

## Результаты палеомагнитных исследований верхнемиоценовых отложений мыса Панагия (Таманский полуостров)

© Г. В. Сливинская, 2009

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 10 июля 2009 г.

Представлено членом редколлегии О. М. Русаковым

Виконано палеомагнітне дослідження сарматських і меотичних осадових утворень розрізу миса Панагія на Таманському півострові (Російська Федерація). За отриманими даними побудовано детальний магнітостратиграфічний розріз, який репрезентує стан геомагнітного поля в часовому інтервалі пізній сармат — ранній меотис.

Paleomagnetic study of the Sarmatian and Meotian sedimentary rocks of the section of the cape Panagia from the Tamanian Peninsula (Russian Federation) has been made. The detailed magneto-stratigraphic section has been plotted according to the data obtained. It represents the state of geomagnetic field in the Late Sarmatian and Early Meotian time interval.

Материалы, представленные в данной статье, являются продолжением магнитостратиграфических исследований осадочных отложений верхнего миоцена Керченско-Таманского региона. Как уже было отмечено [Сливинская, 2009], существует ряд неоднозначностей, возникающих при проведении как стратиграфических, так и магнитостратиграфических построений для позднего миоцена в пределах упомянутой области. Этот факт указывает на актуальность проведенного палеомагнитного изучения береговых разрезов Таманского полуострова, в которых хорошо вскрыты отложения сармата, мэотиса и понта, слагающие крылья брахиантиклинальных складок (рис. 1). Необходимо отметить, что для верхнего миоцена Керченско-Таманской зоны разрезы Тамани являются наиболее геологически полными и глубокоководными, что и определяет их выбор для проведения палеомагнитных исследований. Так, в разрезе мыса Железный Рог была изучена максимальная мощность верхнемэотических и понтических отложений на Таманском полуострове, результаты представлены в работе [Сливинская, 2009]. Объектом исследования данной работы являются отложения мэотического и сарматского

регионаруссов, которые обнажаются в практически непрерывном разрезе (около 600 м) в центральной части Таманского полуострова — от горы Зеленского до мыса Панагия (см. рис. 1).

В береговом обнажении мыса Панагия, расположенном на северо-западном склоне большой антиклинали горы Зеленского, изучены 205 м осадочных образований нижнего мэотиса и верхнего сармата. По геологическим представлениям разрез может быть расчленен на три части (рис. 2). Нижнемэотические отложения, возраст которых однозначно зафиксирован соответствующей фауной, представлены 95-метровой толщей темно-серых, серых и зеленовато-серых алевритистых глин с ярозитом. Лежащие ниже 70 м серые и серо-зеленые глины с обильным гипсом представляют собой нерасчлененные отложения нижнего мэотиса и верхнего сармата с типично "плавающей" границей. Предположительно она может проходить на глубине около 150 м от начала отбора сверху вниз. Книзу этого фрагмента разреза нарастает объем глин буровато-серого цвета, сланцеватых, железистых. Редко встречается гипс в виде прослоев или отдельных включений. Следующие 40 м

мощности уверенно датированы содержанием верхнесарматской фауны и представлены буровато-серыми тонкослоистыми глинами с обилием ярозита.

Отбор образцов для палеомагнитных исследований выполнен с 402 стратиграфических уровней, расположенных равномерно по всей мощности разреза с шагом отбора 50 см. Из каждого независимо ориентированного штупа было изготовлено по 4—6 зависимо ориентированных образцов кубической формы, что, с учетом весьма слабой намагниченности образований, обеспечило хорошую статистику и надежность в определении направлений  $J_n$  исследуемых образований.

Определение скалярных и угловых параметров естественной остаточной намагниченности ( $J_n$ ) образцов выполнялось с помощью астатического магнитометра LAM-4, спин-магнитометра JR-4 (производство "Geofyzika", Брно, Чешская Республика), а измерения значений магнитной восприимчивости ( $\alpha$ ) — на ЛКУ-1.

Лабораторные исследования коллекции включали в себя изучение естественной остаточной намагниченности  $J_n$  (ЕОН) по стандартной методике [Палеомагнитология, 1982; Третьяк, 1983; Молоствовский, Храмов, 1997] и

эксперименты по определению магнитных минералов — носителей остаточной намагниченности, включающие в себя определение параметров насыщения, построение коэрцитивных спектров, термодифференциальный анализ.

Значения параметров насыщения и вид коэрцитивных спектров, построенных по кривым нормального намагничивания, указывают на то, что основным ферромагнитным минералом, отвечающим за намагниченность изученных отложений, является магнетит с различным размером зерна. Небольшое его количество в породах является причиной малых значений их намагниченности и магнитной восприимчивости. Анализ термодифференциальных кривых также подтверждает этот вывод. Кроме того, наряду с первичным магнетитом установлено наличие в образцах, взятых равномерно по всей мощности исследованной толщи, карбоната железа  $FeCO_3$  (сидерита). Его присутствие фиксируется экзопиком  $T = 450\text{ }^\circ\text{C}$  на кривых ДТМА. На повторной кривой нагрева пробы этот эффект исчезает, но увеличивается площадь и глубина эндопика магнетита за счет вторичного новообразования данного минерала при температурно-фазовом превращении сидерита.

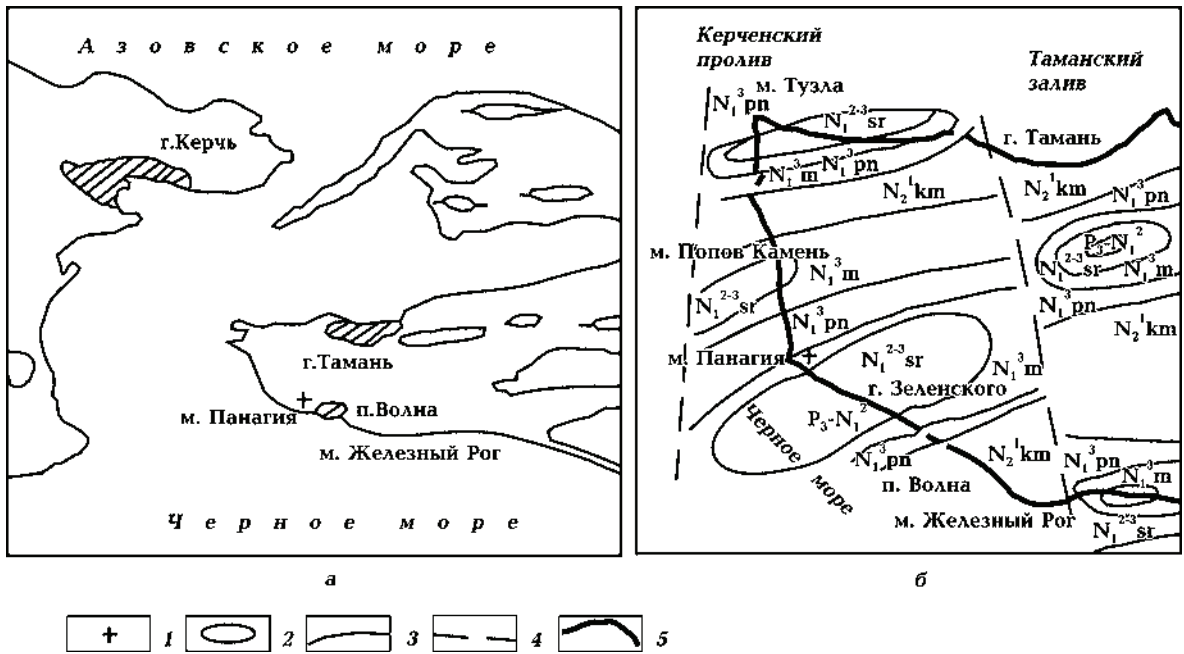


Рис. 1. Географическая карта-схема (а) и схема геологического строения (б) района проведения работ: 1 — месторасположение точки отбора образцов на палеомагнитные исследования; 2 — брахиантиклинали; 3 — стратиграфические границы; 4 — тектонические разломы; 5 — береговая линия. Схема б заимствована из работы [Шарданова, Соловьева, 2006].

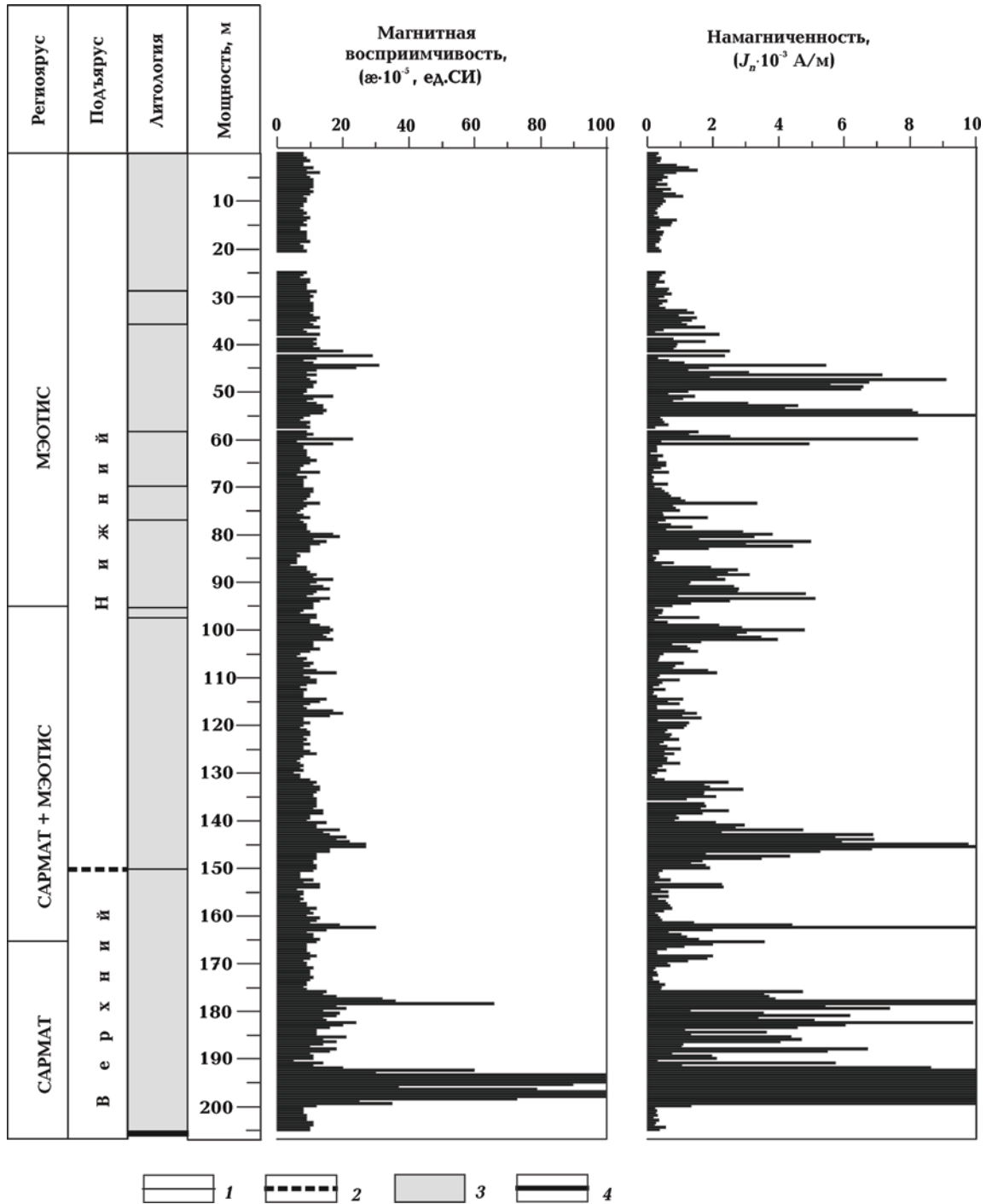


Рис. 2. Литологическая колонка, магнитная восприимчивость и естественная остаточная намагниченность отложений разреза мыса Панагия. Стратиграфическая колонка: 1 — граница, зафиксированная соответствующей фауной; 2 — граница, предположительно проведенная. Литология: 3 — глина; 4 — известняк.

Изученный разрез сложен породами, характеризующимися низкими значениями магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности (см. рис. 2). Для отложений нижнего мэотиса (интервал глу-

бин 0—150 м) средние значения естественной остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости соответственно равны  $1,5 \cdot 10^{-3}$  А/м и  $11 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ. На этом фоне в мэотическом фрагменте изученного раз-

реза можно выделить зоны, имеющие следующие магнитные характеристики. Верхние 41 м разреза и нижние 27 м (интервал глубин 105—132 м) характеризуются средними значениями ЕОН и магнитной восприимчивости  $0,6 \times 10^{-3}$  А/м и  $10 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ соответственно. Нижележащая 64-метровая толща включает шесть пачек слоев мощностью по 3—7 м каждая, в которых при характерных для всего разреза средних значениях  $\alpha = 11 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ величина  $J_{n\text{cp}}$  возрастает в пределах  $2,5 \pm \pm 6,4 \cdot 10^{-3}$  А/м. Примерно такая же ситуация характерна для интервала глубин 132—150 м, намагниченность которых равна  $J_{n\text{cp}} = 3 \cdot 10^{-3}$  А/м. Повышенные значения магнитной восприимчивости установлены для образцов интервалов глубин 42—45, 117—119 и 142—147 м, достигая значений порядка  $27 \times 10^{-5}$  ед. СИ.

Сарматским отложениям, по сравнению с мэотическими, присущи более высокие средние значения  $J_n$  и  $\alpha$ , равные  $7 \cdot 10^{-3}$  А/м и  $28 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ соответственно. В самых низах разреза в интервале глубин 192—199 м установлены аномально высокие значения  $J_{n\text{cp}} = 37 \cdot 10^{-3}$  А/м и  $\alpha = 116 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ (см. рис. 2). Увязывая все значения этих параметров с литологией, видим, что только в последнем случае между ними устанавливается прямая корреляционная связь.

С целью выделения составляющей, репрезентирующей геомагнитное поле времени образования пород, все образцы коллекции в лабораторных условиях были подвергнуты воздействию температурой и переменным магнитным полем. Температурная чистка проводилась путем поэтапных нагревов до температур 300—350 °С. После каждого нагрева выполнялся контроль значений магнитной восприимчивости всех образцов. В случае фиксации температурных фазовых превращений минералов железа дальнейший нагрев коллекции прекращался. Необходимо отметить, что начало диссоциации сидерита при 300 °С существенно осложнило использование температурной чистки коллекции. Однако комбинируя ее с размагничиванием образцов переменным магнитным полем, удалось получить надежную информацию об ориентировке  $J_n^0$  в породе разреза. Размагничивание переменным магнитным полем проводилось с индивидуальным подбором исходных амплитудных значений и шага нарастания начальных амплитуд в полях до 60—100 мТл. Анализ результатов магнитных чисток образцов

проводился с помощью пакета специальных программ [Lewandowski et al., 1997], основанного на принципах компонентного анализа Киршвинка [Kirschvink, 1980].

По результатам магнитных чисток установлено присутствие двух компонент вектора  $J_n$  — вторичной (вязкой) и первичной, имеющей направление геомагнитного поля времени образования изучаемых осадочных комплексов (рис. 3). Вторичная компонента низкокоэрцитивная, достигает 60—80 % ЕОН и разрушается в полях 10—30 мТл и температурах порядка 100—200 °С. Первичная компонента составляет 10—30 % ЕОН и выделяется при более высоких полях и температурах начиная от 20—25 мТл и 200—250 °С соответственно. Она характеризуется близкими к северному или южному склонениями и преимущественно средними, иногда высокими, наклонениями (соответственно положительными или отрицательными).

Магнитная зональность рассматриваемой последовательности геологических образований представлена на рис. 4, из которого следует, что в их магнитной памяти зафиксирована весьма сложная картина изменений магнитного поля Земли в позднем сармате и раннем мэотисе.

Для удобства анализа данных принята следующая произвольная индексация сверху вниз по разрезу. В индекс магнитозоны входит геологический (стратиграфический) индекс соответствующего региояруса (sr для сармата и m для мэотиса), символ намагниченности (N, R, NR, RN) и порядковый номер зоны в пределах региояруса (1, 2 и т.д.).

Фрагмент палеомагнитного разреза той части толщи, которая по фауне уверенно относится к нижнему мэотису, включает четыре магнитозоны, репрезентирующие разные мощности изучаемой последовательности слоев. Самые верхние 46 м разреза обладают обратной намагниченностью и выделены как единая монополярная магнитозона mR 1. Следующая за ней магнитозона прямой намагниченности mN 1 включает две небольшие субзоны с обратной ориентировкой вектора  $J_n$ . Мощность этой магнитозоны составляет 12 м. Нижележащие 9 м глин намагничены обратно и выделены в виде монополярной магнитозоны mR 2. Завершают фаунистически охарактеризованный мэотис 28 м глин, представляющих единую магнитозону mN 2, в которой выделяется одна субзона обратной намагниченности.

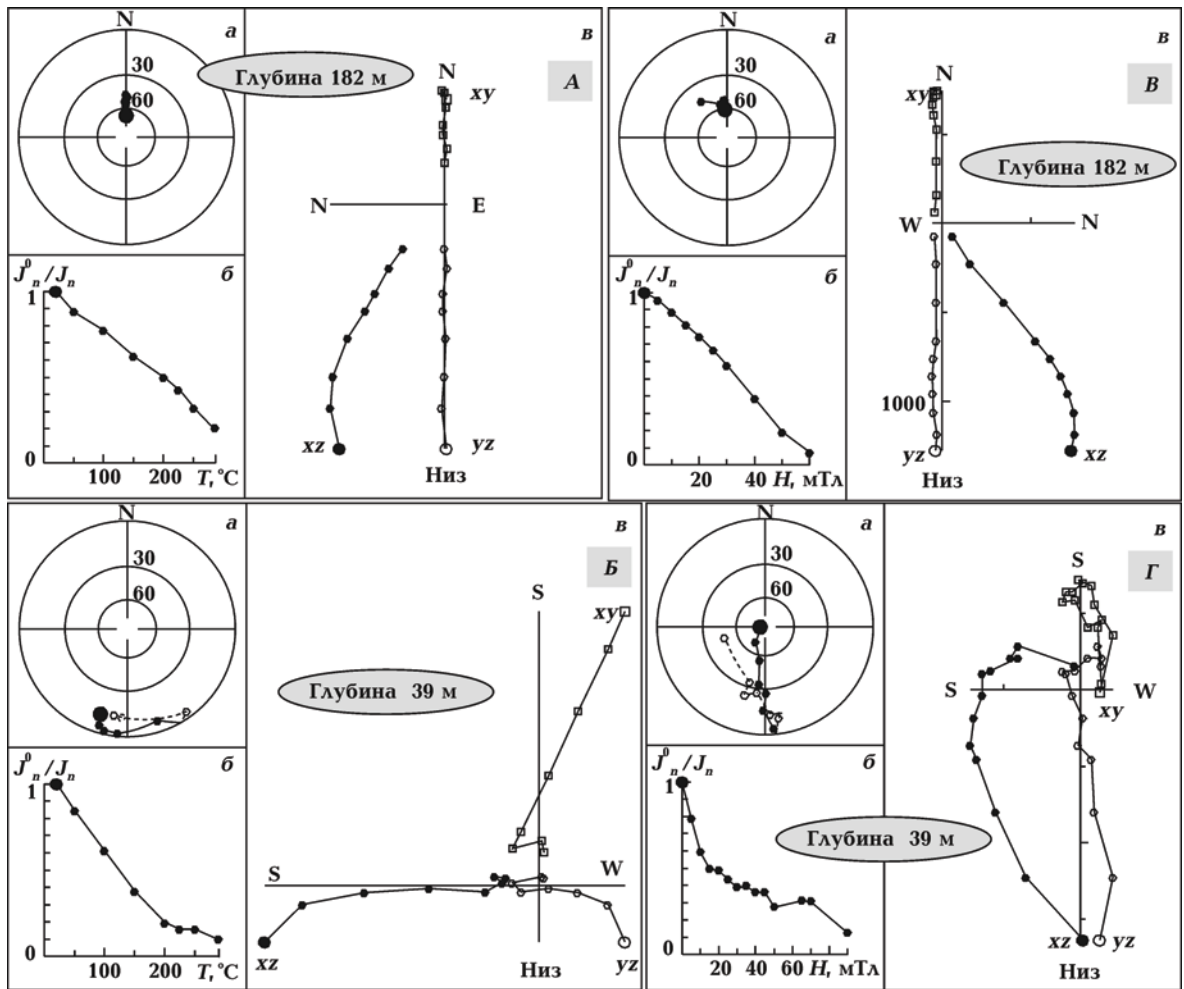


Рис. 3. Результаты магнитных чисток естественной остаточной намагниченности (ЕОН) образцов разреза м. Панагия. Позиции А и Б отображают характер размагничивания температурой, позиции В и Г — переменным магнитным полем: а — стереопроекция направлений вектора ЕОН в процессе магнитной чистки (черный круг — проекция  $J_n$  на нижнюю полусферу, белый круг — на верхнюю полусферу); б — график изменения величины ЕОН ( $J_n^0/J_n$  — отношение величины остаточной намагниченности после каждого шага магнитной чистки к исходной величине ЕОН); в — ортогональная проекция вектора ЕОН (диаграмма Зийдerviльда), построенная в трех перпендикулярных плоскостях.

Далее проблема границы обусловлена появлением в разрезе 70-метровой толщи с возрастом  $N_1^3 m + sr$ . Кровля этой толщи хорошо фиксируется верхней границей магнитозоны  $m + srRN 1$ , репрезентирующей частое изменение состояния поля. Мощность магнитозоны составляет 5 м. Ниже залегают 23 м обратнонамагниченных глин, которые объединены в единую магнитозону  $m + sr 1$ . Последняя переходит в магнитозону прямой намагниченности  $m + srN 1$ , общая мощность которой составляет 27 м. По характеру записи поля в изученной последовательности пород толщу, представленную магнитозоной  $m + srN 1$ , логич-

но было бы отнести к низам мэотиса. Кроме того, нижняя граница этой магнитозоны проходит на глубине 150 м от начала отбора, т. е. по предположительно установленной границе между сарматом и мэотисом, как это было уже отмечено. При таком расчленении исследуемого разреза нижнемэотический фрагмент по характеру магнитной зональности делится на две части: верхнюю, представленную преимущественно обратнонамагниченными отложениями, и нижнюю, характеризующуюся преимущественно прямой намагниченностью. Такой вывод полностью подтверждается результатами палеомагнитных исследований оса-

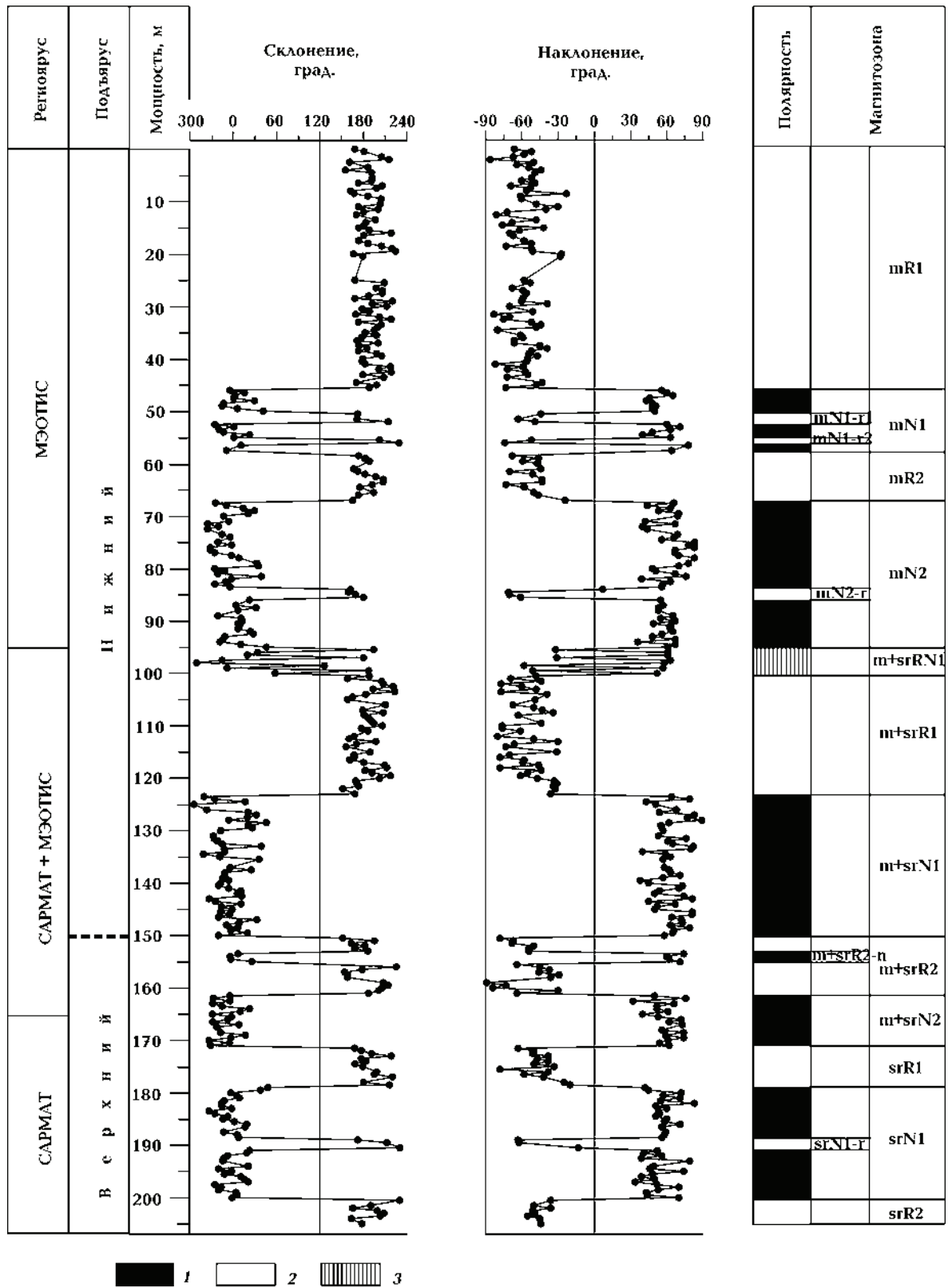


Рис. 4. Результаты магнитостратиграфических исследований отложений верхнего сармата и нижнего мэотиса разреза м. Панегия. Полярность: 1 — прямая (N), 2 — обратная (R), 3 — зоны с частым изменением знака полярности (RN). Склонение и наклонение — рассчитанные направления векторов первичной компоненты намагниченности.



дочных отложений нижнего мэотиса как морского, так и континентального генезиса, представленных в работах [Третьяк и др., 1990; Кроль и др., 2002], и не согласуется с утверждением, что они намагничены преимущественно обратно [Семеновко, Певзнер, 1979; Neogene, 1996; Молостовский, Храмов, 1997; Гребенюк, 2004]. Смена полярности на рубеже магнитозон  $m + srN1$  и  $m + srR2$  могла бы служить хорошим палеомагнитным репером, характеризующим границу сармат — мэотис. 11-метровая магнитозона  $m + srR2$  имеет одну субзону прямой намагниченности. Заканчивается палеомагнитный разрез образований проблематичного возраста в середине 10-метровой магнитозоны прямой намагниченности  $m + srN2$ . Нижняя граница этой магнитозоны проходит на 6 м ниже кровли фрагмента осадочной толщи, возраст которой уже зафиксирован фауной как верхний сармат. Данный фрагмент изученной толщи характеризуется преимущественно прямой намагниченностью в объеме единой магнитозоны  $srN1$ , имеющей мощность 22 м и включающей в себя одну субзону с обратной ориентировкой вектора  $J_n$ . Магнитозона  $srN1$  по разрезу переслаивается сверху и снизу магнитозонами обратной намагниченности  $srR1$  и  $srR2$  соответственно. По характеру магнитной зональности данный результат в главном совпадает с результатом

работы [Певзнер, Чиковани, 1978], отличаясь от последнего большей детальностью, существенно увеличившей сведения о состоянии геомагнитного поля и его структуре в изученное время.

**Заключение.** Получена детальная запись состояния геомагнитного поля в позднем сармате и раннем мэотисе, зафиксированная в породах разреза мыса Панагия на Таманском полуострове. Установлено порядка девяти изменений магнитной полярности для позднего сармата. Первая половина раннего мэотиса характеризуется преимущественно прямой полярностью поля, на фоне которой наблюдается не менее семи изменений полярности, а также периоды существенного возмущения поля, что зафиксировано в магнитной зональности соответствующих пачек слоев в виде магнитозон  $m + srRN1$  и  $mN1$ . Вторая половина раннего мэотиса характеризуется обратной полярностью.

*Автор статьи выражает глубокую благодарность А. Н. Третьяку за всемерную поддержку в проведении данных палеомагнитных исследований, И. С. Чумакову, В. Н. Буряку, В. Н. Семеновко, В. А. Присяжнюку за высококвалифицированные стратиграфические консультации, Т. В. Скарбовичук и В. И. Якухно за оказанную ими помощь в отборе образцов пород разреза и проведении лабораторных работ.*

### Список литературы

- Гребенюк А. В. Магнитостратиграфия неогеновых отложений юга европейской России и Закавказья: Автореф. дисс. .... канд. геол.-минер. наук. — Саратов, 2004. — 22 с.
- Кроль Е., Сливинская Г. В., Третьяк А. Н., Присяжнюк В. А. Магнитостратиграфия позднемiocеновых морских и континентальных отложений юга Украины на примере разреза Березнеговатое (территория Восточного Паратетиса) // Геофиз. журн. — 2002. — 24, № 2. — С. 41—51.
- Молостовский Э. А., Храмов А. Н. Магнитостратиграфия и ее значение в геологии. — Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1997. — 179 с.
- Палеомагнитология / Под ред. А. Н. Храмова. — Ленинград: Недра, 1982. — 312 с.
- Певзнер М. А., Чиковани А. А. Палеомагнитные исследования верхнемiocеновых и нижнеплиоценовых морских отложений Таманского полуострова // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1978. — № 8. — С. 61—66.
- Семеновко В. Н., Певзнер М. А. Корреляция верхнего миоцена и плиоцена Понто-Каспия по батистратиграфическим и палеомагнитным данным // Изв. АН СССР, сер. геол. — 1979. — № 1. — С. 5—15.
- Сливинская Г. В. Магнитостратиграфия отложений верхнего неогена Таманского полуострова // Геофиз. журн. — 2009. — 31, № 5. — С. 175—181.
- Третьяк А. Н. Естественная остаточная намагниченность и проблема палеомагнитной стратификации осадочных толщ. — Киев: Наук. думка, 1983. — 254 с.
- Третьяк А. Н., Вигилянская Л. И., Голиков В. Н. Палеомагнетизм мэотиса Восточного Паратетиса // Геофиз. журн. — 1990. — 12, № 6. — С. 47—54.

*Шарганова Т.А., Соловьева Н.А.* Влияние неотектоники и эвстатики на формирование отложений сарматского, мэотического и понтического ярусов Таманского полуострова // Вестн. Моск. ун-та. — 2006. — Сер. 4, Геология. — № 5. — С. 36—43.

*Kirschvink J.L.* The least-squares line and plane and the analyses of palaeomagnetic data // Geophys. J. Roy. Astronom. Soc. — 1980. — **62**. — P. 699—718.

*Lewandowski M., Werner T., Nowozynski K.* PDA — a package of FORTRAN programs for palaeomagnetic data analysis. — Warszawa: Inst. Geophys., Pol. Acad. Sci. Manuscript, 1997. — P. 1—17.

*Neogene Stratigraphy and Paleontology of the Taman and Kerch Peninsulas; Excursion guidebook // Fieldsymp (4—14 June, 1996).* — Moscow, 1996. — P. 5.