

УДК 550.383

ПЕТРОМАГНИТНЫЕ И МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО САРМАТА ОПОРНОГО РАЗРЕЗА ПОПОВ КАМЕНЬ (п-ов ТАМАНСКИЙ)

© 2014 О.В. Пилипенко¹, В.М. Трубихин²

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, 123995

²Геологический институт РАН, Москва, 119017;

e-mail: pilipenko@ifz.ru

Проведено петромагнитное и магнитостратиграфическое изучение отложений верхнего сармата одного из опорных разрезов юга России, расположенного у мыса Попов Камень Таманского полуострова. Разрез характеризуется слабой намагниченностью пород, носителем которой является моноклинный пирротин. Породы намагничены преимущественно отрицательно с интервалом положительной полярности в нижней половине изученной толщи. Сопоставление с магнитохронологической шкалой показывает, что изученная часть верхнего сармата, вероятно, отвечает хронам C4r, C4An и C4Ar, а основание нижнего мзотиса – хрону C3Br. Таким образом, мы предполагаем перерыв в осадконакоплении в течение ~ 0.7 млн. лет.

Ключевые слова: магнитостратиграфия, палеомагнетизм, петромагнетизм, неоген, поздний сармат.

ВВЕДЕНИЕ

Для среднего – верхнего миоцена и начала плиоцена Таманский полуостров являлся опорным регионом еще со времен становления неогеновой шкалы Восточного Паратетиса (Андрусов, 1963). Стратотипы региоярусов неогена были установлены в мелководных фациях, обильнее охарактеризованных моллюсками: для мзотического региояруса и киммерия – на крымском побережье Керченского пролива, для сарматского и конкского региоярусов – в Причерноморском прогибе, для караганского региояруса – на Мангышлаке. В работе (Невесская и др., 2004) поставлена задача создания опорной сети российских разрезов и их возможно более тщательного изучения. В этой связи обращено внимание на разрезы Тамани, которые хорошо обнажены, особенно в верхне-миоценовой части, относительно глубоководны, и поэтому здесь можно ожидать более непрерывного осадконакопления, чем в мелководных аналогах.

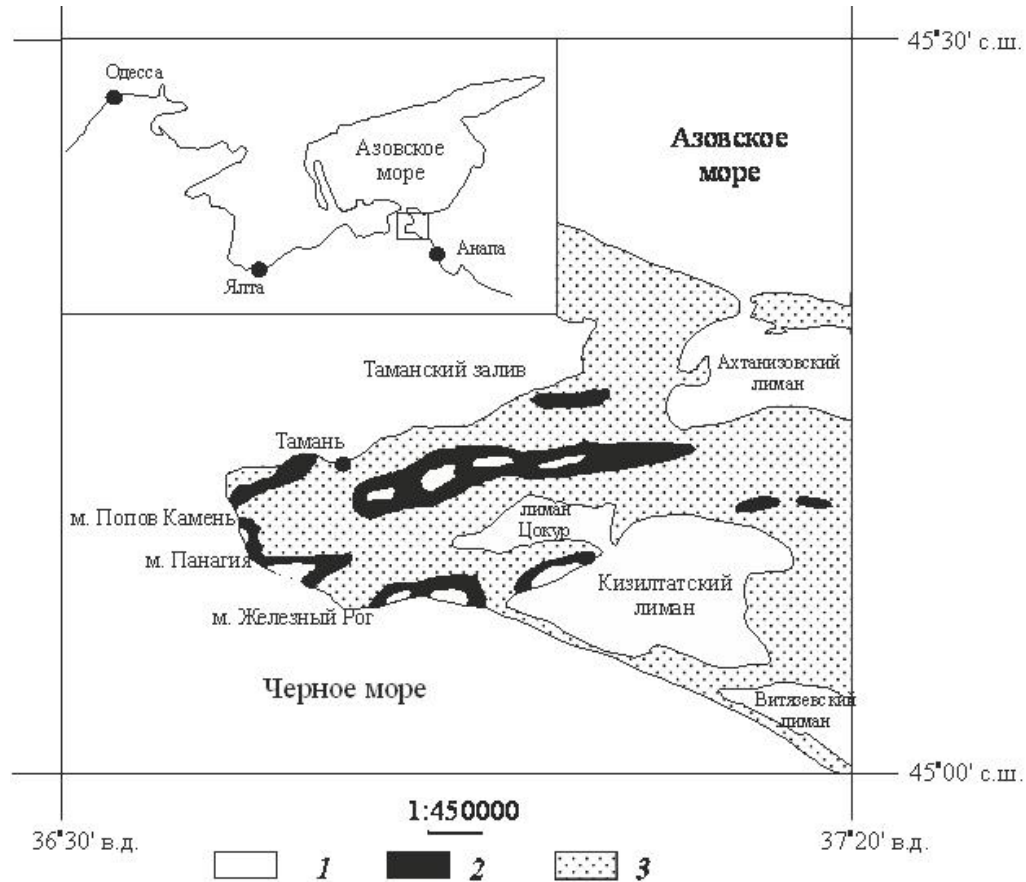
В палеомагнитном отношении сарматские и мзотические отложения Таманского полуострова были впервые изучены М.А. Певзнером и

В.А. Чиковани (Певзнер, Чиковани, 1978). Ими было показано, что низы мзотиса (Mt) намагничены обратно, а верхи – прямо. Однако эти исследования носили рекогносцировочный характер, и для использования разрезов Таманского полуострова в качестве опорных необходимо было провести их более детальное изучение. Наиболее полно были изучены мзотические отложения разреза Попов Камень, расположенного на черноморском побережье в юго-западной части Таманского п-ова (Трубихин, Пилипенко, 2011). Целью данной работы было проведение петромагнитного, палеомагнитного и магнитостратиграфического исследований отложений верхней части верхнего сармата (S) разреза Попов Камень в его северо-западной части. Возраст отложений определен по находкам моллюсков.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Разрез Попов Камень расположен у одноименного мыса на черноморском побережье Таманского п-ова (рис. 1а), в его западной части ($\varphi = 45^{\circ}09'46.0''$ с.ш., $\lambda = 36^{\circ}37'13.3''$ в.д.) и представляет собою юго-восточное крыло антиклинали.

а



б



Рис. 1. Схематическая геологическая карта исследуемого района (а). На врезке квадратом обозначено расположение исследуемого района на географической карте: 1 – домэотические, 2 – мэотические, 3 – постмэотические отложения. Фотопанорама разреза Попов Камень (б). Римскими цифрами обозначены стратиграфические горизонты. Арабскими цифрами обозначены места отбора образцов для палеомагнитных и палеонтологических исследований. Стрелкой указан прослой пепла.

В ядре антиклинали, согласно работе (Ростовцева, Гончарова, 2008), вскрывается пачка ритмичного чередования глин с прослоями (до 0.2 м) карбонатных пород видимой мощности ~20-30 м. В этой пачке С.В. Поповым найдены давленные мактры плохой сохранности – *Macra* (*Chersonimacra*) cf. *caspia*, *M. (Ch.)* cf. *timida* Zhizh (Гончарова и др., 2009).

Выше залегают глины темно-серые, тонкослоистые, слабодиадомовые, местами алевритистые, с 1-3 см прослоями пепла (рис. 1б), (Ростовцева, Козыренко, 2006). Мощность этих глин с прослоями пеплов около 170 м.

Перекрываются глины рифовыми известняками, представляющими собой мшанково-водо-

рослевые биогермы значительной мощности (~15 м). Подобного рода биогермы характерны для разрезов Керчь-Таманского региона, нижней части мэотиса. Например, в разрезе Горы Зеленского на мысе Панагия (рис. 1а) мэотические моллюски найдены как в самом теле рифа, так и в его подошве, поэтому этот слой было предложено включить в состав нижнего мэотиса (Гончарова и др., 2009).

Выше над рифовыми известняками разреза Попов Камень следуют глины, в основании которых С.В. Поповым (устное сообщение) найдены отпечатки и ядра двустворок *Cerastoderma* sp., *Abra* sp., свидетельствующих о мэотическом возрасте.

Основанием мэотиса, по-видимому, являются рифовые известняки. К верхнесарматским отложениям, исследованным в настоящей работе отнесен фрагмент разреза Попов Камень мощностью около 60 м, расположенный стратиграфически ниже рифовых известняков. Он начинается от прослоя вулканического пепла мощностью 1.5-2 см (рис. 1б). Отличительной чертой прослоя является скопление чешуек биотита в его основании (Чумаков и др., 1992). Прослой пепла присутствует на значительной площади Таманского п-ова, легко узнается по скоплению биотита и служит стратиграфическим маркером. Возраст прослоя был определен трековым методом по вулканическому стеклу (Чумаков и др., 1992) и с учетом поправки на новую константу спонтанного деления урана (Фор, 1989) равен $\sim 8.5 \pm 0.7$ млн. лет.

На уровне прослоя пепла С.В. Поповым (устное сообщение) найдены отпечатки раздавленных *Mactra* sp. Отпечатки и ядра *Mactra* (*Chersonimactra*) *caspia* Eichw. лучшей сохранности найдены в нескольких метрах ниже и еще на ~50 м ниже в известняковом прослое. Все эти находки определяют возраст толщи как поздний сармат.

Выше пепла обнажаются (рис. 2а):

I. Массивные толстослоистые глины с выцветами ярозита. Мощность глин ~27.5 м.

II. Переслаивание глин и алевролитов. Глины с прослойками алевролитов по напластованию. Мощность ~24.5 м.

III. Глины темные, алевроитистые, по резкой границе контактируют с вышележащими мшанковыми известняками и являются стратиграфическим маркером. Мощность ~1 м.

IV. Горизонт мшанковых известняков (био-герм). Мощность ~15 м.

V. Глины – темно-серые, тонкослоистые, мэотического возраста.

Средние элементы залегания пластов, изученной части разреза верхнего сармата: азимут падения $Az = 130^\circ$, угол падения $\angle = 29^\circ$.

ОТБОР КОЛЛЕКЦИИ ДЛЯ ПЕТРОМАГНИТНЫХ И ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для петромагнитных, палеомагнитных и магнитостратиграфических исследований были

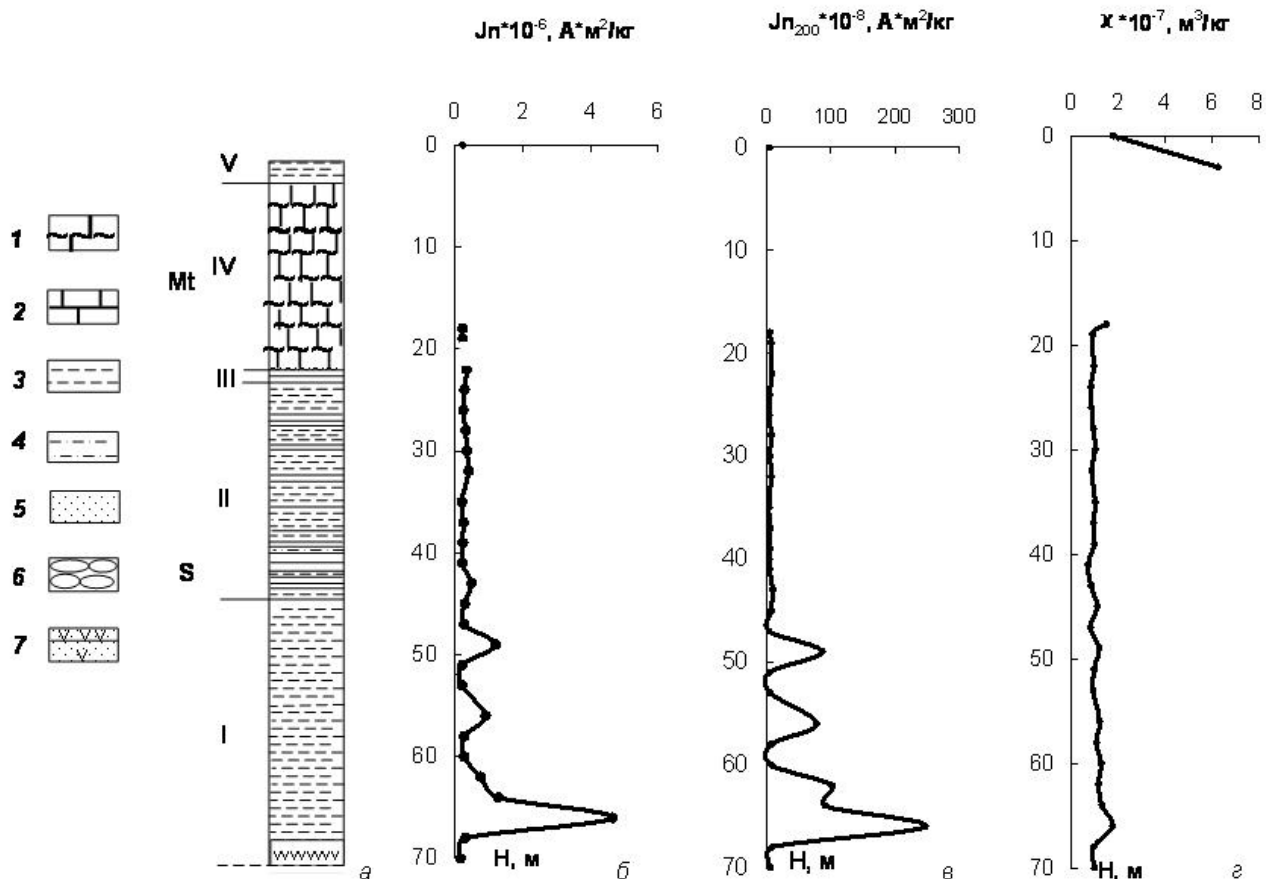


Рис. 2. Распределение средних петромагнитных параметров в породах разреза Попов Камень в зависимости от глубины разреза Н: а – литологическая колонка: 1 – мшанковые известняки (биогермы), 2 – известняки, 3 – глины, 4 – алевролиты, 5 – песчаник глинистый, 6 – пески и песчаники плотные, 7 – вулканический пепел с биотитом. I-V – стратиграфические горизонты, показанные на рис.1б.; б-г – кривые: естественная остаточная намагненность J_n (б), естественная остаточная намагненность $J_{n_{200}}$ после температурной чистки 200°C (в), магнитная восприимчивость χ (г).

отобраны штуфы (рис. 1б, №№ 1-27) коренных пород верхней половины верхнесарматских отложений от горизонта пепла с возрастом $\sim 8.5 \pm 0.7$ млн. лет до известняков мшанкового рифа с интервалом $\sim 2-2.5$ м. Для надежной корреляции палеомагнитных данных по верхнесарматским и мэотическим отложениям (Трубин, Пилипенко, 2011), были отобраны еще два штуфа (№№ 28 и 29) из глин мэотического возраста, расположенных выше по разрезу, с интервалом отбора ~ 3 м.

Ориентированные штуфы были взяты в основном по напластованию отложений из свежерасчищенных вертикальных стенок разреза. Далее из каждого штуфа были выпилены кубические образцы с ребром 2 см по 3-4 образца с одного уровня. Число штуфов изученной части разреза Попов Камень равнялось 28, число образцов 90. Образец № 19 был взят из того же слоя, что и № 18, поэтому был исключен из эксперимента. Для проведения термомагнитного анализа были выпилены образцы с ребром 1 см по 2 образца с уровня.

МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ МАГНИТНЫХ СВОЙСТВ ПОРОД

В лаборатории «Главного геомагнитного поля и петромагнетизма» Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН были измерены и исследованы стандартные магнитные параметры: естественная остаточная намагниченность J_n , магнитная восприимчивость χ (рис. 2б, 2г) и анизотропия магнитной восприимчивости (AMS). Измерения J_n выполнены на магнитометре JR-6 (AGICO, Чехия), χ и AMS – на каппаметре Multi-Function Kappabridge (AGICO, Чехия). Перед началом эксперимента все образцы были взвешены на весах TANITA (model 1479V, Япония). Масса образцов варьировала от 10 до 12 г, что связано с несовершенством формы образцов.

J_n до чистки измерена в трех положениях вращения образца и нормирована на плотность образцов. В работе были использованы массовые магнитные параметры, и в дальнейшем мы будем опускать термин «массовый» (Evans, Heller, 2003). Средняя по трем образцам с уровня величина J_n представлена на рис. 2б. По величинам J_n изученная часть разреза разделяется на две части. В первой части разреза на глубинах от 0-47 м величина J_n низкая, однородная и изменяется в 2.5 раза в диапазоне $(0.19-0.48) \times 10^{-6} \text{ А} \cdot \text{м}^2/\text{кг}$, за исключением одного образца № 28, расположенного в верхней мэотической части разреза, у которого $J_n = 12.95 \times 10^{-6} \text{ А} \cdot \text{м}^2/\text{кг}$. Во второй части на глубине 49-70 м величина J_n неоднородна и изменяется в 31 раз в диапазоне $(0.15-4.65) \times 10^{-6} \text{ А} \cdot \text{м}^2/\text{кг}$.

Величина χ также демонстрирует низкие значения, варьируя по разрезу от 0.72×10^{-7} до $1.79 \times 10^{-7} \text{ м}^3/\text{кг}$ (за исключением $\chi = 6.28 \times 10^{-7} \text{ м}^3/\text{кг}$ у образца № 28), что дает грубую оценку изменения концентрации частиц-носителей естественной остаточной намагниченности вдоль разреза в ~ 2.5 раза (Pan et al., 2001). Коэффициент линейной корреляции между числовыми рядами J_n и χ для участвующих в сравнении $N = 28$ пар точек высокосущественный и равен $r = 0.96$ (Тейлор, 1985).

Для изучения состава магнитных минералов – носителей намагниченности была отобрана пилотная коллекция, состоящая из 8 образцов объемом $\sim 1 \text{ см}^3$: № 3 ($H = 66 \text{ м}$, слой I), № 4 ($H = 64 \text{ м}$, слой I), № 5 ($H = 62 \text{ м}$, слой I), № 8 ($H = 56 \text{ м}$, слой I), № 11 ($H = 49 \text{ м}$, слой I), № 20 ($H = 32 \text{ м}$, слой II), № 22 ($H = 28 \text{ м}$, слой II), № 25 ($H = 22 \text{ м}$, слой III) № 28 ($H = 3 \text{ м}$, слой V), на которой было выполнено два вида термомагнитного анализа: 1) на двухкомпонентном термомагнитометре (ОРИОН, Россия) по остаточной намагниченности насыщения J_{rs} , созданной в поле 0.8 Тл на образцах глин объемом $\sim 1 \text{ см}^3$; 2) на каппаметре Multi-Function Kappabridge (AGICO, Чехия) по $\chi(T)$ на порошкообразных пробах массой $\sim 1 \text{ г}$.

Термомагнитный анализ по остаточной намагниченности насыщения показал, что кривые $J_{rs}(T)$ первого нагрева образцов имеют характерный выпуклый вид с точками перегиба в районе $\sim 320^\circ\text{C}$ и $\sim 450^\circ\text{C}$ (рис. 3). J_{rs} полностью разрушается при температуре $\sim 480-530^\circ\text{C}$. Кривая второго нагрева проходит намного выше кривой первого нагрева и имеет перегиб при температуре $\sim 580^\circ\text{C}$. Таким образом, основным носителем намагниченности в отложениях верхнего сармата может быть моноклинный пирротин (температура блокирования $T_{bl} \sim 320^\circ\text{C}$). Также, возможно, имеется небольшое количество титаномагнетита. Рост намагниченности после нагрева до 700°C объясняется образованием магнетита из пирротина и титаномагнетита в результате окисления.

На каппаметре Multi-Function Kappabridge (AGICO, Чехия) был проведен термомагнитный анализ $\chi(T)$ на 9 порошкообразных пробах осадков массой $\sim 1 \text{ г}$ с тех же стратиграфических уровней разреза Попов Камень (рис. 3). Проведенный термомагнитный анализ по характерному резкому пику на кривых $\chi(T)$ – так называемому λ -пику (Нагата, 1965), подтвердил вывод вышеописанного исследования, что основным носителем намагниченности является моноклинный пирротин.

Для изучаемого типа пород пирротин – чаще всего аутигенный магнитный минерал, но в осадках может находиться и в детритной форме (Quaternary... , 1999). Изначально пирротин химического происхождения содержится в

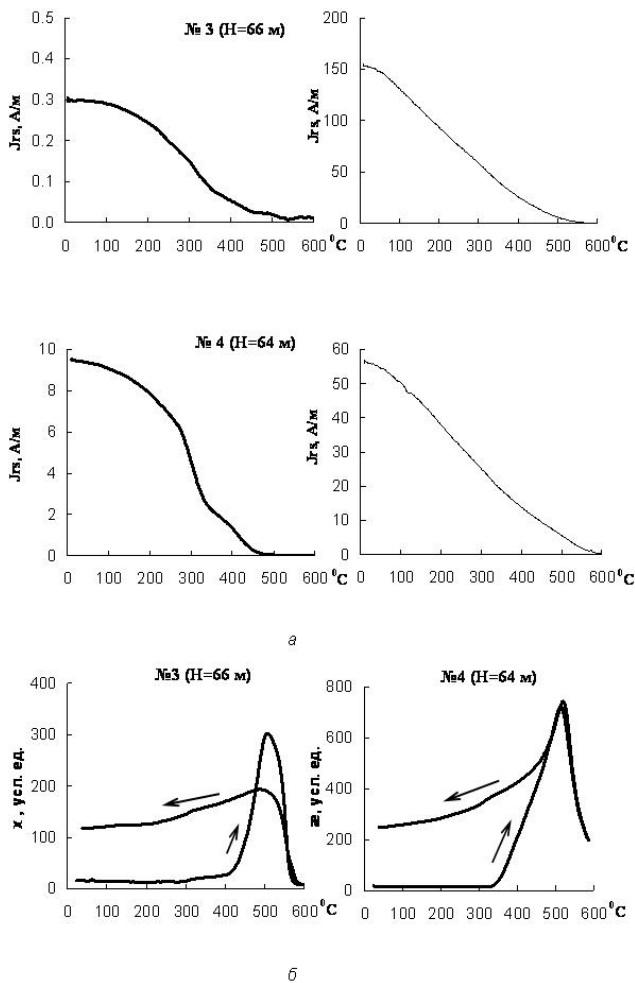


Рис. 3. Характерные термомагнитные кривые $J_{rs}(T)$: жирная линия – кривая первого нагрева, тонкая линия – кривая второго нагрева (а), характерные термомагнитные кривые $\chi(T)$ цикла нагрев-охлаждение (б).

осадке во взвешенном состоянии, и может быть рассмотрен как первичный. На этапе диагенеза начинают происходить процессы цементации. В результате происходит литификация – превращение осадка в горную породу, происходит отжим поровых вод и частичное упорядочивание структурного расположения магнитных минералов и образование собственно палеомагнитной записи.

Для определения истинности направлений J_n была изучена AMS. Для оценки AMS были проведены измерения объемной магнитной восприимчивости K образцов на каппаметре Multi-Function Kappabridge (AGICO, Чехия). Тензор восприимчивости может быть представлен как эллипсоид, имеющий три главные оси: K_1 и K_2 – x или y компоненты магнитной восприимчивости в плоскости площадки (x – направление северного конца магнитной стрелки компаса) и K_3 – нормальная z компонента. Измеренные величины компонент магнитной восприимчивости попадали в 95% доверительный интервал.

Исследование пространственного распределения проекций максимальных, промежуточных и минимальных осей K эллипсоида AMS показало, что оси тензора K_1 и K_2 лежат в плоскости напластования, а перпендикулярная к плоскости напластования K_3 – минимальна: $K_3 < K_2 < K_1$ (рис. 4а). Средние величины параметров анизотропии $L_{cp} = 1.002$ и $F_{cp} = 1.018$, степени анизотропии $P'_{cp} = 1.022$ (рис. 4в-д). По параметрам анизотропии F и P' изученная часть разреза разбивается на два интервала, так как, начиная с глубины 35 м, наблюдается небольшой рост величин, что связано с уплотнением осадочных толщ и возникновением нормальной осадочной структуры. Таким образом, образцы пород обладают небольшим плоскостной анизотропией, что характерно для нормальных осадочных пород.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для изучения геомагнитного поля, записанного в породах осадочного происхождения, необходимо выделить из J_n ту часть, которая обусловлена полем в период накопления и литификации осадка, то есть освободить J_n от вторичных компонент намагниченности. С этой целью в настоящей работе использованы температурная чистка коллекции – по два образца с уровня – и чистка переменным полем – по одному образцу с уровня. Температурная чистка осуществлялась в экранированной от внешнего магнитного поля печи Magnetic measurements Thermal demagnetizer – MMTD80 (Великобритания). Чистка переменным магнитным полем – на установке переменного поля Applied Physics Systems (США) в трех положениях образца внутри катушки с переменным током, магнитное поле которой могло изменяться в пределах от 0 до 100 мТл при экранированном внешнем магнитном поле. Измерение остаточной намагниченности после каждого шага размагничивания выполнялось на магнитометре JR-6 (AGICO, Чехия) в трех положениях вращения образца.

Как было сказано ранее, основным носителем намагниченности изученных пород является моноклинный пирротин и для образцов коллекции характерны низкие начальные значения J_n . Поэтому для выделения первичной компоненты намагниченности на всех образцах были сняты кривые полного размагничивания от первоначальной J_n , 100°C далее с шагом 25°C до 300-350°C и от J_n до 50-60 мТл с шагом 5 мТл. На диаграммах Зийдервельда видно, что температурой ~200°C и переменным магнитным полем ~15 мТл снимается вязкая компонента намагниченности. Помимо вязкой компоненты, на диаграммах

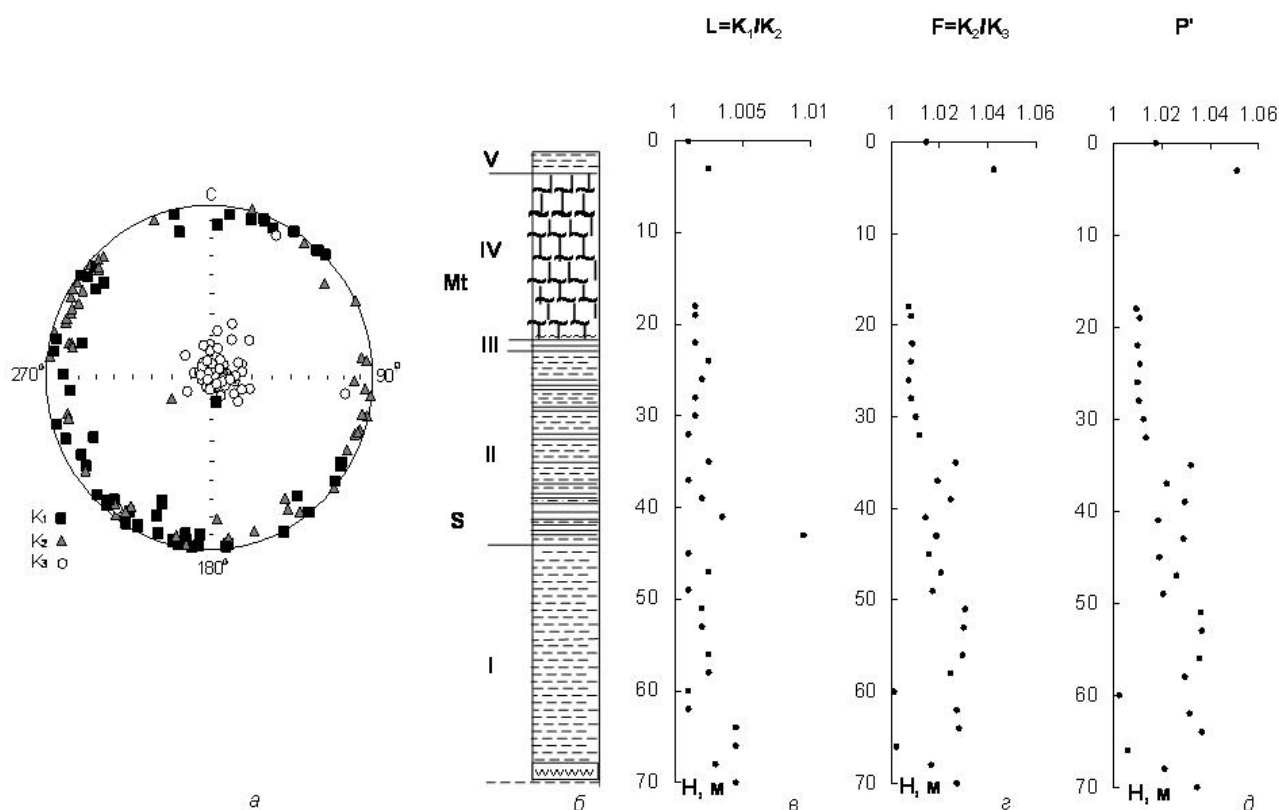


Рис. 4. Стереорафическая проекция компонент эллипсоида анизотропии магнитной восприимчивости (а), где K_1 и K_2 – х или у компоненты и K_3 – z компонента. Литологическая колонка (б). Цифры на литологической колонке соответствуют описанию в тексте. Зависимость параметров анизотропии $L = K_1/K_2$ (в), $F = K_2/K_3$ (г), степени анизотропии P' от глубины разреза Н (д).

Зийдervельда выделяется одна компонента, направление которой принималось за характеристическое (рис. 5).

После снятия вязкой компоненты терморазмагничиванием образцов температурой 200°C Jn_{200} упала на ~30-50 %, но сохранила тоже поведение, что и Jn до чистки (коэффициент линейной корреляции между числовыми рядами Jn и Jn_{200} $r = 0.99$ (для 28 пар точек) (рис. 2б). Оставшаяся после чистки Jn_{200} была достаточно сильной, что предполагало возможность дальнейших палеомагнитных исследований.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Величины склонения D и наклонения I намагниченности, полученные после температурной чистки и чистки переменным полем, удовлетворительно согласуются на трех образцах с уровня, что позволяет усреднить и построить кривые I и D по разрезу (рис. 6). Образцы характеризуются положительными значениями наклонения I , что предполагает осторожное отношение к интерпретации знака полярности. Однако если обратиться к склонению D , можно попытаться дать полученным результатам содержательное объяснение. Если не принимать во внимание

единичные точки (на глубине 49 м и 68 м), то самая нижняя часть (глубины ~70-66 м) и вся средняя часть разреза Попов Камень (от ~33 до ~54 м) характеризуются преимущественно обратной R полярностью, а небольшая часть в нижней половине отобранной толщи (от ~54 м до ~65 м) – преимущественно прямой полярностью N . Интервал от ~32 м до 18 м, строго говоря, характеризуется неопределенной полярностью. После перерыва в отборе образцов, обусловленного неподходящими фациями (массивные известняки мшанковых биогермов), глинистые отложения, соответствующие низам нижнего мзотиса, также намагничены обратно, что согласуется с ранее полученными результатами (Трубин, Пилипенко, 2011).

Палеомагнитная характеристика верхнего сармата в наиболее полных разрезах Паратетиса показывает, что в магнитохронологической шкале верхний сармат локализуется в пределах хрона $C4$ (Cande, Kent, 1992; Gradstein et al., 2004; Роров et al., 1996). Учитывая, что нами изучена лишь верхняя часть верхнего сармата разреза Попов Камень, мы можем сопоставить данный интервал только с хронами $C4r$, $C4An$ и $C4Ar$ (рис. 7). Данному сопоставлению не противоречит радиометрическая трековая датировка, полученная по пеплам, лежащим в основании

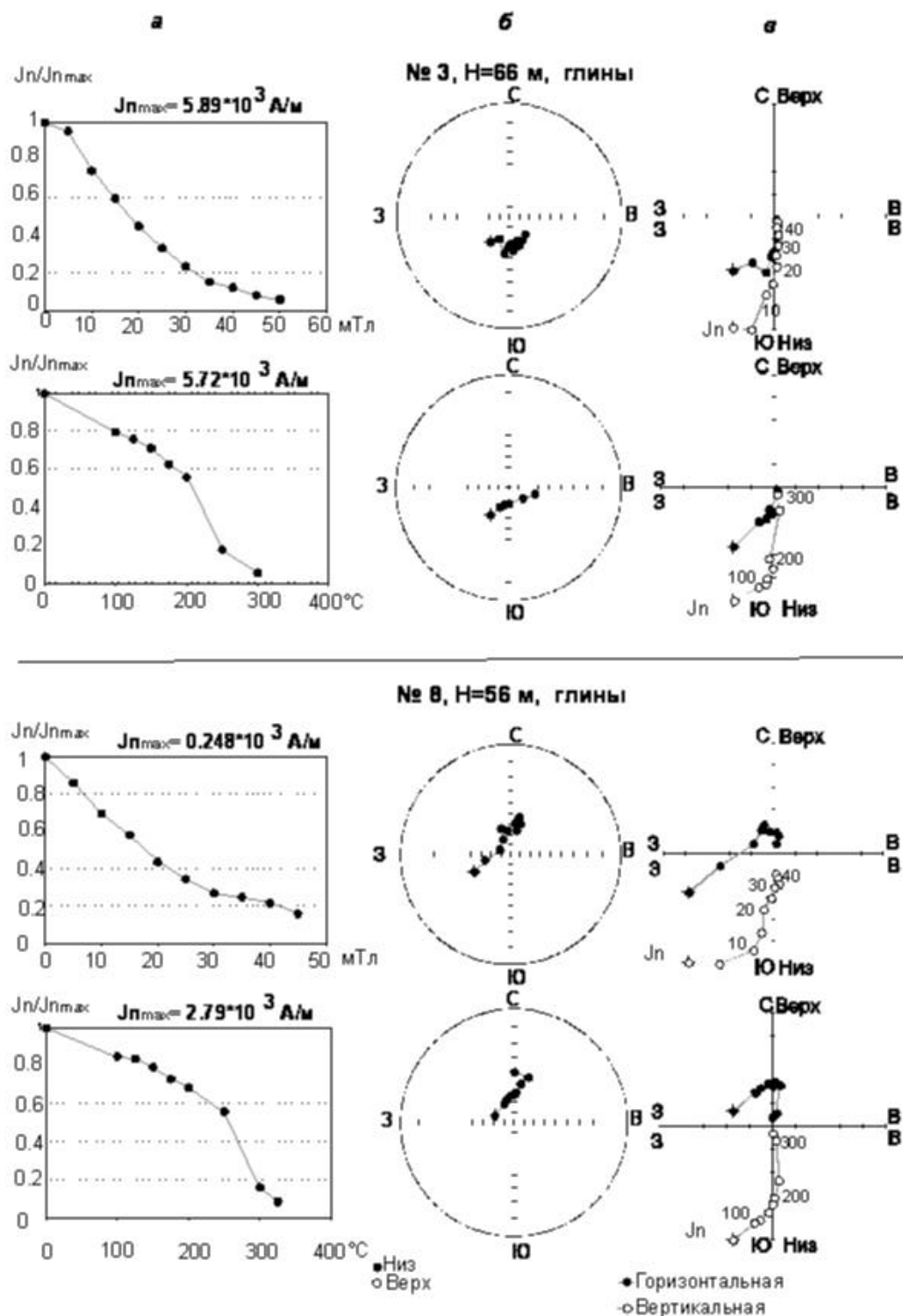


Рис. 5. Кривые размагничивания J_n образцов переменным полем и температурой (а), стереографические проекции в древней системе координат (б), диаграммы Зийдervельда, цифры обозначают величину переменного магнитного поля в мТл или температуру в °С (в).

изученной части разреза (Чумаков и др., 1992). Этот возраст с учетом поправки на новую константу спонтанного деления урана (Фор, 1989) примерно равен 8.5 ± 0.7 млн. лет. Возраст границы смены хронов СЗВ и С4 оценивается как ~ 7.3 - 7.4 млн. лет (Cande, Kent, 1992; Gradstein et al., 2004). Подобная интерпретация полученных палеомагнитных данных подразумевает

неполноту верхнего сармата разреза Попов Камень. Здесь имеет место стратиграфическое несогласие между отложениями верхнего сармата и мэотиса и перерыв ~ 0.6 - 0.8 млн. лет. Подобное стратиграфическое несогласие между сарматом и мэотисом скорее правило, чем исключение для миоценовых разрезов Восточного Паратетиса.

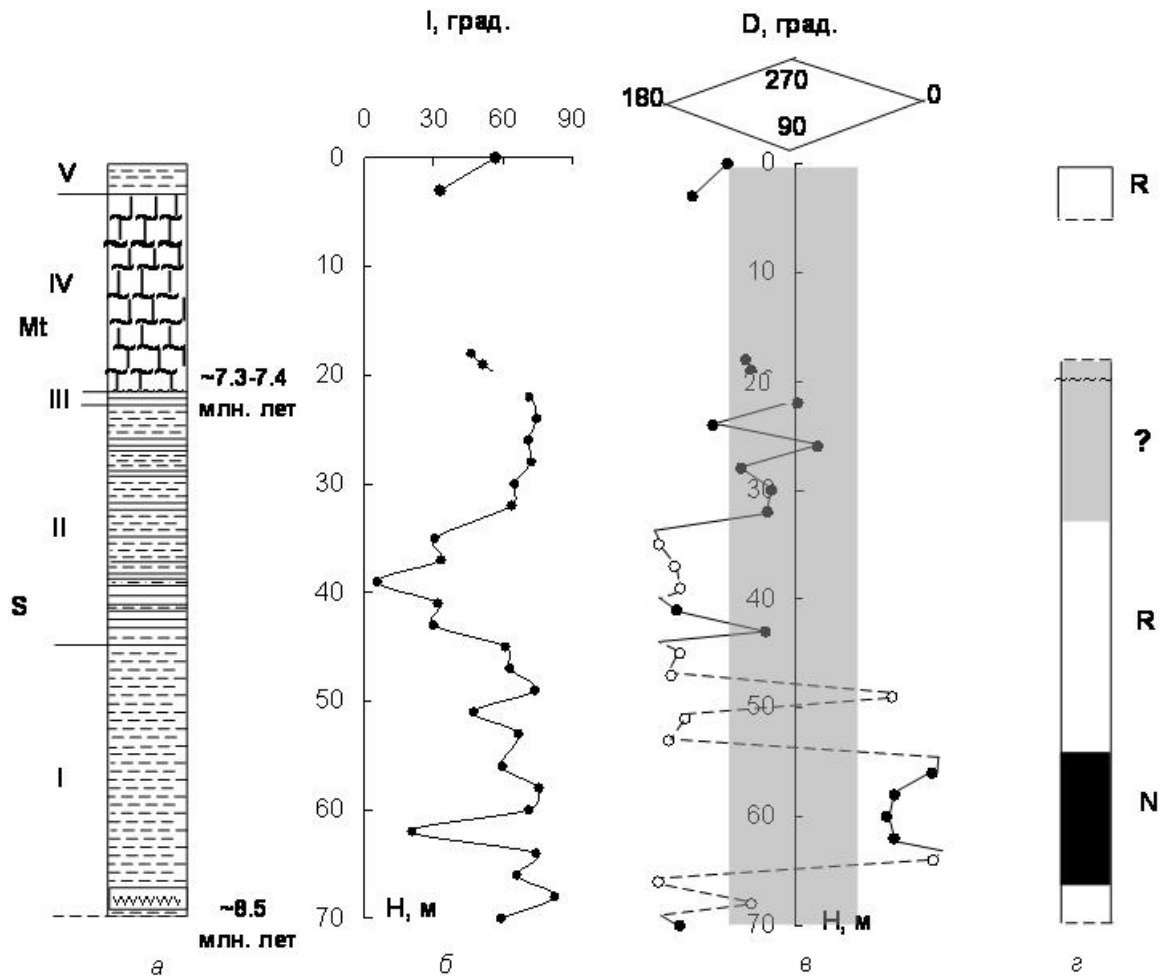


Рис. 6. Литологическая колонка – а. Цифры на литологической колонке соответствуют описанию в тексте. Средние значения наклонения I – б и склонения D – в от глубины разреза Н после температурной чистки и чистки переменным полем, и применения компонентного анализа. Магнитостратиграфическая колонка – г: N – прямая полярность магнитного поля, R – обратная полярность магнитного поля, серым цветом выделены зоны неопределенной полярности.

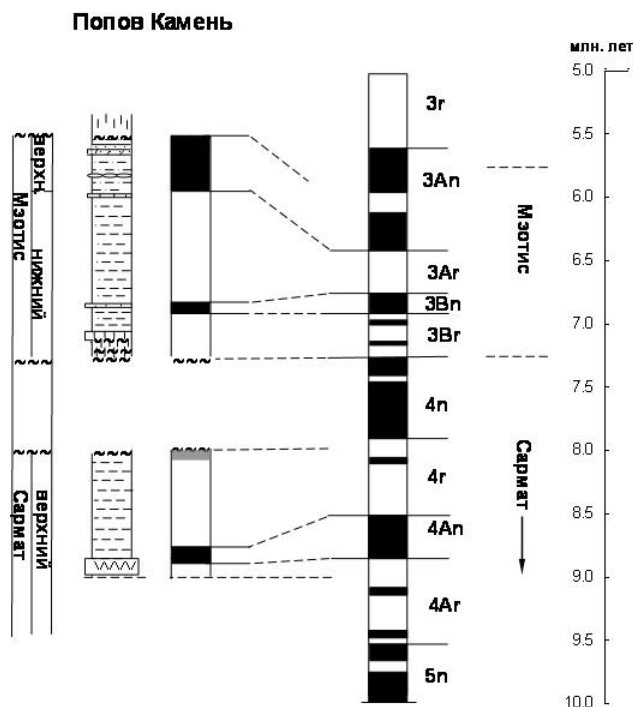


Рис. 7. Сопоставление изученных разрезов мзотиса и верхнего сармата с магнитохронологической шкалой, заимствованной из работы (Cande, Kent, 1992). Условные обозначения см. на рис. 2. Черным цветом выделена прямая полярность магнитного поля, белым цветом – обратная полярность магнитного поля, серым цветом – зона неопределенной полярности.

ВЫВОДЫ

Изучена верхняя часть верхнесарматских отложений разреза Попов Камень. Проведен комплекс петромагнитных исследований состава ферримангнитной фракции и магнитной анизотропии для обоснования надежности полученных палеомагнитных результатов. Палеомагнитное изучение показало, что низы разреза намагничены обратно. Выше располагается интервал прямо намагниченных пород, который вновь сменяется зоной обратной полярности. Сопоставление с магнитохронологической шкалой приводит к выводу о соответствии

изученной части разреза хроном С4г, С4Ап и С4Аг. Это согласуется с оценками геологического возраста данной толщи и с имеющейся в этом разрезе радиометрической датировкой. Подобное сопоставление приводит к выводу о наличии в разрезе Попов Камень крупного стратиграфического несогласия между верхним сарматом и мэотисом и перерыва продолжительностью около 0.7 млн. лет.

Авторы выражают глубокую благодарность сотрудникам Геологического Института РАН Э.П. Радионовой и Л.А. Головиной, сотрудникам Палеонтологического института им. А.А. Борисяка РАН С.В. Попову и М.Г. Сладковской за помощь в отборе образцов разреза Попов Камень и подготовке коллекции к экспериментальным исследованиям, а также С.В. Попову и И.А. Гончаровой (Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН) и Ю.В. Ростовцевой (Геологический факультет МГУ) за предоставление результатов палеонтологического исследования по моллюскам и кремневой флоре.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ 07-05-00795 и 13-05-01133.

Список литературы

- Андрусов Н.И.* К вопросу о классификации южнорусских неогеновых пластов. Избранные труды. М.: Изд. АН СССР, 1963. Т. II. С.35-48.
- Гончарова И.А., Ростовцева Ю.В., Ильина Л.Б.* К вопросу об объеме нижнего мэотиса и возрасте митридатских слоев // Актуальные проблемы неогеновой и четвертичной стратиграфии и их обсуждение на 33 Межд. геол. конгрессе. М.: ГЕОС, 2009. С. 47-53.
- Нагата Т.* Магнетизм горных пород. М.: Мир, 1965. 348 с.
- Невеская Л.А., Коваленко Е.И., Белуженко Е.В и др.* Унифицированная Региональная Стратиграфическая схема неогеновых отложений южных регионов Европейской части России и объяснительная записка к ней. М.: Палеонтологический институт РАН, 2004. 83 с.
- Певзнер М.А., Чиковани В.А.* Палеомагнитные исследования верхнемиоценовых и нижнеплейстоценовых морских отложений Таманского полуострова // Известия АН СССР. 1978. Серия геология. № 8. С. 61-66.
- Ростовцева Ю.В., Козыренко Т.Ф.* Особенности позднемиоценового диатомового осадконакопления в Керченско-Таманском прогибе // Вестн. Моск. Ун-та. Серия 4: Геология. 2006. № 4. С. 20- 29.
- Ростовцева Ю.В., Гончарова И.А.* Строение относительно глубоководных отложений нижнего мэотиса Причерноморья (Таманский полуостров: разрез мыса Попов Камень) // Биостратиграфические основы построения стратиграфических схем Украины. Киев: Ин-т геол. наук НАН Украины, 2008. С. 270-275.
- Тейлор Дж.* Введение в теорию ошибок. М.: Мир, 1985. 272 с.
- Трубихин В.М., Пилипенко О.В.* Петромагнетизм и палеомагнетизм мэотических отложений опорного разреза Попов Камень (Таманский п-ов) // Физика Земли. 2011. № 3. С.83-95.
- Фор Г.* Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
- Чумаков И.С., Бызова С.Л., Ганзей С.С.* Геохронология и корреляция позднего кайнозоя паратетиса. М.: Наука, 1992. 96 с.
- Cande S.C., Kent D.V.* A new geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic // JGR. 1992. V. 97. № B10. P. 13917-13951.
- Evans M.E., Heller F.* Environmental magnetism. Principles and applications of enviromagnetics. Academic press, An imprint of Elsevier Science, 2003. 299 p.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A. et al.* Geologic Timescale. Cambridge University Press, 2004. 589 p.
- Pan Y., Zhu R., Shaw J et al.* Can relative paleointensity be determined from the normalized magnetization of the wind-blown loess of China // JGR. 2001. V. 106. № B9. P. 19221-19232.
- Popov S.V., Goncharova I.A., Kozыrenko T.F. et al.* Neogene stratigraphy and palaeontology of the Kerch and Taman Peninsulas // Excursion guidebook. Field symposium 4-14th June, 1996. Moscow: PIN, 1996. 31 с.
- Quaternary climates, environments and magnetism / Edited by Maher B.A., Thompson R. Cambridge University Press, 1999. 390 p.

ПИЛИПЕНКО, ТРУБИХИН
**ROCK MAGNETIC AND MAGNETOSTRATIGRAPHIC
INVESTIGATIONS OF UPPER SARMATIAN DEPOSITS OF REFERENCE
SECTION POPOV KAMEN (TAMAN PENINSULA)**

O.V. Pilipenko¹, V.M. Trubikhin²

¹Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS; Moscow, 123995

²Geological Institute RAS, Moscow, 119017

Rock magnetic and magnetostratigraphic study of Upper Sarmatian deposits of one of the reference sections in southern Russia, located at Cape Popov Kamen of Taman Peninsula was conducted. The section is characterized by a weak magnetization of rocks, which magnetic carrier is monoclinic pyrrhotite. Rocks were magnetized mostly negative with a positive polarity interval in the lower half of the studied sequence. A comparison with magnetostratigraphic scale shows that the studied Upper Sarmatian part probably corresponds to Chrons C4r, C4An and S4Ar, and the base of the lower Maeotian deposits – to the Chron C3Br. Thus, we assume there was a break in sedimentation during the ~ 0.7 million. years.

Keywords: magnetostratigraphy, paleomagnetism, rock magnetism, Neogene, Upper Sarmatian.