29r$  занимает интервал от 65.58 Ма до 64.75 Ма, его продолжительность 0.83 млн. лет. В разрезе Тетрицкаро магнитозона  $C29r$  охватывает интервал мощностью 935 см (рис. 8). Соответственно, можно оценить среднюю скорость осадконакопления в этом интервале разреза, она равна 1.126 см/1000 лет по [Cande, Kent, 1995.]. Граница К/Т отстоит от нижней границы хрона на 590 см. Если принять полученную среднюю скорость осадконакопления, то возраст пограничного слоя, т.е. биостратиграфической границы

К/Т, получается 65.06 Ма. Результат очень близок к принятой границе мезозоя и кайнозоя – 65 Ма.

И на нижней и на верхней границах хрона  $C29r$  смена магнитной полярности занимает одинаковый интервал менее 20 см, что по времени менее 15 тысяч лет, точнее мы определить не можем из-за недостаточно детального отбора образцов. Более определенно фиксируется нижняя переходная зона: у образца 29а (–600 см) нормальная полярность  $D_{st} = 334^\circ$  и  $I_{st} = 58^\circ$ , и “нормальное” отношение  $M_n/M_{rs} = 1.31 \times 10^{-3}$  (рис. 8), тогда как образец 29 (–590 см) попал на самый переход  $D_{st} = 118^\circ$  и  $I_{st} = -1^\circ$ , который фиксируется резким минимумом  $M_n/M_{rs} = 0.14 \times 10^{-3}$ . Такая картина позволяет говорить об отсутствии заметного перерыва в осадконакоплении близ границ хрона  $C29r$ .

Палеонапряженность ( $M_n/M_{rs}$ ) вне хрона  $C29r$  находится примерно на одном уровне (рис. 8в), ниже  $R$ -хрона  $M_n/M_{rs}$  плавно убывает от 2–3 в низах разреза до  $1\text{--}1.5 \times 10^{-3}$  близ  $R$ -хрона, в нижней половине  $R$ -хрона и выше него  $M_n/M_{rs}$  близко к  $1 \times 10^{-3}$ . Однако близ границы К/Т, начиная с –2 см мощности разреза  $M_n/M_{rs}$  скачком возрастает до  $4\text{--}5 \times 10^{-3}$  затем плавно убывает до прежнего уровня. В узком интервале от –15 см до +2 см отмечаются заметные колебания в направлении

Таблица 2. Результаты термомагнитного анализа образцов Тетрицкаро

Образец	см	Первый нагрев, точки Кюри (доля в M, %)						Второй нагрев, точки Кюри						M <sub>r</sub> /M <sub>0</sub>				
		Гелит, ФШ(?)	ГИ	ГИ	ТМ	МТ	ТГ	Fe	ФШ	ГИ	ГИ	ТМ	МТ		ТГ	Fe		
т16	880	140(10)				600(60)												0.65
т15	780	150(5)			550(35)		640(30)	790(10)							650			0.74
т14	630	150(10)			580(40)		640(20)	760(10)							660			0.63
т13	560	130(10)			590(40)		650(30)	730(5)							560			0.6
т12	440	150(5)		320?(20)	550(45)										540			0.54
т11	340	150(15)			550(60)	610?									530			0.67
т10	210	110(5)	270	360(45)	500(10)		640(20)	730(10)					390	530				0.77
т9	110	120(10)	300(70)				650(20)	770(5)						555	630			0.72
т8	70	100(5)	260	360(35)	520(10)	590?(10)	645	740					370	510	670			0.82
т6	40		290	350(50)	490	580(30)	630(10)	730(10)					360		580			0.81
т5	30	100?(5)		320	550		620	710(<5)					370	530				0.84
т4	19	100(<5)	270	380(50)		570(20)	650(5)	760(5)					360		570			0.8
т3-3	18	150(10)	300	360(45)	610(25)		670	770(<5)	150				380	480				0.81
т3-1	16	150(5)	280	380			670	740(<5)	130				360		560			0.83
т3	17	100(<5)	290	370(60)	560?			745(20)					390	470				0.85
т2-1	10.5	130(5)		310(40)				730(<5)					350		570?			0.82
т1-4	9.5	120(10)		330(50)		590(15)		750(5)					330					0.68
т1-1	2	100(10)		360(40)		580(25)		780(10)					390		570?			1.07
глина бурая 1	0	140(15)		350(40)		590	660									670		0.94
глина бурая 2	0	130(10)	260	370(30)		570?	660?									670		1.48
глина серая	0	130(20)	260	360(40)		580(10)		710??							580			0.8
глина белая	0	120(15)	250	350(20)	520	600(15)										520		0.77
т17-1	-1	100	280?	330?	580?	590(50)		750(5)								530		0.75
т17-2	-2	150(5)	290(10)					730(5)							590			0.72
т17	-2	150(10)		360(30)	530?(20)		630(10)	790(5)							570			1.13

Таблица 2. Окончание

Образец	см	Первый нагрев, точки Кюри (доля в M, %)										Второй нагрев, точки Кюри							M <sub>r</sub> /M <sub>0</sub>
		Гелит, ФШ(?)	ГИ	ГИ	ТМ	МТ	ТГ	Fe	ФШ	ГИ	ГИ	ТМ	МТ	ТГ	Fe				
т17-3	-3	130(10)	290(25)	350?	590	590	740?		280	350	520?				0.74				
т17-4	-4	100(10)		390?	590	660	740?			400?	530			740	0.81				
т18-1	-5	120(5)	300(30)	380	500	750(<5)			270	570			640		0.77				
т18	-7	120(10)	300(30)	360?	590	740?			290?	360?				740?	0.75				
т19-1	-9	180(10)		370(25)	610(30)	740?		120	260	370	550			740	0.77				
т19-2	-11	120(5)	260?	360?	510?	720?			270?		530		670		0.78				
т20	-13	200?	280?	360(30)	620	730?		150	280	370	550		590	760?	0.8				
т21	-15	180(10)	280	370(20)	600(40)			120	260	370	550				0.79				
т22	-20	130(10)	300(30)	360	600(30)	730?			270	360			600?	730	0.87				
т23	-40	130(10)	280?	360(30)	590(20)	660			280?	360	550			760	0.84				
т24	-90	100?	260	360(50)	500?	740(<5)			260	350	560		650	720?	0.85				
т25	-170	120(10)	270?	370?(20)	600(30)				270?	350		560			0.74				
т26	-270		250(30)	340?	600(30)			150	250	360		580		730	0.76				
т28	-390	150(5)	250(20)		590(30)	740(<5)			270?			560?			0.73				
т30	-650	100(5)	280(20)		590(20)	750(<5)			280?				590	740	0.76				
т33	-970	110(10)	290(20)	360?	600(30)	750(<5)			270?		510?				0.77				
т34а	-1270	120(10)		360(20)	600(30)					340?		560?			0.76				
т35	-1370	150(10)	270?	350(25)	590(30)				260	360		560		770?	0.9				
т36	-1470	150(10)	280(20)	340?	590(30)	740?		150	260	370			590	700?	1.005				
т37	-1620	110(5)	270	360(20)	600(30)				280?	350					0.83				
т38	-1670	110?(5)	260(20)		580(35)				200	350?			580?		0.92				
т39	-1800	110(5)	270?	350(25)	590(20)				260?	350?					0.82				
т40	-2200	100(5)	270(15)	360(10)	600(10)	740(<5)			270?	380?	460				0.82				

Примечания. Образец – номер образца, см – положение образца в разрезе, расстояние в см от пограничной глины; точки Кюри – после первого и второго нагрева, в скобках указана доля данной магнитной фазы в намагниченности; магнитные минералы, определенные по ТМА: гелит ферромагнитные гидроокислы железа типа гелита, ГИ – гемиминерит, ТМ – титаномагнетит, МТ – магнетит, ТГ – титаномагнетит, Fe – металлургическое железо, ФШ – ферроспинель(?); M<sub>r</sub>/M<sub>0</sub> – отношение намагниченности после нагрева образца до 800°C к исходной ее величине.

**Таблица 3.** Палеомагнитные направления и координаты полюса, Тетрицкаро

Зона	<i>n</i>	<i>Ds/Dg</i>	<i>Is/Ig</i>	<i>K</i>	$\alpha 95$	<i>P</i>	$\Phi$	$\Lambda$	<i>dp</i>	<i>dm</i>
N1	8	347.6	46.6	82.2	6.7	27.9	73.4	264.6	5.5	6.8
		333.8	54.5	25.3	11.2		68.2	305.8	6.7	9.4
R	29	139.5	-52.2	8.7	10.7	32.8	-56.9	131.9	9.7	14.5
		120.4	-50.4	8.5	10.8		-42.1	140.9	9.7	14.5
N2	19	356.0	47.9	29.4	6.3	29	77.5	239.4	5.4	8.2
		338.9	55.1	30.3	6.2		73.0	301.3	6.3	8.8
Сумма	56	341.6	50.4	15.5	5.3	31.3	72.2	285.2	4.8	7.1
		322.6	54.7	15.5	5.3		60.6	313.8	5.3	7.5
Европа, 65 Ма							80.7	197.4		

Примечание. Зона – три магнитозоны разреза Тетрицкаро (рис. 9), верхняя прямой полярности *N*, средняя обратной полярности *R* (хрон *C29r*) и нижняя – прямой полярности *N*; *n* – число образцов (уровней разреза), вошедших в подсчет среднего направления; *Ds* и *Is* – склонение и наклонение стабильной компоненты *NRM* в древней (стратиграфической) системе координат – верхняя строка, *Dg* и *Ig* – склонение и наклонение в современной (географической) системе координат – нижняя строка; *K* – кучность палеомагнитных направлений;  $\alpha 95$  – радиус круга доверия; *P* – палеоширота, определенная по палеомагнитному наклонению;  $\Phi$  и  $\Lambda$  – широта и долгота палеомагнитного полюса, определенные по палеомагнитному направлению для точки 41°N и 43°E. Европа – палеомагнитный полюс для стабильной Европы конца мела – начала палеогена [Besse, Coutrillot, 2002]; *dh*, *dn* – полуоси 95%-го овала доверия.

геомагнитного, более ярко выраженные в склонении (рис. 8а, 8б). Таким образом, смена геомагнитной полярности не приходится на границу К/Т, но последняя отмечается в резком росте палеонапряженности и, в меньшей мере, в колебаниях направления поля.

Учитывая довольно высокую литологическую однородность, можно принять для всего изученного разреза одинаковую среднюю скорость осадкообразования, например, 1.126 см/1000 лет. Тогда получается, что наш разрез охватывает интервал времени 2.75 млн. лет. Время накопления пограничного слоя глины средней мощностью 2 см – примерно 1.8 тысячи лет, а резкие изменения палеонапряженности и направления геомагнитного поля охватывают 30–40 тысяч лет. Такую продолжительность, как время накопления глины, в низах которой обнаружены зерна ударно-метаморфизованного кварца и аномально высокое содержание иридия, и тем более время резких изменений величины и направления поля, невозможно связать с кратковременным импактным событием.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

А) В разрезе Тетрицкаро пограничный слой фиксируется в первую очередь по резкому росту парамагнитной намагниченности, т.е. общего содержания железа, и в меньшей мере по росту содержания таких магнитных минералов как гетит, гемоильменит, гематит и магнетит. Распределение в разрезе титаномагнетита, очевидно, вулканического происхождения, и металлического железа, очевидно, космического происхождения, не контролируется ни границей К/Т, ни лито-

логическими особенностями осадков. Такая картина подобна наблюдаемой в других изученных нами разрезах Гамс, Тепловка и Кошак [Печерский и др., 2006; Molostovsky et al., 2006; Pechersky et al., 2006]

В пользу глобальности накопления гидроокислов железа на границе К/Т говорит их синхронное накопление, по крайней мере, в пределах Европы, о чем свидетельствуют магнитостратиграфические данные: в разрезах Губбио (Италия) [Rocchia et al., 1990], Гамс (Австрия) [Mauritsch, 1986] и Тетрицкаро (Грузия) граница К/Т находится внутри магнитохрона *C29r* практически на одном и том же уровне.

Такое закономерное явление на границе геологических эр невозможно объяснить местными физико-географическими особенностями процесса накопления осадков, скорее вспышка накопления железа подобна явлению образования металлоносных осадков, т.е. связана с глобальной вспышкой гидротермально-вулканической деятельности, например, вызванной мощным плюмовым магматизмом.

Б) Граница геологических эр мезозоя и кайнозоя отмечается резким ростом палеонапряженности геомагнитного поля и некоторой неустойчивостью палеомагнитных направлений, но не сменой полярности. Время накопления пограничного слоя глины средней мощностью 2 см – примерно 1.8 тысячи лет, а резкие изменения палеонапряженности и направления геомагнитного поля охватывают примерно 30–40 тысяч лет. Такую продолжительность, даже время накопления глины с импактными признаками, невозможно свя-



зять с таким кратковременным явлением как удар крупного метеорита.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Багин В.И., Гендлер Т.С., Авилова Т.А. Магнетизм  $\alpha$ -окислов и гидроокислов железа. М.: изд-во ИФЗ АН СССР. 1988. 180 с.

Багин В.И., Гендлер Т.И., Дайняк Л.Г., Сухорада А.В. Температурные превращения в биотите // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1976. № 9. С. 66–76.

Багин В.И., Гендлер Т.И., Дайняк Л.Г., Сухорада А.В. Об устойчивости магнитных продуктов распада биотита // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1977. № 2. С. 71–78.

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

Веймарн А.Б., Найдин Д.П., Конаевич Л.Ф., Алексеев А.С., Назаров М.А. Глобальные катастрофические события и их роль при стратиграфических корреляциях осадочных бассейнов разного типа. М.: изд-во МГУ. 1998. 198 с.

Ганеев А.К., Цельмович В.А. Микроструктура и состав гетерофазно-окисленных природных и синтетических титаномagnetитов // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1988. № 10. С. 42–49.

Нагата Т. Магнетизм горных пород. М.: Мир. 1965. 348 с.

Печерский Д.М., Нургалиев Д.К., Шаронова З.В. Магнитолитологическая и магнитоминералогическая характеристика отложений на границе мезозоя и кайнозоя: разрез Кошак (Мангышлак) // Физика Земли. 2006. № 11. С. 99–112.

Adamia Sh., Salukvadze N., Nazarov M., Gongadze G., Gvartadze T., Kilasonia E., Asanidze B. Geological events at the Cretaceous-Paleogen boundary in Georgia (Caucasus) // Geologica Carpathica. 1993. V. 23. № 3. P. 35–43.

Alvarez W., Asaro A., Montanari A. Iridium profile for 10 million years across the Cretaceous-Tertiary boundary at Gubbio (Italy) // Science. 1990. V. 250. P. 1700–1703.

Besse J., Courtillot V. Apparent and true polar wander and geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. doi: 10.1029/2000JB000050.

Cande S.C., Kent D.V. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. P. 6093–6095.

Day R., Fuller M., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1977. V. 13. P. 260–266.

Dunlop D.J. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc), 1, Theoretical curves and tests using titanomag-

netite data // J. Geophys. Res. V. 107. 10.1029/2001JB000486. 2002a.

Dunlop D.J. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms vs. Hcr/Hc), 2, Application to data for rocks, sediments and soils // J. Geophys. Res. V. 107. 10.1029/2001JB000487. 2002b.

Ellwood B.D., MacDonald W.D., Wheeler C., Benoist S.L. The K-T boundary in Oman: identified using magnetic susceptibility field measurements with geochemical information // Earth and Planet. Sci. Sci. Lett. 2003. V. 206. P. 529–540.

Ernst R.E., Buchan K.L. Recognizing mantle plumes in the geological record // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2003. V. 31. P. 469–523.

Grachev A.F., Korchagin O.A., Kollmann H.A., Pechersky D.M., Tselmovich V.A. A new look at the nature of the transitional layer at the K/T boundary near Gams, Eastern Alps, Austria, and the problem of the mass extinction of the biota // Russ. J. Earth Sci. 2005. V. 7. ES6001. doi: 10.2205/2005ES000189.

Gradstein F.M., Ogg J., Smith A.G. A Geological Time Scale // Cambridge Univ. Press. 2004. 589 P.

Mauritsch H.J. Der Stand der palaomagnetischen Forschung in den Ostaplen // Leobner Hefte fur Angewandte Geophysik. 1986. V. 1. P. 141–160.

McFadden P.L., McElhinny M. Classification of reversal test in paleomagnetism // Geophys. J. Int. 1990. V. 103. P. 725–729.

Molostovsky E.A., Fomin V.A., Pechersky D.M. Sedimentogenesis in Maastrichtian-Danian basins of the Russian plate and adjacent areas in the context of plume geodynamics // Russ. J. Earth Sci. 2006. V. 8. ES6001. doi: 10.2205/2006ES000206.

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 Sci. 2006.

Pechersky D.M., Garbuzenko A.V. The Mesozoic-Cenozoic Boundary: Paleomagnetic Characteristic // Russian J. Earth Sci. 2005. V. 7. № 2.

Richter C., van der Pluijm B.A. Separation of paramagnetic and ferrimagnetic susceptibilities using low temperature magnetic susceptibilities and comparison with high field methods // Phys. Earth Planet. Int. 1994. V. 82. P. 111–121.

Rochette P., Jackson M., Aubourg C. Rock magnetism and interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility // Reviews of Geophysics. 1992. V. 30. P. 209–226.

Rocchia R., Boclet D., Bonte Ph., Jehanno C., Chen Y., Courtillot V., Mary C., Wezel F. The Cretaceous-Tertiary boundary at Gubbio revisited: vertical extent of the Ir anomaly // Earth Planet. Sci. Lett. 1990. V. 99. P. 206–219.

Yasonov P.G., Nourgaliev D.K., Bourov B.V., Heller F. A modernized coercivity spectrometer // Geologica Carpathica. 1998. V. 49. № 3. P. 224–226.