

Е.Ю. Барабошкин, А.Ю. Гужиков, Й. Муттерлоуз, О.Б. Ямпольская, М.В. Пименов, С.С. Гаврилов

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРАТИГРАФИИ БАРРЕМ-АПТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОРНОГО КРЫМА В СВЯЗИ С ОБНАРУЖЕНИЕМ АНАЛОГА ХРОНА M0 В РАЗРЕЗЕ с. ВЕРХОРЕЧЬЕ

**Введение.** Верхнебаррем-аптские отложения в Горном Крыму представлены однообразной толщей глин биасалинской свиты, перекрывающей разновозрастные породы. Их формирование соответствует моменту максимальной трансгрессии моря [13].

Вопросы стратиграфии биасалинских глин рассматривались в многочисленных публикациях Н.И. Каракаша, М.С. Эристави, В.В. Друщица, Б.Т. Янина, А.В. Вишневого и других, а последние сведения опубликованы В.В. Друщицем, И.А. Михайловой, В.М. Нероденко [8], Т.Н. Горбачик [5] и Е.Ю. Барабошкиным [1]. Проведение стратиграфических границ

в толще глин остается проблематичным из-за редкости находок аммонитов *in situ*, недостаточной микропалеонтологической характеристики, плохой обнаженности и развития оползней. Для уточнения стратиграфии глин, в частности определения границы баррема и апта, было проведено описание разрезов (Е.Ю. Барабошкин, С.С. Гаврилов), получена их палеомагнитная характеристика (А.Ю. Гужиков, О.Б. Ямпольская, М.В. Пименов), а также изучен комплекс нанофоссилий (Й. Муттерлоуз) и макрофауны (Е.Ю. Барабошкин).

Согласно немногочисленным сведениям о магнитостратиграфии меловых отложений Крыма ([4], а так-

же неопубликованным данным В.Н. Еремина и Э.А. Молостовского), верхнебарремско-аптские глины в разрезе у с. Верхоречье характеризуются почти исключительно прямой полярностью. Это не согласуется с общепринятыми палеомагнитными шкалами [7, 17, 19], где основанию апта соответствует крупная магнитозона обратной полярности — хрон М0. Ее отсутствие в разрезе за счет стратиграфического перерыва маловероятно, учитывая отсутствие его признаков, однородность и глубоководность отложений. «Исчезновение» М0 могло произойти по техническим причинам, так как А.З. Гасанов и В.Н. Еремин не использовали высокотемпературные магнитные чистки. Поэтому существующие магнитостратиграфические данные требуют пересмотра.

Для получения палеомагнитной характеристики глин в 2002 г. были изучены три разреза: два — на южном склоне г. Белой (с. Верхоречье, Бахчисарайский район), с перекрытием надстраивающие один другой (около 50 м, включая подстилающие «цефалоподовые известняки»), и один — в карьере кирпичного завода (около 20 м) у с. Марьино (южная окраина Симферополя, рис. 1, I). Нижняя (среднеаптская) часть разреза в карьере оказалась недоступна для изучения, поэтому в полученной магнитостратиграфической колонке имеется значительный пробел.

Отбор палео- и петромагнитных образцов сопровождался геологическим описанием и биостратиграфическим («образец в образец») изучением разреза.

**Строение разрезов.** Разрез начинается в верхней части промоины на южном склоне г. Белой в 500 м к западу от с. Верхоречье, точка наблюдений (т.н.) 2410, и надстраивается разрезом (т.н. 2411), расположенным в 300 м ближе к селу (рис. 2). Перекрытие составляет 2—3 м; породы падают на запад (около 10°). Ниже приводится описание сводного разреза снизу вверх.

**Пачка I.** Переслаивание серых (0,2—0,3 м) и красно-коричневых (0,2—0,25 м) глин. В кровле подстилающих известняков присутствует поверхность типа «твердого дна», а в подошве глин — мелкая (до 1 см) галька известняков и прослой охристой глины ... 6,8 м.

**Пачка II.** Глины серые и желтовато-серые («кофе с молоком», 1—1,5 м), в верхней части (2 м) — коричневые, с прослоями (5—6 см) вишнево-красных анкеритов ..... 7,5 м.

**Пачка III.** Чередование биотурбированных серых глин (0,7—2,2 м), содержащих рассеянные конкреции сульфидов (1—1,5 см), и коричневатых-серых глин (0,1—0,45 м) ..... 8,3 м.

**Пачка IV.** Чередование серых (0,1—1,1 м) и коричневатых глин (0,15—3 м) с редкими прослоями конкреций (5—6 см) вишнево-красных анкеритов, расположенных через 5—7 м. Видимая мощность около 32 м, вышележащая часть задернована.

Образцы из более высокой части разреза глин, залегающей субгоризонтально, отбирались на южной стенке карьера кирпичного завода у с. Марьино (т.н. 2421, рис. 2). Для удобства нумерация пачек продолжена. Здесь на поверхность выходят следующие породы, снизу вверх.

**Пачка V.** Глина с отдельными ярко-зелеными пятнами и разводами. В средней части найдены *Aucellina caucasica* (Buch), *A. sp.*, *Neohibolites semicanaliculatus* (Blainv.), *N. sp.*, отпечаток аммонита сем. *Desmoceratidae* и ожелезненная древесина (1×30 см) .... 5,5 м.

**Пачка VI.** Глина серая, биотурбированная, в подошве — мелкие буро-бежевые фосфатные округлые стяжения (1—1,5 см). В 1,85 м выше подошвы — остатки древесины (1×7 см), иссверленной древоточцами, и редкие двустворчатые *Aucellina sp.* ..... 3,5 м.

**Пачка VII.** Глина красная (0,6 м), в основании (0,15 м), тонкопереслаивающаяся с зеленовато-серой; сменяется вверх бурой биотурбированной глиной, в подошве присутствуют конкреции вишневого анкерита ..... 3,1 м.

**Пачка VIII.** Глина серая биотурбированная ..... более 3 м.

В осыпи встречены *Neohibolites wollemanni* Stoll. и *N. semicanaliculatus* (Blainv.).

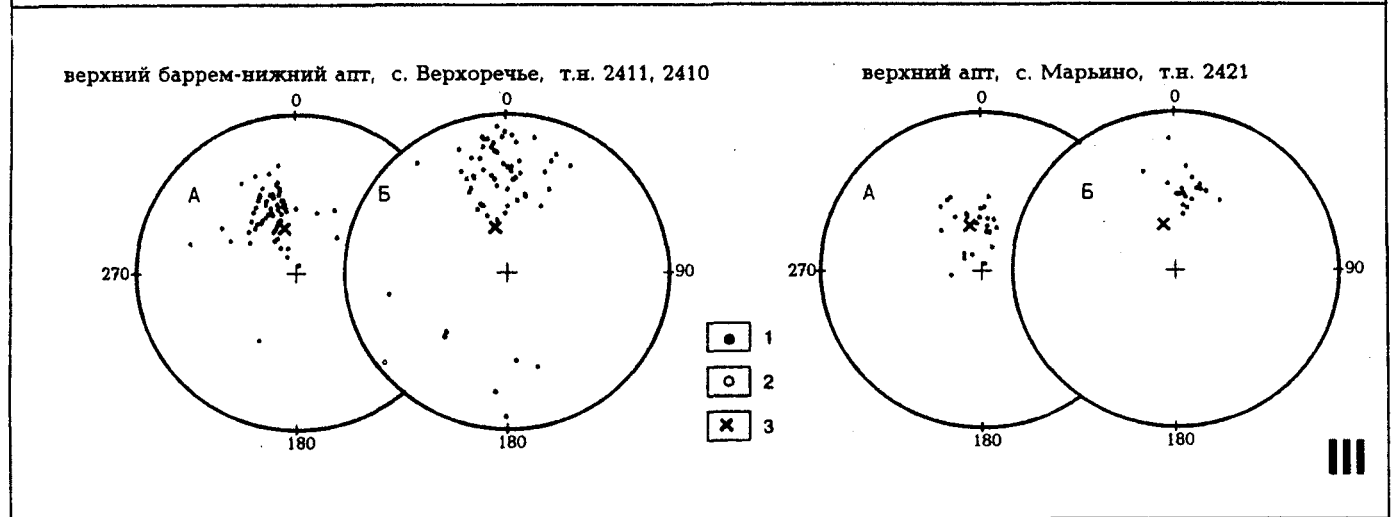
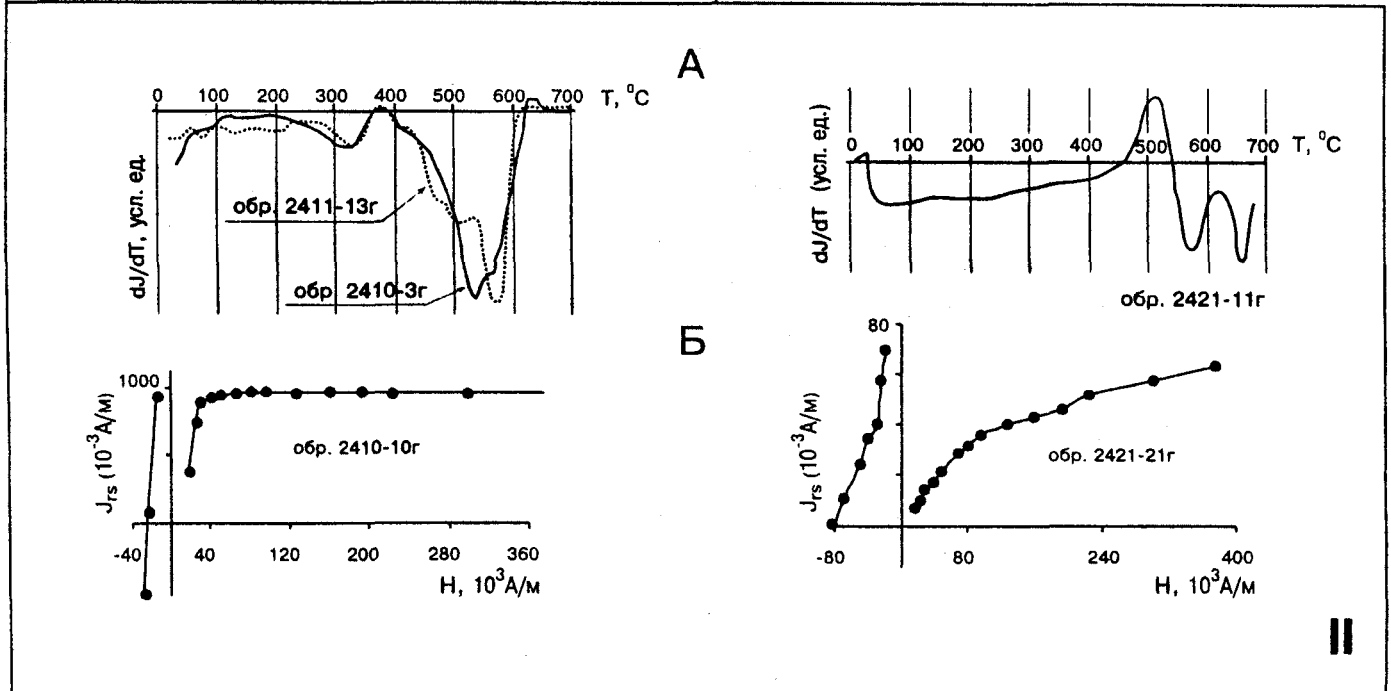
**Методика магнитостратиграфических работ.** В изученных разрезах отобрали 91 ориентированный образец (отбор через 0,75 м). Для палеомагнитных определений использовалось не менее 2 образцов с каждого уровня. Проводился стандартный комплекс лабораторных исследований: измерение магнитной восприимчивости (*k*) и естественной остаточной намагниченности (ЕОН, *J<sub>n</sub>*); магнитная чистка температурой; снятие кривых нормального намагничивания с последующими замерами остаточной намагниченности насыщения (*J<sub>н</sub>*) и определениями полей насыщения (*H<sub>н</sub>*) и коэрцитивной силы (*H<sub>ср</sub>*). В массовом порядке использовались дифференциальный термомагнитный анализ (ДТМА) и термокаппаметрия — измерение прироста магнитной восприимчивости (*dk*) после нагрева образца в воздушной среде до 500°C. Измерения ЕОН проводились на спин-магнитометре JR-4, магнитной восприимчивости — на приборах ИМВ-2 и КТ-5 (в поле). Для снятия кривых терморазмагничивания использовались «магнитные весы» в лаборатории палеомагнетизма НИИ геологии СГУ и геофизической обсерватории «Борок» ОИФЗ РАН. Температурные чистки проводились в печи конструкции В.П. Апарина последовательно в диапазоне от 100 до 550—600°C с шагом 50°C.

**Магнитоминералогический анализ.** Магнитоминералогическая диагностика проводилась с помощью ДТМА, опытов нормального намагничивания и термокаппаметрии. ДТМА и полным циклам магнитного насыщения—разрушения подвергнуто по 30 образцов, взятых из интервалов со слабой и с высокой естественной магнитностью. Определения *J<sub>н</sub>*, *H<sub>ср</sub>* и *dk* сделаны по образцам с каждого уровня.

Установлено, что основным носителем ЕОН в исследуемых породах является магнетит. Его присутствие надежно диагностируется на кривых ДТМА по характерному пику около 530—580°C, связанному с потерей намагниченности при достижении точки Кюри у *Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>* (рис. 1, ПА, обр. 2410—3г, 2411—13г). Вариации температур точки Кюри могут быть связаны



Рис. 1. Схема района исследований (I, треугольники — местоположение изученных разрезов); результаты магнито-минералогического анализа (IIА — кривые ДТМА, IIБ — кривые магнитного насыщения и разрушения); стереографическое изображение векторов ЕОН в древней системе координат (III, 1—2 — проекции векторов ЕОН на нижнюю (1) и верхнюю (2) полусферы; 3 — направление современного геомагнитного поля)



с различиями как в генезисе минерала, так и в размерности магнетитовых зерен одинакового происхождения. На кривых магнитного насыщения выявляется типичная для тонкодисперсного магнетита магнитомягкая фаза:  $H_s = 48 + 68 \cdot 10^3 \text{ А/м}$ ,  $H_{cr} = (24 + 32) \cdot 10^3 \text{ А/м}$  (рис. 1, IIБ, обр. 2410—10г).

Наличие магнитомягких ферромагнетиков (сильногидратированных гидроксидов железа, вплоть до гематита или мартита) наряду с  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ , фиксируется по минимуму на кривой ДТМА около точки Кюри для  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  —  $675^\circ\text{C}$  (рис. 1, IIА, обр. 2411—11г) и по высоким значениям параметров  $H_s$  ( $> 376 \cdot 10^3 \text{ А/м}$ ) и

$H_{cr} = (64 \div 100) \cdot 10^3 \text{ А/м}$  (рис. 1, ПБ, обр. 2411—21г). Значения коэрцитивной силы определены почти на всех уровнях, это позволило установить по графику  $H_{cr}$ , что магнитожестные минералы характерны только для верхов биасалинской свиты (с. Марьино) (рис. 2).

Незначительное возрастание намагниченности около 350°C, наблюдаемое на многих кривых ДТМА (рис. 1, ПА, обр. 2410—3г, 2411—13г), возможно, связано с сидеритом, точнее, с его фазовым переходом в магнетит. Наличие аутигенного  $\text{FeCO}_3$  в исследуемых отложениях было установлено ранее традиционными методами минералогического анализа [9].

Немагнитный пирит при нагреве свыше 400°C превращается в сильномагнитный  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ , благодаря чему высокие концентрации  $\text{FeS}_2$  легко диагностируются по значительному приросту  $k$  (сотни и тысячи  $10^{-5}$  ед. СИ) после нагрева до 500°C. Максимальные величины  $dk$  (до  $2000 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ) характерны в основном для низов разреза с. Марьино (рис. 2). Наличие в этих породах пирита подтверждается на кривых ДТМА резким возрастанием намагниченности после 400°C (рис. 1, ПА, обр. 2421—11г).

Из всех установленных ферромагнитных минералов только магнетиту свойственна высокая магнитная восприимчивость. Поэтому можно заключить, что вариации  $k$  по разрезу от  $12 \cdot 10^{-5}$  до  $360 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ (рис. 2) связаны с концентрацией  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ .

**Компонентный анализ.** Исследуемые отложения обладают высокой ЕОН ( $J_{n_{cp}} = 80 \cdot 10^{-3}$  А/м после 100°C), за исключением верхов разреза, где после 100°C  $J_{n_{cp}} = 0,54 \cdot 10^{-3}$  А/м. После чисток 500—550°C  $J_n$  снижается в магнетитсодержащих образцах в 5—30 раз (рис. 3, В), а в образцах, где наряду с  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  присутствует  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , — в 2—9 раз.

Компонентный анализ проводился с помощью диаграмм Зийдервельда и стереографических изображений проекций  $J_n$ . На большинстве диаграмм, соответствующих как прямой (N), так и обратной (R) полярности, отчетливо фиксируются две компоненты  $J_n$  (рис. 3, А). Одна компонента разрушается после 350—450°C, другая сохраняется вплоть до 550°C (до точки Кюри магнетита). Прямолинейные отрезки диаграмм практически сходятся к центру координат, что свидетельствует об отсутствии других компонент ЕОН после чисток (рис. 3, А). Низкотемпературные компоненты ЕОН по направлению близки вектору современного геомагнитного поля (рис. 1, ПИА) и, вероятно, имеют частично современную вязкую природу, частично — метасинхронную. Для направлений высокотемпературных стабильных компонент можно предположить, что они связаны с древним полем.

Векторы стабильных компонент, осредненные для каждого стратиграфического уровня, образовали на стереографических проекциях две обособленные группы. Одна группа состоит из векторов, сосредоточенных в северных румбах нижней полусферы, другая представлена проекциями  $J_n$ , которые тяготеют к южным секторам обеих полусфер, причем большинство направлений на нижнюю полусферу имеет заниженные наклонения (рис. 1, ПИБ). Мы предполагаем, что

векторы из первой и второй совокупности соответствуют режимам N и R полярности поля соответственно.

Направления стабильных компонент, тяготеющие к южным румбам, практически не проявляют себя до высокотемпературных чисток, тенденция к обособлению проявляется у них только после 350—450°C (рис. 1, ПИБ; 3, Б). Однако полное разрушение вторичной  $J_n$  в ряде случаев, вероятно, не достигается и при более высоких температурах, что приводит к искажению первичной  $J_n$  и возникновению аномальных направлений в R-совкупности (рис. 1, ПИБ). Скорее всего, эффект неполного разрушения вторичной  $J_n$  имеет место и для многих N векторов, однако в этом случае его труднее обнаружить из-за близости направлений древнего и современного полей.

В образцах с 7 уровнями, рассеянных по разрезу (рис. 2), не удалось (при нагревах до 600°C) даже частично избавиться от влияния вторичной компоненты  $J_n$ , близкой к направлению современного поля, поэтому они были исключены из рассмотрения.

**Обоснование природы компонент намагниченности.** Для обоснования древнего возраста стабильных компонент ЕОН, на основе которых были выделены магнитозоны прямой и обратной полярности, привлекались различные геологические критерии, позволяющие судить о возрасте намагниченности.

1. Инверсия магнитного поля — явление планетарного масштаба. Поэтому в конкретных разрезах при условии, что намагниченность первична, мала вероятность совпадения палеомагнитных границ с рубежами, обусловленными местными и региональными факторами. Напротив, независимость полярности от всевозможных литолого-минералогических признаков служит важным показателем связи знака  $J_n$  с режимом древнего поля. В исследуемом разрезе, весьма однородном по литологии, выделяются разнополярные зоны (рис. 2). Но в то же время знак полярности совершенно не зависит от вариаций целого спектра петромагнитных характеристик (рис. 2), которые обусловлены концентрацией ферромагнетиков в породе и многими другими тонкими особенностями вещественного состава.

2. Важнейшее значение при обосновании первичности  $J_n$  имеют вид и генезис ферромагнетика. Главным носителем намагниченности в изученных отложениях является магнетит,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  встречается (за редким исключением) только в верхах разреза и не вносит заметных искажений в вектор стабильной компоненты. Это подтверждается близостью средних направлений (соответствующие им круги доверия пересекаются) по выборкам образцов как с магнитожестной фазой, так и без нее (таблица). Наблюдаемая при этом разница в палеомагнитных наклонениях никоим образом не отражается на определениях полярности. Нет оснований считать, что в гематитсодержащих (мартитизированных) образцах высокотемпературная компонента связана только с  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , потому что в породах, где магнитожестная фаза отсутствует, вторичная  $J_n$  разрушается примерно при таких же температурах (рис. 3, А, обр. 2411—30б, 33а, 36б).

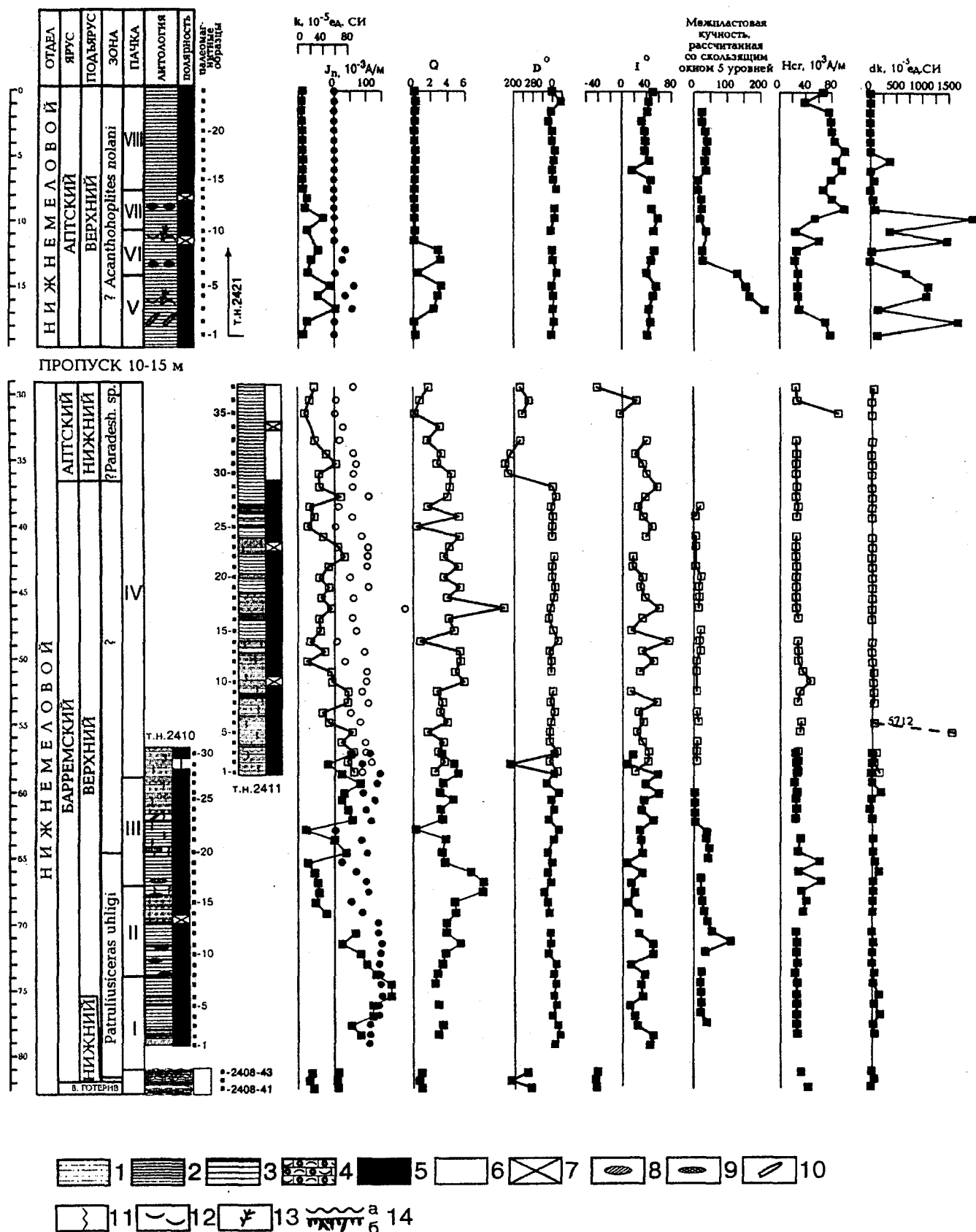


Рис. 2. Магнито-стратиграфический разрез барремских—аптских отложений Горного Крыма, кружки (Jn) и квадратики (прочие палео- и петромагнитные параметры) на графиках соответствуют точке наблюдений (т.н.) 2411, залитые значки соответствуют т.н. 2410, 2421: 1 — алевролиты; 2 — красные и коричневые глины; 3 — серые и «кофейные» глины; 4 — известняки оолит-детритовые, микритовые; 5—6 — магнитная полярность (5 — прямая, 6 — обратная); 7 — отсутствие данных о полярности; 8—9 — конкреции (8 — сульфидов, 9 — сидеритов и анкеритов); 10 — ростры белемнитов; 11 — биотурбации; ископаемые остатки: 12 — двустворок, 13 — древесины; 14 — седиментационные перерывы (а — эрозийные, б — твердого дна)

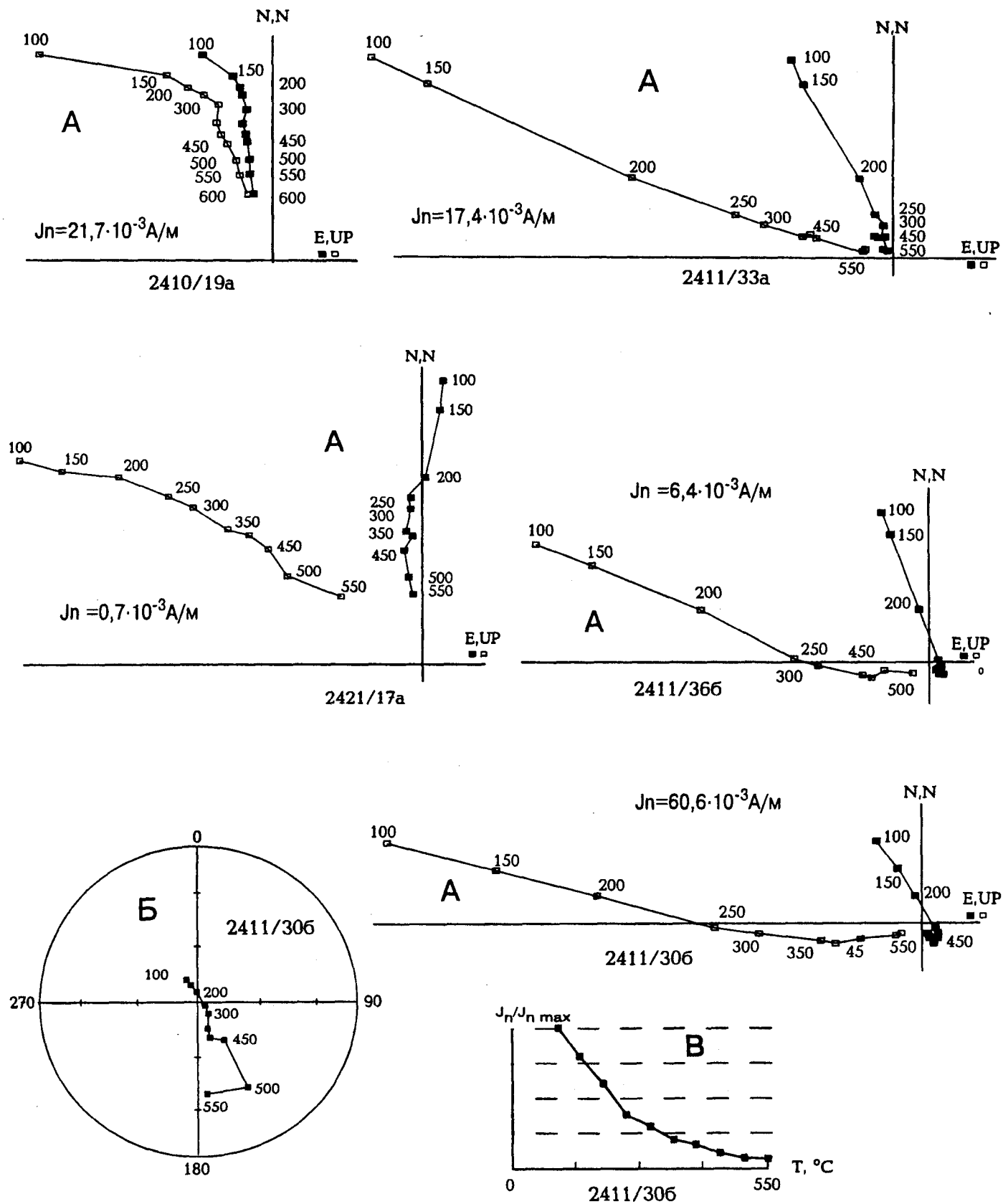


Рис. 3. Результаты компонентного анализа: А — диаграммы Зейдверельда, значения  $J_n$  даны при 100°C; Б — стереографическое изображение изменения вектора ЕОН в процессе термочистки; В — зависимость модуля ЕОН от температуры в процессе термочистки; цифры вдоль графиков соответствуют градусам Цельсия

В исследованном разрезе выявлены следующие закономерности, типичные для химической намагниченности ( $J_{гс}$ ), которая связана с аутигенными минералами, и не характерные для ориентационной (посториентационной) ЕОН ( $J_{гп}$ ), носителем которой являются обломочные ферромагнетики:

— породам присущи в основном высокие значения параметра Кенигсбергера (фактора  $Q$  — отношения остаточной намагниченности к индуктивной). Фактор  $Q$ , рассчитанный по  $J_p$  после  $100^\circ\text{C}$  варьирует от 2 до 6, достигая на иногда 8—10 и более, исключения представляют верхи разреза, где  $Q = 0,08 \pm 0,25$  (рис. 2). Опыт показывает, что в осадочных породах, где установлен аутигенный генезис носителей ЕОН, значения  $Q$ , как правило, близки к 1 или намного больше, а в отложениях, где доказана обломочная природа ферромагнетиков,  $Q$  равен обычно десятым или сотым долям единицы. С этой точки зрения, в исследуемых отложениях определяющая роль в формировании суммарной ЕОН принадлежит аутигенному  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ . Аллотигенный магнетит выступает в роли носителя намагниченности только в верхах разреза (рис. 2);

— палеомагнитные межпластовые кучности довольно высоки — от  $10 \div 80$  до  $130 \div 212$  (рис. 2). Кучности в несколько десятков можно с равным успехом считать характерными и для  $J_{гп}$ , и для  $J_{гс}$ , но кучности порядка нескольких сотен служат уже надежным индикатором химической  $J_p$ , т.е. аутигенной природы магнетита;

— данные П.А. Меньяйленко [9] о наличии аутигенного сидерита в барремско-аптских глинах разреза с. Верхоречье хорошо согласуются с нашими предположениями о присутствии аутигенного магнетита, так как оба минерала образуются в ассоциации.

Совокупность перечисленных признаков позволяет сделать вывод о том, что главным носителем намаг-

ниченности в исследуемом разрезе (за исключением его верхов) служит диагенетический аутигенный магнетит. Образование магнетита после стадии диагенеза крайне маловероятно, так как эпигенетические изменения в исследуемых отложениях связаны с окислением, а  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  образуется в нейтральной или слабовосстановительной среде. Применительно к баррему—апту диагенез можно считать почти синхронным осадконакоплением, поэтому обоснование диагенетической природы магнетита тождественно доказательству первичности намагниченности.

Нельзя исключить, что носителем стабильной высокотемпературной ( $450\text{—}550^\circ\text{C}$ ) компоненты ЕОН является обломочный магнетит. В этом случае аутигенный  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  отвечает за метахронную компоненту. Подобная модель хорошо согласуется с гипотезой о неполном разрушении вторичной составляющей, что заметно на примере палеомагнитных векторов, соответствующих R-полярности (рис. 1, ШБ), потому что метахронной  $J_p$  (т.е. древней вторичной намагниченности) свойственно сохранять свою значительную часть вплоть до точки Кюри ферромагнетика.

3. Средние направления палеомагнитных векторов, соответствующих прямой и обратной полярности, различаются не на  $180^\circ$  (таблица). Таким образом, тест инверсий отрицательный, но мы не считаем, что это противоречит предположению о геофизической природе обратной полярности. Как показано ранее, первичные направления, зафиксированные терригенным  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ , могут быть искажены за счет неполного разрушения метахронной  $J_p$ . Разумеется, палеомагнитные R-векторы вычищены гораздо хуже по сравнению с N-направлениями в силу того, что направления  $J_p$ , соответствующие нормальному режиму древнего и современного поля, при горизонтальном или слабонаклонном залегании слоев различаются незначительно.

Палеомагнитные характеристики\* меловых отложений Крыма

№	Источник	Место отбора проб	Полярность	$D'_{ср}$	$I'_{ср}$	$k$	$\alpha 95$	$n$	$FI^\circ$	$L^\circ$	$s^\circ$	$S^\circ$
1	Наши исследования	Разрез с. Верхоречье, верхний баррем—нижний апт, т.н. 2410, 2411 (44,4° с.ш., 33,6° в.д.)	N	3,5	30,4	18,4	4,4	55	62	206	32,6	18,0
			R	210,4	18,9	3,7	27,5	7				
2		П. Марьино, верхний апт, т.н. 2421 (45° с.ш., 34° в.д.)	N	7,9	44,2	47,8	4,3	22	69,9	192,9	18,9	8,7
3		образцы с $\text{Fe}_3\text{O}_4$ и магнито-жесткой фазой	N	8,3	40,7	40,1	5,9	14	67,2	194,0	22,4	10,7
4		образцы с $\text{Fe}_3\text{O}_4$	N	7,1	50,3	154,4	4,0	8	75,0	189,9	10,1	6,6
5	С. Богатовка, верхний альб (44,6° с.ш., 34,5° в.д.), [11]			350	46		7,3		71	242,9	19,0	22,0
6	Крымско-Кавказский блок, мел, [10]						12,7		73	167		
7	С. Грушевка, апт (45° с.ш., 35° в.д.), [12]		N	355	68	135	3,0	24	82,2	11,3	6,5	24,3
8	Села Марьино, Новоукраинка, апт (45° с.ш., 35° в.д.), [12]		N	352	74	133	4,0	13	73,1	21,2	11,9	32,4

\* N и R — прямая и обратная полярность соответственно;  $D'_{ср}$ ,  $I'_{ср}$  — среднее палеомагнитное направление;  $k$  — межпластовая кучность;  $\alpha 95$  — радиус круга доверия при вероятности  $p = 0,95$ ;  $n$  — число образцов;  $FI$  и  $L$  — широта и долгота палеомагнитного полюса в современных географических координатах;  $s$  — угол между средним палеомагнитным вектором и направлением современного поля ( $D = 5^\circ$ ,  $I = 63^\circ$ );  $S$  — расстояние между палеомагнитным полюсом, рассчитанным по среднему направлению, и средним палеомагнитным полюсом для мелового периода, определенным по Крымско-Кавказскому блоку [10].

4. В пользу древней природы ЕОН свидетельствуют отсутствие сходства палеомагнитных векторов с направлением современного поля и согласованность полученных данных с имеющимися палеомагнитными определениями по разновозрастным отложениям данного региона. Рассчитанные нами по различным выборкам средние N-векторы (таблица) значительно отличаются от направления современного поля (таблица). В то же время соответствующие им палеомагнитные полюсы расположены близко к среднему меловому полюсу для Крымско-Кавказского блока [10] (таблица, рис. 4, I). Полученные результаты хорошо согласуются с палеомагнитными данными Д.М. Печерского и В.А. Сафонова [11] для вулканогенного верхнего альба Крыма (таблица, рис. 4, I). Несовпадение позднеальбского полюса с нашим определением полюса для позднего апта составляет  $16,3^\circ$ . Это неудивительно, учитывая, что интервал между поздним аптом и поздним альбом составляет около 10 млн лет. Палеомагнитные определения О.М. Русакова [12] для аптских отложений Крыма близки к направлению современного поля и значительно удалены от среднего мелового полюса (таблица, рис. 4, I), что противоречит гипотезе о первичности направлений ЕОН, использованной для расчета палеополусов. Очевидно, что древняя компонента  $J_n$  не выделена О.М. Русаковым из-за отсутствия аппаратуры для высокотемпературных чисток.

5. Важнейшим аргументом в пользу древней природы намагниченности является «критерий внешней сходимости», т.е. идентичность палеомагнитной структуры разновозрастных отложений в удаленных разрезах. Чем больше различаются сопоставляемые разрезы по литолого-фациальным характеристикам и геоструктурной принадлежности, тем ценнее признак внешней сходимости в качестве доказательства первичности  $J_n$ . Палеомагнитная колонка исследованного разреза согласуется с общепринятыми представлениями о магнитополярном облике барремско-аптской границы, которые получены для разных регионов и генетических типов отложений: повсеместно на фоне доминирующей прямой полярности наблюдается единственная крупная R-магнитозона — аналог хрона M0 в аномальной последовательности (рис. 4, II).

Результаты четырех из пяти тестов хорошо согласуются с предположением о древней природе  $J_n$ . В совокупности они свидетельствуют, что выявленная последовательность магнитозон отражает режим барремско-аптского геомагнитного поля.

**Обсуждение результатов. Магнитостратиграфия.** В изученных разрезах зафиксированы две магнитозоны обратной полярности: в конденсированном разрезе «цефалоподовых известняков» верхнего готерива — основания верхнего баррема и внутри толщи биасалинских глин.

«Цефалоподовые известняки» характеризуются обратной намагниченностью, но из-за сильной конденсации разреза дать стратиграфическую оценку этим данным сложно. Вероятно, этот уровень R-полярности отвечает хрону M1 или кровле хрона M3, и в разрезе представлены низы верхнебарремского подъяруса.

Указанное соответствует биостратиграфическим данным [1], однако из-за малой мощности пласта не исключено, что это кратковременный эпизод обратной полярности, который нельзя точно идентифицировать с подразделениями Общей палеомагнитной шкалы.

Палеомагнитная колонка сводного разреза барремско-нижеаптских глин имеет простую структуру: на фоне прямой полярности выделяется единственная магнитозона обратного знака (видимая мощность 7,5 м), приуроченная к верхам разреза г. Белой (рис. 2), которая, очевидно, является аналогом хрона M0, так как другие крупные R-зоны в районе барремско-аптской границы не известны (рис. 4, II). Единичный R-интервал (обр. 2410-30, рис. 2) не имеет серьезного стратиграфического значения.

Международная рабочая группа по аптскому ярусу [17] рекомендует использовать основание хрона M0 в качестве одного из ведущих признаков при определении подошвы апта, что было подтверждено нами на обширном региональном материале ([2, 6, 20], а также неопубликованные данные). Поэтому благодаря полученным результатам для Крыма впервые надежно обосновано положение границы баррема и апта, не противоречащее существующим палеонтологическим данным (см. ниже).

Отсутствие второго крупного интервала обратной полярности — хрона ISEA — в изученных разрезах, вероятно, обусловлено тем, что среднеаптский интервал глин мы не изучали (см. ниже). Изученный фрагмент верхнеаптской последовательности, как и в других регионах, характеризуется прямой полярностью.

**Биостратиграфия.** В изученных разрезах глины залегают на пачке «цефалоподовых известняков» верхнего готерива — нижней части верхнего баррема [1].

Нижняя часть биасалинской свиты (15 м) относится к зоне *Patrulusiceras uhligi*, в основании (5–10 м) она содержит остатки криноидей, белемнитов, мелких пиритизированных аммонитов, ринхолитов и другой фауны. Отсюда определены: *Barremites* sp., *Phyllopatryceras* spp., *Macrosaphites* sp., *Patrulusiceras* aff. *sulcistriatum* (Kar.), *P. tenue* (Kar.), *P. uhligi* Avr., *Haplobranco-ceras subquadratum* Avr., *Heteroceras?* sp., наиболее многочисленные в маломощном лимонитовом прослое в 15 м выше подошвы.

Вышележащие 25 м глин практически не охарактеризованы аммонитами, но содержат комплекс фораминифер, включаемых Т.Н. Горбачик [5] в слои с *Hedbergella artica*. Ранее эту часть разреза относили к основанию апта [8] по первым находкам *Deshayesites*. Полученные нами результаты исследований магнитной полярности разреза идеально совпадают с данными Т.Н. Горбачик [5] о появлении нижеаптских планктонных фораминифер *Blowiella blowi* Volli и В.В. Друщица и др. [8] о появлении многочисленного комплекса нижеаптских аммонитов в 40 м выше основания глин. Важно, что появление зональных индексов *Blowiella blowi* и *Clavihedbergella bollii* [5], как и в разрезах Западного Средиземноморья, практически совпадает с основанием M0. Это позволяет весьма точно определять границу баррема и апта. Отсюда следует,



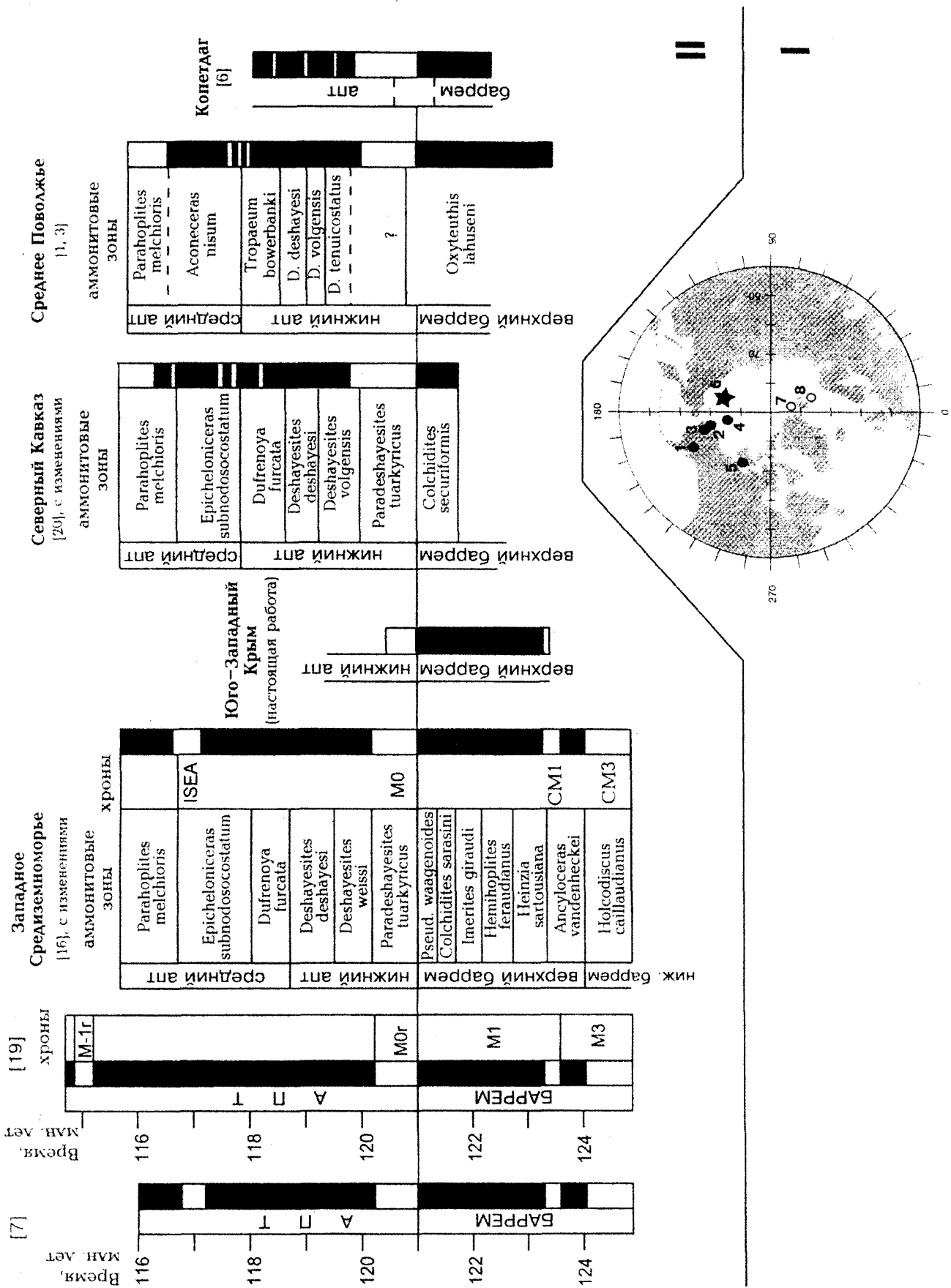


Рис. 4. Стереографическое изображение палеомагнитных полюсов (I), определенных по меловым отложениям Крыма (расшифровку нумерации палеополосов см. в таблице, где номера на стереопроекции соответствуют номерам в крайнем левом столбце), а также сопоставление магнитостратиграфических данных по границе баррема—апта (II). Условные обозначения см. на рис. 2

что суммарная мощность верхнебарремской части глин в разрезе с. Верхоречье достигает 40 м, а находка *Deshayesites* в 15 м выше подошвы глин [8] происходит из осыпи.

Хрон M0 не может быть отнесен к зоне *Deshayesites deshayesi*, так как он более древний. Согласно нашим исследованиям на Северном Кавказе и в Туркмении ([2, 6, 20] и неопубликованные данные), он должен соответствовать зоне *Paradeshayesites tuarkyicus* нижнего апта. Нами этот интервал условно выделен как *Paradeshayesites? sp.* по находке *Paradeshayesites sp.* (= *Deshayesites aff. deshayesi* (Leym.) [8, табл. I, фиг. 2]) и охарактеризован комплексом аммонитов *Chelonicerases ex gr. seminodosum* Sinz. и белемнитами *Mesohibolites longus bulgaricus* St.-Verg., *M. brevis* Schwetz., *M. elegans* Schwetz., *M. moderatus* Schwetz., *Neohibolites ewaldi* Stromb [Там же]. Среднеаптский *Aconeceras nisum* (d'Orb.), указываемый в том же списке, интерпретируется нами как *Aconeceras nisoides* (Saras.).

Вышележащий интервал, не выходящий на поверхность в разрезе у с. Верхоречье, также условно отнесен нами к зоне *Deshayesites deshayesi* на основе неопубликованных находок вида-индекса зоны из коллекции Г.Ф. Вебер, хранящейся на кафедре региональной геологии и истории Земли МГУ. Положение границы между нижним и средним аптом в этом разрезе можно наметить только по данным Т.Н. Горбачик [5], которые свидетельствуют о появлении планктонных фораминифер *Leupoldina protuberans* Bolli в 55 м выше подошвы глин.

Средний апт нами не изучался, поэтому мы сохраняем принятую ранее [1] зональность.

Верхнеаптский интервал был изучен в разрезе карьера кирпичного завода у с. Марьино. Согласно данным В.В. Друщица и др. [8], общая мощность глин в этом разрезе составляет 40 м; согласно [5], она почти втрое меньше. Нами изучено около 20 м последовательности в верхней части разреза, хотя граница апта и верхнего альба вскрыта не была. Около 10–15 м основания последовательности было недоступно для изучения, так как дно карьера затоплено.

К сожалению, в работе В.В. Друщица и др. [8, с. 97–98] слишком неопределенно сказано о расположении находок аммонитов: «В нижней части этой толщи найдены аммониты: *Colombiceras sp.*, *Zurcherella sp. indet.*, *Valdedorsella aff. akuschense* Anth. и *Jauberticeras latericarinaratum* Anth., также указывающие на среднеаптский (гаргасский) возраст вмещающих глин. В верхней части глин встречены: *Parahoplites multicostatus* Sinz., *Acanthohoplites ex gr. aschiltaensis* Anth. и *Zurcherella sp. indet.*, позволяющие относить их к верхней зоне среднего апта». Отсутствие в изученном разрезе крупного интервала обратной полярности ISEA, приходящейся на зону *Parahoplites melchioris* [2, 20], и находки *Neohibolites wollemanni* Stoll., *N. semicanaliculatus* (Blainv.) и *Aucellina caucasica* Buch, характерных для верхнего апта Западной Европы и Кавказа, позволяют рассматривать его как верхнеаптский. Это подтверждается и приуроченностью среднеаптского

комплекса фораминифер [5, рис. 49] к нижним 11 м разреза (пропущенный нами интервал). Поэтому данный интервал мы условно относим к зоне *Nolaniceras nolani* [1].

**Нанопланктон.** Известковый нанопланктон (ИН) был изучен в разрезах у с. Верхоречье. Образцы отобраны с тех же уровней, что и палеомагнитные. Из разреза 2410 (рис. 2) обработано 25 образцов, а из разреза 2411–14. При полуколичественном подсчете применялись метод «случайных окон» [18] и оценка встречаемости: «обычно» (С, 2–10 экз. в поле зрения), «немного» (F, 1–2 экз.), «редко» (R, < 1 экз.).

В большинстве образцов присутствует богатый и разнообразный комплекс ИН хорошей сохранности (изредка незначительно растворенные или инкрустированные), изученные таксоны — либо космополиты, либо тетические формы.

Обычными таксонами являются (согласно их количеству и по алфавиту): *Bidiscus rotatorius* (C), *B. constans* (C), *Nannoconus spp.* (C), *Rhagodiscus asper* (C), *Watznaueria barnesae* (C) и *Zeughrabdodus diplogrammus* (C). Менее распространены: *Axoporphadus diplogrammus* (F), *Chiastozygus litterarius* (F), *Conusphaera rothii* (F), *Cretarhabdus conicus* (F), *Gartnerago spp.* (F), *Helena chiasitia* (F), *Lithraphidites carniolensis* (F), *Micrantolithus obtusus* (F), *Stephanolithion crux* (F), *Watznaueria ovata* (F), *Tegumentum stradneri* (F). Редкие элементы включают: *Cyclagelosphaera margerelii* (R), *Flabellites biforaminis* (R), *Haquius circumradiatus* (R), *Hayesites irregularis* (R), голококколиты (R), *Manivitella pecten* (R), *M. pemmatoidea* (R), *Micrantolithus hoschulzi* (R), *Parhabdolithus embergeri* (R), *Reinhardtites fenestratus* (R), *Retecapsa angustiforata* (R), *Rotelapillus laffitei* (R), *Watznaueria britannica* (R), *Stephanolithion matalosa* (R).

Барремско-аптский пограничный интервал хорошо датирован по первому и последнему присутствию ИН как в Тетическом [15, 17], так и в Суббореальном поясе [14]. В изученных разрезах выявлены следующие важные биостратиграфические события ИН: 1) *Chiastozygus litterarius* встречается во всем разрезе, его появление приходится на конец баррема (зона *Parancyloceras bidentatum* Европейской шкалы), немного ниже границы баррема и апта; 2) более редкий *Hayesites irregularis* появляется в середине разреза (обр. 2411/7). Считается, что он появляется несколько ниже хрона M0, поэтому аптский интервал должен находиться выше образца 7; 3) *Flabellites oblongus* встречается с середины разреза (обр. 2411/1) и выше, принято думать, что он распространен в низах апта (зона *Deshayesites deshayesi* Европейской шкалы), хотя Т. Брауэр и др. [15] сообщили о его присутствии в кровле баррема; 4) кризис наноконид указывается для зоны *Deshayesites deshayesi*, т.е. выше хрона M0. В разрезе уменьшение количества наноконид наблюдалось в образцах 2411/20 и 2411/22, что могло бы соответствовать этому событию; 5) последние находки *Conusphaera rothii* обычно приходятся на зону *Deshayesites deshayesi*, т.е. выше M0, эта форма присутствует во всем исследованном интервале.

Суммируя данные по нанопланктону, можно сделать вывод о соответствии изученного интервала разреза 2411 аммонитовым зонам *Deshayesites tenuicostatus* — *D. deshayesi* Европейской шкалы. Это согласуется с отсутствием *Eprolithus* spp., появляющихся в других местах в верхней части зоны *D. deshayesi*, выше океанического аноксического события 1a. При этом следовало бы ожидать, что хрон М0 должен находиться между появлением *H. irregularis* и кризисом наноконид, т.е. между образцами 2411/7 и 2411/20. В действительности хрон М0 расположен существенно выше, что, во-первых, заставляет усомниться в правильности идентификации наноконидового кризиса и, во-вторых, позволяет предполагать более раннее появление указанных представителей ИН в Тетическом поясе, чем в Бореальном.

**Заключение.** Палеомагнитный разрез барремско-нижнеаптских отложений Крыма характеризуется доминирующей прямой полярностью, на фоне которой выделяется единственная крупная зона обратного знака — аналог хрона М0. Установление М0 в разрезе биасалинских глин позволило уточнить положение границы баррема и апта в Горном Крыму, увязать существующие палеомагнитные и биостратиграфические данные по Крыму с данными по Западному Средиземноморью.

Сопоставление положения М0 в разрезах Горного Крыма с другими регионами (рис. 4, II) показывает,

что в удаленных разрезах, где границу баррема и апта удается провести по основанию хрона М0, границы биостратиграфических зон и устанавливаемые по палеонтологическим остаткам границы ярусов имеют временное скольжение. Этот вывод подтвержден и нашими исследованиями на примере распространения известкового нанопланктона. В некоторых случаях, например в Среднем Поволжье и Крыму, невозможно точно определить местоположение границы баррема и апта на основе только палеонтологических данных. В подобной ситуации палеомагнитный критерий не хуже, чем палеонтологический, а в силу изохронности магнитозон даже более эффективный. Это следует учесть и при составлении Общей стратиграфической шкалы, в которой стратиграфические границы должны иметь комплексное обоснование. Граница барремского и аптского ярусов является одной из границ, для которой использование палеомагнитного обоснования необходимо наряду с палеонтологическим.

Авторы благодарны А.Ю. Куражковскому (Геофизическая обсерватория «Борок» ОИФЗ РАН) за термоманнитные исследования, А.С. Никульшину (МГУ), А.В. Дякиной и В.А. Фомину (НИИ геологии СГУ) за помощь при опробовании разрезов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 03—05—65309-а, 03—05—06458-мас, 03—05—06459-мас, 03—05—06370-мас, 01—05—64641, 01—05—64642, 01—05—64788) и гранта «Научные школы» (НС-326.2003.5).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барабошкин Е.Ю. Нижний мел Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления (стратиграфия, палеогеография, бореально-тетическая корреляция): Автореф. докт. дис. М., 2001.
2. Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Лееревельд Х., Дундин И.А. К стратиграфии аптского яруса Ульяновского Поволжья // Тр. НИИГ СГУ. Нов. сер. 1999. Т. 1. С. 44—64.
3. Бирбина А.В., Гужиков А.Ю. Магнитостратиграфия барремского и аптского ярусов Саратовского Поволжья // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. М., 2001. С. 11—13.
4. Гасанов А.З. Палеомагнитные исследования мезозойских отложений Азербайджана, Сев. Кавказа и Крыма // Тез. докл. X палеомагнит. съезда. Ч. 3. 1976. С. 49.
5. Горбачик Т.Н. Юрские и раннемеловые планктонные фораминиферы юга СССР. М., 1986.
6. Гужиков А.Ю., Еремин В.Н., Назаров Х. и др. Магнитостратиграфия баррем-нижнеаптских отложений разреза р. Сегиз-яб (Центральный Копетдаг, Туркменистан) // Вопр. стратигр. и палеонт. Нов. сер. 1998. № 1. С. 73—80.
7. Дополнения к стратиграфическому кодексу России. СПб., 1992.
8. Друщиц В.В., Михайлова И.А., Нероденко В.М. Зональное деление аптских отложений Юго-Западного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56, № 1. С. 95—103.
9. Меняйленко П.А. О минеральном составе нижнемеловых (аптских) глин Бахчисарайского района // Изв. вузов. Геология и разведка. 1962. № 10. С. 78—82.
10. Палеомагнитология. Л., 1982.
11. Печерский Д.М., Сафонов В.А. Палинспастическая реконструкция положения Горного Крыма в средней юре-раннем мелу на основе палеомагнитных данных // Геотектоника. 1993. № 1. С. 96—105.
12. Русаков О.М. Магнитное поле Земли в мезозое. Киев, 1969.
13. Эвсон К.В., Барабошкин Е.Ю. Палеобатиметрия валанжин-аптского (ранний мел) бассейна Горного Крыма по индексам прочности раковин аммонитов и данным фациального анализа // Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. М., 2002. С. 101—103.
14. Bischoff G., Mutterlose J. Calcareous nannofossils of the Barremian/Aptian boundary interval in NW-Europe: biostratigraphic and palaeoecologic implications of a high resolution study // Cretac. Res. 1998. Vol. 19. P. 635—662.
15. Bralower T.J., Arthur M.A., Leckie R.M. et al. Timing and Paleooceanography of Oceanic Dysoxia/Anoxia in the Late Barremian to Early Aptian Early Cretaceous // Palaios. 1994. Vol. 9. P. 335—369.
16. Channell J.E.T., Cecca F., Erba E. Correlations of Hauterivian and Barremian (Early Cretaceous) stage boundaries to polarity chrons // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. Vol. 134. P. 125—140.
17. Erba E., Aguado R., Avram E. et al. The Aptian Stage // Bull. Institut. Royal Sci. Nat. Belgique. 1996. Vol. 66-suppl. P. 31—42.
18. Geisen M., Bollmann J., Herrle J.O. et al. Calibration of the random settling technique for calculation of absolute abundances of calcareous nannoplankton // Micropaleont. 1997. Vol. 45. P. 437—442.
19. Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.G. et al. A Triassic, Jurassic and Cretaceous Time Scale // SEPM Spec. Publ. 1995. N 54. P. 95—126.
20. Guzhikov A., Eremin V. Regional magnetic zonal scheme for the Berriasian — lower Aptian from the North Caucasus // Geodiversitas. 1999. Vol. 21. N 3. P. 387—406.