

УДК 55.38(479.25)

А. К. КАРАХАНИЯ

ТЕРМОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПАЛЕОГЕНОВЫХ
ЭФФУЗИВОВ АРМЕНИИ

Выделение палеомагнитных зон разной полярности имеет большое значение для стратификации вулканогенных образований и их корреляции. Но прежде чем считать правомерным выделение палеомагнитных зон, необходимо доказать, что естественная остаточная намагниченность эффузивных пород содержит первичную стабильную компоненту намагниченности, направление которой совпадает с направлением геомагнитного поля эпохи образования породы. У эффузивов такой намагниченностью обычно является термоостаточная [1].

Выяснение с какими магнитными минералами связана намагниченность изученных горных пород необходимо для определения природы и стабильности естественной остаточной намагниченности. Так как информация, которую несут ферромагнитные минералы, может относиться к различным периодам жизни горной породы, то диагностика ферромагнитных минералов—носителей первичной J_n является одним из важных этапов палеомагнитных исследований.

В настоящей статье сделана попытка диагностировать ферромагнитные носители естественной остаточной намагниченности эффузивов палеогена и установить природу их намагниченности.

Одной из основных характеристик, отражающих ферромагнитный состав горных пород, является точка Кюри. Она определялась двумя методами: по кривым $J_{rs}(t)$ и $J_s(t)$. Так как изменение намагниченности насыщения от температуры зависит только от состава ферромагнитных минералов, то кривые $J_{rs}(t)$ и $J_s(t)$ горной породы можно представить как сумму соответствующих кривых для составляющих ферромагнитных минералов.

На основе анализа зависимости $J_{rs} = f(t)$ и по отношению J_{rs}/J_{rs0} вулканогенные породы палеогена Армении подразделены на три типа (рис. 1 а, б, в.).

а) На первичных кривых J_{rs} наблюдаются перегибы в области 200—250°C. Оба эти перегиба исчезают при повторном нагреве. Это указывает на то, что в этих пределах происходят минералогические превращения и они не являются точками Кюри. Очевидно, в этих образцах присутствуют магнетит и маггемит. Наличие маггемита отражается и на кривых $J_s(t)$.

Величина J_r после нагрева уменьшается почти в два раза (от $J_{rs_1}/J_{rs_0} = 0.46$ до $J_{rs_2}/J_{rs_0} = 0.68$). Намагниченность становится равной нулю при $550-575^\circ$. Первичная и повторная кривые $J_r(t)$ сливаются с осью абсцисс при $550-575^\circ\text{C}$, что подтверждает наличие в этих образцах магнетита.

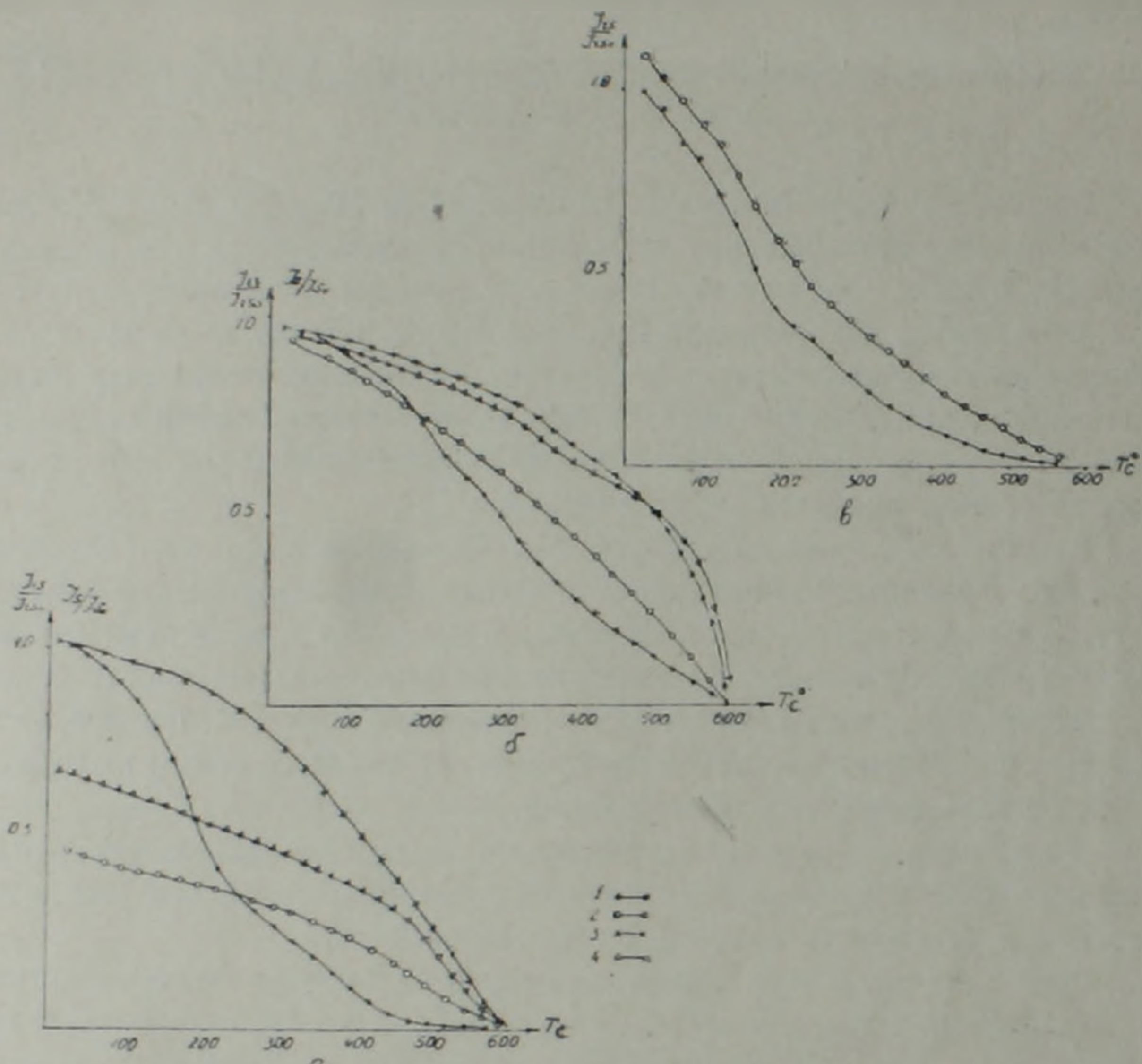


Рис. 1. Кривые термоманнитного анализа палеогеновых пород. 1,2—кривые $J_r(t)$ (1—первичный нагрев; 2—вторичный нагрев). 3,4—кривые $J_s(t)$ (3—первичный нагрев; 4—вторичный нагрев). а—первый тип; б—второй тип; в—третий тип.

б) Кривые первичного и повторного нагрева близки друг к другу. Отношение J_{rs_2}/J_{rs_0} изменяется от 0.85 до 0.95, т. е. близко к единице. Кривые $J_r(t)$ характерны для пород с магнетитовой фракцией. В пределах $200-250^\circ\text{C}$ наблюдаются слабо выраженные перегибы. Они коррелируются с наличием в образцах этой группы незначительного количества титаномагнетита (по данным анализа ферромагнитной фракции). Слияние кривых $J_r(t)$ в интервале $525-600^\circ\text{C}$ также свидетельствует о магнетитовом составе ферромагнитной фракции. Наличие магнетита подтверждается и кривыми $J_s(t)$ — они близки и фиксируют фазу с точкой Кюри $525-575^\circ\text{C}$.

в) Вид кривых $J_{rs}(t)$ позволяет считать, что носителями естественной остаточной намагниченности пород этой группы являются магнетит и титаномагнетит. При повторном нагреве J_{rs} возрастает. На кривых первого нагрева отмечается перегиб в интервале 250—300°C. Он не исчезает и при повторном нагреве, т. е. является точкой Кюри.

Вторая точка Кюри отмечается в интервале 525—600°C.

Для эффузивов наиболее надежным методом определения природы намагниченности является известный метод Телье [2]. Были изучены как прямо, так и обратно намагниченные образцы эффузивных пород от нижнего эоцена до олигоцена включительно. Результаты этих исследований представлены в виде кривых $J_n(t)$, $J_{ri}(t)$, $X(t)$ и графиками $D(t)$, $J(t)$. Величина магнитной восприимчивости использовалась для определения устойчивости ферромагнетиков к нагревам. С этой же целью проводился повторный нагрев после 400°C. На рис. 2 а, б представлены кривые Телье прямо и обратно намагниченных палеогеновых эффузивов Армении. Из приведенных кривых видно, что изученные образцы характеризуются высокой стабильностью J_n к нагревам до 400—500°C. Незменность направления J_n в интервале 100—500°C также свидетельствует об этом. Незначительный вклад вязкой намагниченности на величину и направление J_n в температурном интервале от 20 до 150—200°C, хорошее совпадение кривых $J_n(t)$ и $J_{ri}(t)$ и их квадратная форма позволяет считать намагниченность однокомпонентной. Все вышеприведенное, а также близость значений коэффициентов K (табл. 1) для различных температурных интервалов свидетельствуют о термоостаточном происхождении J_n и ее синхронности времени образования самих пород.

В высокотемпературном интервале отмечается некоторое несовпадение кривых $J_n(t)$ и $J_{ri}(t)$. По всей вероятности, при температуре

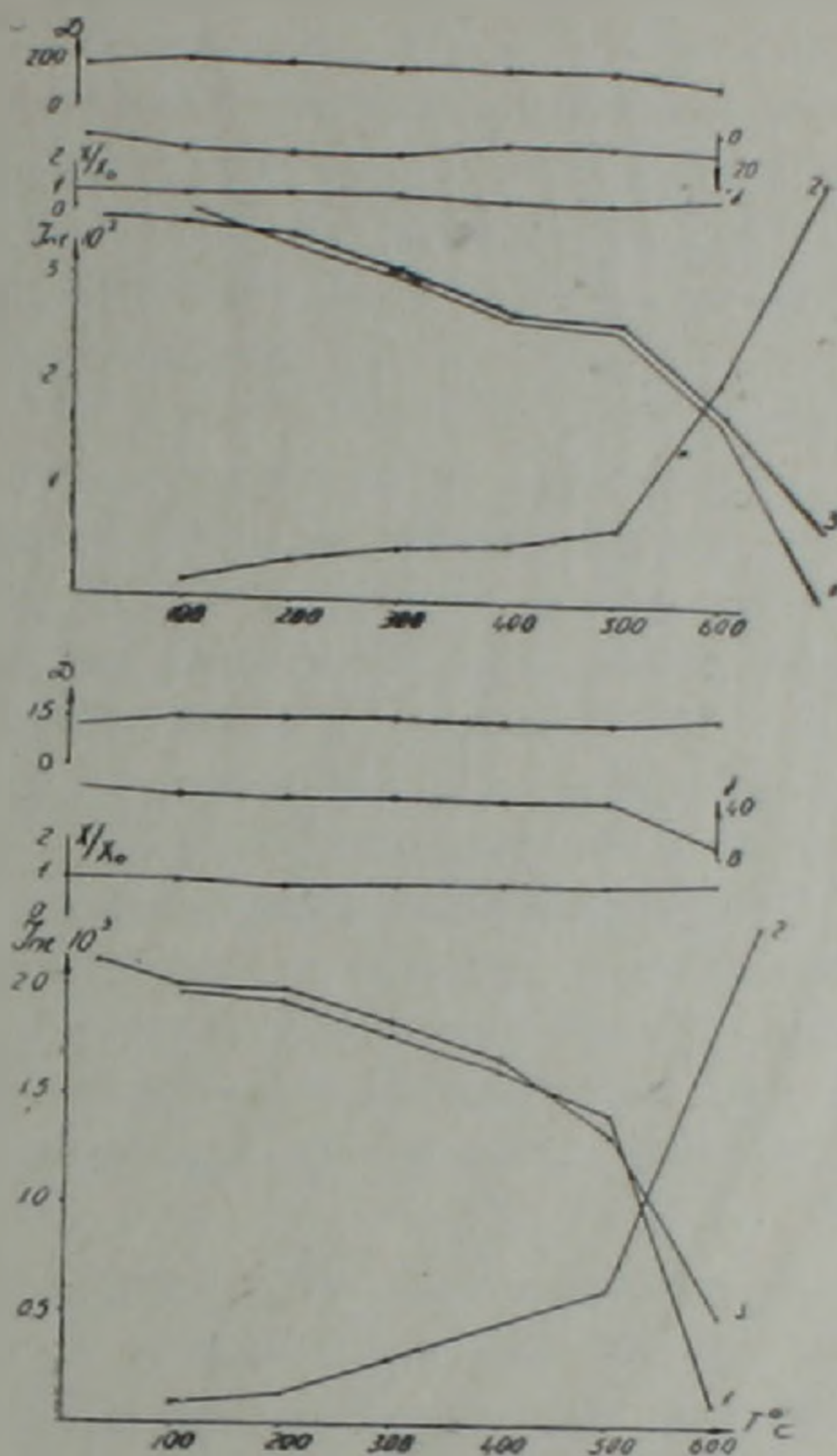


Рис. 2. Кривые последовательных нагревов Телье. 1—кривая терморазмагничивания $J_n(t)$; 2—кривая лабораторного термонамагничивания J_{ri} ; 3—кривая терморазмагничивания первичной J_{nc} .

более 500°C происходят минералогические изменения в ферромагнитной фракции. Анализ кривых $X(t)$ и $J_H(t)$ позволяет предположить, что при температуре выше 500°C происходит распад исходного ферромагнетика (титаномагнетит, магнетит) с образованием более сильной фазы. Небольшие изменения магнитной восприимчивости свидетельствуют о том, что минералогические изменения захватывают лишь часть исходного ферромагнетика. Но количество вновь образованной фракции достаточно, чтобы вызвать заметный рост величины J_H . Именно, образованием новой ферромагнитной фракции и объясняется некоторое расхождение кривых $J_H(t)$ и $J_{H_0}(t)$ в температурном интервале 500—600°C.

Важно отметить, что минералогическая нестабильность в высокотемпературном интервале N и R—намагниченных пород одинакова и не следует предполагать о специфичности этого процесса у пород с разной полярностью.

Таким образом, на основе терромагнитных исследований можно считать, что при отсутствии минералогических изменений до 500°C изученные породы как N-, так и R—намагниченные, обладают термоостаточной намагниченностью, носителями которых являются магнетит и титаномагнетит. TRM возникла в геомагнитном поле эпохи образования пород и, следовательно, она отражает существование магнитного поля Земли прямой и обратной полярности.

Терромагнитные исследования позволили определить величину напряженности древнего геомагнитного поля. Изучение напряженности геомагнитного поля представляет несомненный интерес как для теории земного магнитного поля, так и для решения чисто прикладных задач—корреляции одновозрастных палеомагнитно-стратиграфических горизонтов.

При определении $H_{др}$ использованы те образцы, ферромагнитная фракция которых представлена магнетитом с точкой Кюри от 525 до 600°C (тип б, рис. 1). Определение величины $H_{др}$ основывается на одной из главных характеристик TRM—ее пропорциональности приложенному полю:

$$\frac{H_{др}}{H_{лаб}} = \frac{J_{H_{др}}}{J_{H_{лаб}}} = K.$$

Величина K вычислена для тех температурных интервалов, где предлагается стабильность минералогического состава. В табл. 1 приведены значения K, вычисленные для различных температурных интервалов.

Таблица 1

ΔT	100—200	100—400°	100—500°	100—600°	200—500°	200—600°
n	2	4	14	11	8	15
K	1,02	1,04	0,87	0,98	0,97	0,96

n — число образцов

Подобие экспериментального распределения K нормальному оценивалось с помощью критерия согласия $P(\lambda)$ А. Н. Колмогорова [3]. Средняя величина K определялась по формуле

$$K = \sum_{m=1}^S P_m \cdot K_m,$$

где S —число выбранных температурных интервалов значений (в нашем случае 6);

m —номер интервала;

K_m —среднее значение K для каждого температурного интервала;

P_m —эмпирическая вероятность, равная отношению числа значений K , приходящихся на данный интервал (N_m), к общему числу K ($N=54$).

Среднее квадратическое отклонение и средняя квадратическая ошибка оценены по следующим формулам:

$$\sigma_K = \sqrt{\sum_{m=1}^S P_m (K_m - \bar{K})^2}; \quad \sigma_K = \frac{\sigma_K}{\sqrt{n}}.$$

Для эффузивов палеогена $K=0,972$.

$$\sigma_K = 0,5 \quad \text{и} \quad \sigma_K = 0,07.$$

Напряженность древнего магнитного поля Земли определялась по формуле:

$$H_{др} = (\bar{K} \pm \sigma_K) \cdot H_{лаб}.$$

Величина лабораторного магнитного поля

$$H_{лаб} = 0,479 \text{ эрстед}$$

$$H_{др} = (0,972 \pm 0,07) \cdot 0,479$$

$$H_{др} = 0,462 \pm 0,03.$$

Эта величина напряженности поля близка современной.

Выводы

1. Носителем J_n эффузивов палеогена являются магнетит и титано-магнетит.

2. N и R—намагниченные эффузивные породы обладают стабильной остаточной намагниченностью термоостаточного происхождения. Она первична и синхронна времени образования эффузивов.

3. Напряженность геомагнитного поля в палеогене была близка современной величине и ее можно с успехом применять для корреляции и характеристики палеомагнитных зон.

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՊԱԼԵՈԳԵՆԻ ԷՖՈՒԶԻՎՆԵՐԻ
ԹԵՐՄՈՄԱԳՆԵՏԻԱԿԱՆ ՌԵՍՐՈՐՏԱՍԻՐՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Կատարված է պալեոգենի հասակի հրաբխածին ապարների թերմոմագնիսական անալիզ այդ ապարների բնական մնացորդային մագնիսականության կրողները որոշելու նպատակով:

Այդ ապարների հիմնական ֆերրոմագնիսական միներալները հանդիսանում են մագնետիտը և տիտանոմագնետիտը:

Ապացուցված է այդ ապարների J_n -ի թերմոմնացորդային բնույթը և տարբեր հնէամագնիսական շրջանների համար որոշված է հնադույն գեոմագնիսական դաշտի լարվածությունը:

A. K. KARAKHANIAN

THERMOMAGNETIC INVESTIGATIONS OF PALEOGENE
EFFUSIONS IN ARMENIA

A b s t r a c t

On the basis of thermomagnetic analysis of $I_n(t)$ and $I_s(t)$ curves the main natural residual magnetization carriers of Paleogene effusions are revealed. Those are magnetite and titanomagnetite. The thermoresidual nature of I_n of investigated effusions is proved and on the basis of K coefficient calculation the intensity of the ancient geomagnetic field is determined for different paleomagnetic zones of Paleogene. The H_{gr} quantity may be used for the characterization of paleomagnetic zones and their correlation.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Петроза Т. Н. Лабораторная оценка стабильности остаточной намагниченности горных пород. Изд. АН СССР, М., 1961.
2. Телье Е., Телье О. Об интенсивности магнитного поля Земли в историческом и геологическом прошлом. Известия АН СССР, серия геофизическая, № 9, 1959.
3. Шиголов Б. М. Математическая обработка наблюдений. «Наука». М., 1959.