

УДК 550.382.3+539.89

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

В. В. НАГАПЕТЯН

ИССЛЕДОВАНИЕ ТЕРМООСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ  
ПОД ДАВЛЕНИЕМ ПРИ РАЗЛИЧНЫХ ТЕМПЕРАТУРАХ

Одним из наиболее характерных видов остаточной намагниченности в интрузивных и эффузивных породах является термоостаточная намагниченность—(TRM), поведение которой под давлением является перспективным для проявления сейсмомангнитного эффекта.

В процессе формирования эффузивные и интрузивные породы приобретают термоостаточную намагниченность. Очевидно, этот вид намагниченности является основным в молодых, минералогически не измененных вулканических породах.

Рассмотрим влияние давления и температуры на величину термоостаточной намагниченности на образцах горных пород и минералах.

Термоостаточную намагниченность  $J_{tr}$  под одноосным давлением на образцах базальта и дацита исследовали М. Онака и Х. Киношита [7]. Ферромагнитный минерал в этих образцах представлен титаномагнетитом с максимальным размером частиц до 500 мк. Термоостаточная намагниченность исследована и получена в земном поле. Образцы базальтовых лав перед измерениями первоначально сжимались до 3000 кг/см<sup>2</sup>. Исследования показали, что  $J_{tr}$  образцов при повторном наложении давления, меньшего, чем 1000 кг/см<sup>2</sup>, изменяется почти обратимо (уменьшается) как по оси сжатия, так и в перпендикулярном направлении. Величина изменений термоостаточной намагниченности базальтов под давлением 100 кг/см<sup>2</sup> различна у разных образцов и зависит от размера ферромагнитных частиц. Чем меньше размер частиц, тем стабильнее термоостаточная намагниченность лав к воздействию давления.

М. Онака [8] исследовал термоостаточную намагниченность различных базальтов при максимальном давлении до 5000 кг/см<sup>2</sup>.  $J_{tr}$  создавалось в земном поле. Измерялась необратимая часть изменения намагниченности параллельно давлению у образцов, помещенных в оправу. Наблюдается линейное уменьшение интенсивности термоостаточной намагниченности с давлением.

Л. С. Безуглая и Ю. П. Сквородкин [2] исследовали зависимость обратимых изменений термоостаточной намагниченности горных пород из сейсмоактивных районов Камчатки и Байкала под действием одноосного давления в земном поле при различных температурах. Амплитуда

обратимых изменений термоостаточной намагниченности уменьшается с ростом температуры: при 20°C она составляет 14%, а при 120°C составляет 4%, при давлении 800 кГ/см<sup>2</sup>.

С. Кум [9] изучал влияние всестороннего давления на термоостаточную намагниченность магнетита и гематита. Максимальное необратимое уменьшение  $J_{r0}$  под давлением до 9500 кГ/см<sup>2</sup> составляло лишь 4,9%. Результаты исследований Г. М. Авчяна [1] на образцах горных пород показали, что величина термоостаточной намагниченности различных пород под давлением менялась различно и максимальное уменьшение при давлении 10000 кГ/см<sup>2</sup> доходило до 20%.

Из вышеприведенного следует, что влияние давления на термоостаточную намагниченность показало весьма большую ее устойчивость.

Для более точной интерпретации обсерваторских и полевых магнитометрических наблюдений необходимо определить роль термоостаточной намагниченности в горных породах сейсмоактивных районов, результаты исследований которых имеют важное значение для расчета сейсмоманнитного эффекта. С этой целью были исследованы образцы горных пород Гарнийского геодинамического полигона.

Природа и стабильность естественной остаточной намагниченности эффузивных пород Армении верхнеплиоцен-четвертичного периода изучены в работе [5]. Выяснено, что природа  $J_r$  изученных пород термоостаточная, а ее носителями являются изометрические зерна магнетита размером от 10 до 30—40 микрон, близкие к однодоменному. Изучение намагниченности насыщения  $J_{rs}(H)$  и  $J_{rs}(t)$  показало, что ферромагнетики представлены низкотитанистой магнитной фазой с высокими точками Кюри (550—575°C) [5]. Исследованы базальты и андезито-базальты четвертичного возраста Гарнийского геодинамического полигона. Магнитные параметры изученных образцов меняются в пределах: магнитная восприимчивость  $\alpha_0$  от  $295 \cdot 10^{-6}$  СГС до  $379 \cdot 10^{-6}$  СГС, остаточная намагниченность  $J_r$  от  $600 \cdot 10^{-6}$  СГС до  $4320 \cdot 10^{-6}$  СГС.

Образцы приобретали термоостаточную намагниченность, созданную нагревом образцов до точки Кюри и последующим охлаждением до комнатной температуры в поле 0,5 э. Измерения величины  $J_{r0}$  выполнены с помощью феррозондовых дифференциальных магнитометров с системой линейных и кольцевых датчиков-модуляторов [6], непосредственно при наложении и снятии давления в земном поле. Во время эксперимента мы предполагаем, что в процессе термонамагничивания и воздействия напряжений не происходило фазовых изменений в ферромагнитных минералах.

Исследование обратимых изменений производилось следующим образом. Образец после термонамагничивания помещался в установку, затем подвергался сжатию до 800 кГ/см<sup>2</sup>. Далее нагрузка снималась и проводились измерения  $J_{r0} || P$  по схеме  $O \rightarrow P_1 \rightarrow O \rightarrow P_2 \rightarrow O \dots \rightarrow P_{max} \rightarrow O$  ( $P_1 < P_2 < \dots < P_{max}$ ) с интервалом 100 кГ/см<sup>2</sup>. Результаты измерения одного из образцов андезито-базальта (у района Гарни) приведены на рис. 1. Относительная величина  $J_{r0}$  при давлении

$P$  обозначена точками, крестами — при  $P=0$ , после снятия соответствующего давления.

Как видно, обратимая часть изменения  $J_{rl}$  уменьшается в процессе нагружения практически линейно. При постепенном уменьшении нагрузки от  $P_{\max}$  до 0,  $J_{rl}$  линейно и обратимо увеличивается до исходной величины ( $J_{rl}^0$ ). Такой же характер изменений наблюдается и у образцов базальта района водохранилища „Азат“ (рис. 2).

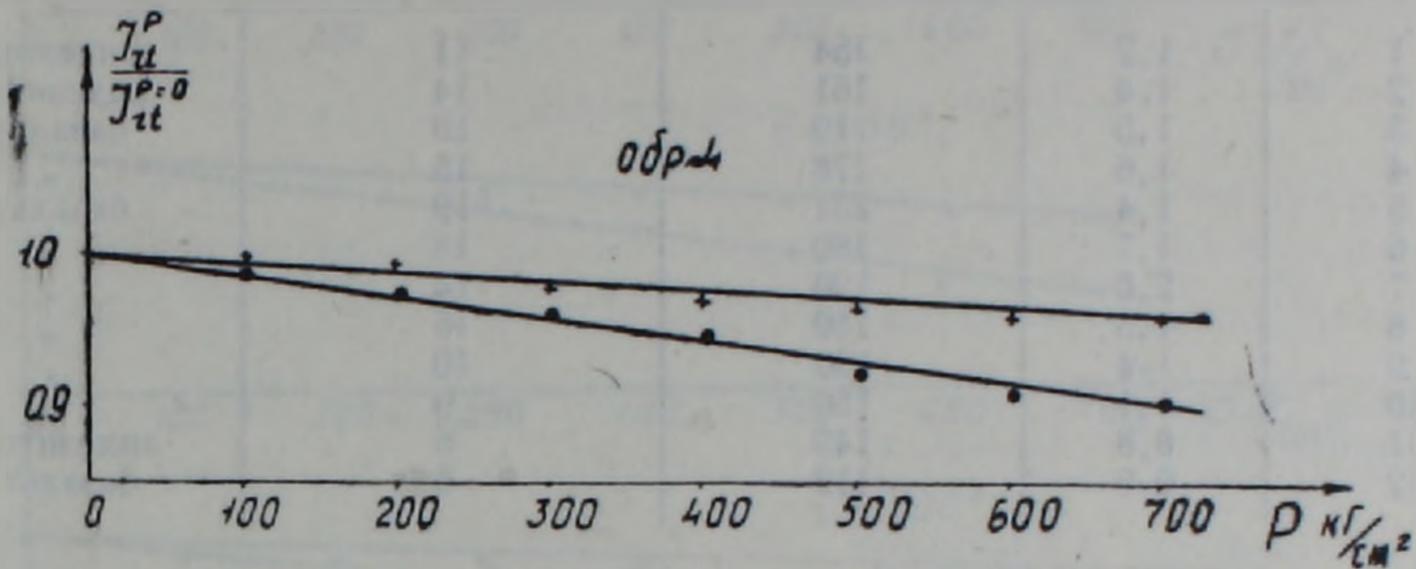


Рис. 1. Изменение обратимой части  $J_{rl}$  под действием давления при условии  $J_{rl} \perp P$  (базальт).

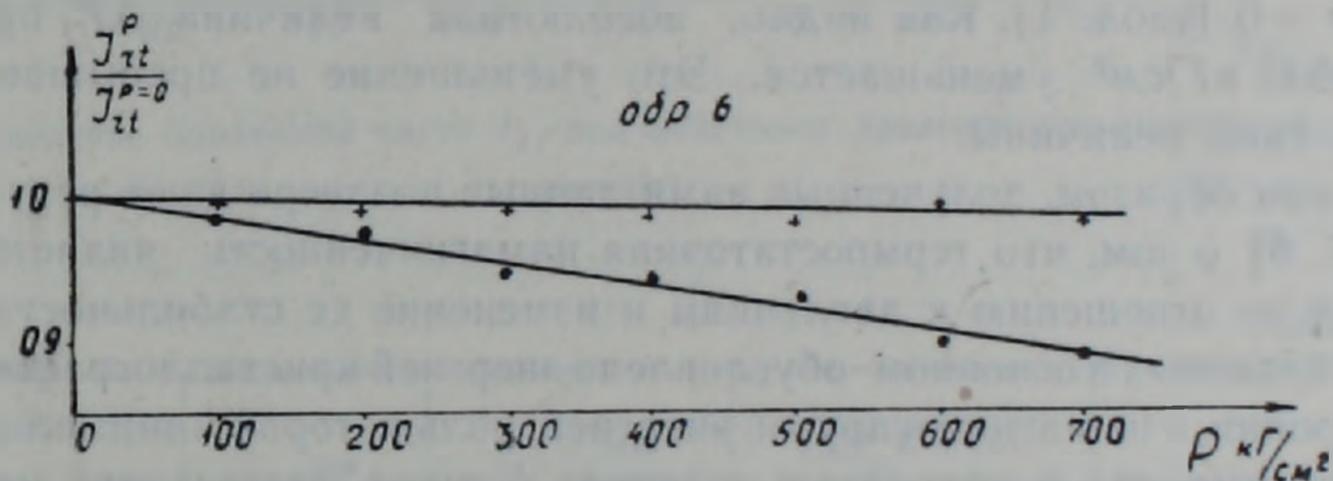


Рис. 2. Изменение обратимой части  $J_{rl}$  под действием давления при условии  $J_{rl} \perp P$  (базальт).

Характер обратимых изменений для составляющих, перпендикулярных оси сжатия  $J_{rl} \perp P$ , для различных образцов может быть различным, в зависимости от давления. Поскольку  $J_{rl} \parallel P \gg J_{rl} \perp P$  [2] вариации обратимых изменений  $J_{rl}(P)$  определяются в основном  $J_{rl} \parallel P$ . Для образцов, на которых исследовалась зависимость  $J_{rl}(P)$ , подсчитывался коэффициент  $\gamma$  ( $\gamma$ -характеризует амплитуду обратимых изменений термоостаточной намагниченности).

$$\gamma = \frac{1}{J_{rl}^{P=0}} \cdot \frac{\Delta J_{rl}}{\Delta P},$$

где  $J_{rl}^{P=0}$  — термоостаточная намагниченность при  $P=0$  (после предварительного сжатия  $P_{\max}$ ). В таблице 1 представлены величины  $\gamma$  для исследованных образцов. Как видно, величина  $\gamma$  для исследованных образцов находится в пределах от  $0,8 \times 10^{-4}$  до  $2,0 \times 10^{-4}$  см<sup>2</sup>/кг. Относительное изменение  $J_{rl}^P / J_{rl}^{P=0}$  при давлении 600

кГ/см<sup>2</sup> и при комнатной температуре составляет от 4 до 12% исходной величины.

Таблица 1

№№ образцов	$\gamma \times 10^3$ см <sup>2</sup> /Г	$J_{r1} \times 10^4$ ед. СГСМ при $P=0$ после наложения $P$	$(\Delta J_{r1}^P) \times 10^4$ ед. СГСМ (при $P=600$ кГ/см <sup>2</sup> )	Название породы
1	1,2	154	11	андезит
2	1,4	161	14	андезито-
3	1,5	119	10	базальт
4	1,6	178	15	"
5	1,4	231	19	базальт
6	1,7	180	18	"
7	2,0	120	14	"
8	1,5	180	16	"
9	1,4	130	10	"
10	1,1	150	9	"
11	0,8	140	6	андезито-
12	0,9	112	6	базальт

Проведена оценка полного изменения термоостаточной намагниченности  $\Delta J_{r1}(P)$  для  $\Delta P = 600$  кГ/см<sup>2</sup> при комнатной температуре, ответственного за величину сейсмомагнитного эффекта:  $\Delta J_{r1}^P = \gamma \cdot \Delta P \cdot (J_{r1})_{P=0}$  (табл. 1). Как видно, абсолютная величина  $\Delta J_{r1}^P$  при давлении 600 кГ/см<sup>2</sup> уменьшается. Это уменьшение не превышает 10% от исходной величины.

Таким образом, полученные нами данные подтверждают результаты [1, 2, 7, 8] о том, что термоостаточная намагниченность является стабильной по отношению к давлениям и изменение ее стабильности в полях насыщаемых в основном обусловлено энергией кристаллографической анизотропии, а не магнитоупругой энергией, роль которой минимальна [4].

Известно, что в природных условиях породы, залегающие на некоторой глубине, находятся при повышенных температурах за счет геотермического градиента и подвержены действию механических напряжений. По данным термокаротажа глубинных скважин [3], средний температурный градиент для Абовянского района составляет  $3,29 \times 10^{-2}$  °С/М при ошибке измерения 10—15%. В связи с этим для расчетов сейсмомагнитного эффекта представляет интерес исследование обратимых изменений  $J_{r1}(P)$  при повышенных температурах.

Цикл температурных исследований заключается в следующем: образец, нагретый до определенной температуры, предварительно выдерживается для однородного нагрева 30 минут, при этой температуре и затем подвергается испытаниям под давлением по вышеуказанным схемам при каждой температуре. Были выбраны для большинства случаев следующие температурные интервалы: 20, 150 и 300°С.

На рис. 3 приведена зависимость  $J_{r1}(P)$  образца базальта, для составляющей полного вектора, параллельной оси сжатия при температурах 20, 150 и 300°С (обозначение то же, что и на рис. 1). Как видно, при наложении  $P$  имеет место уменьшение обратимой части изменения  $J_{r1}$ .

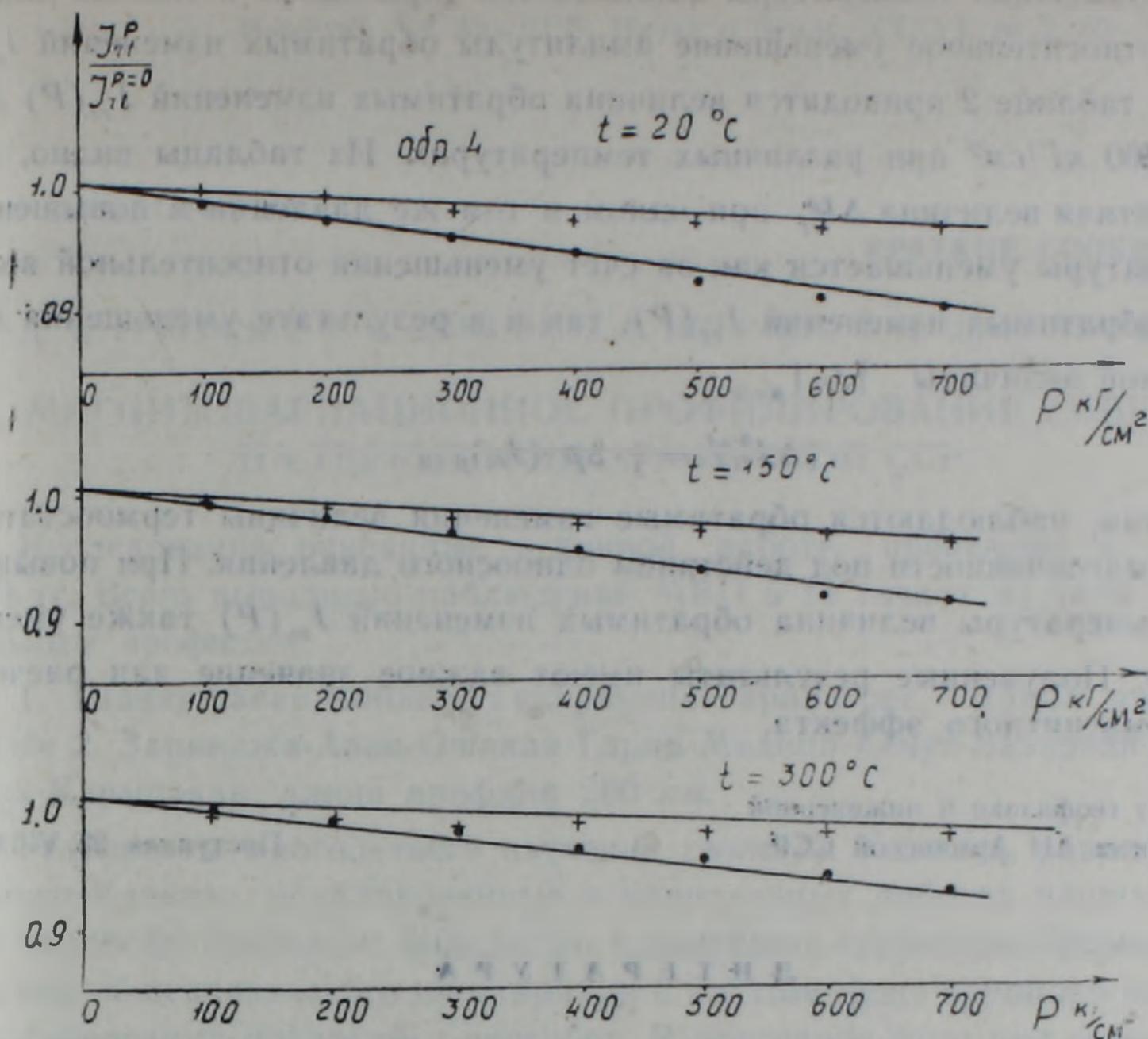


Рис. 3. Изменение обратимой части  $J_{rl}$  под действием давления при различных температурах.

Таблица 2

№№ образцов	$t$ °C	$\gamma \times 10^4$ см <sup>2</sup> /кГ	$J_{rl} \times 10^4$ ед. СГСМ (при $P=0$ )	$(\Delta J_{rl}^P)^r \times 10^4$ ед. СГСМ (при $P=600$ ) кГ/см <sup>2</sup>	Название породы
2	20	1,4	161	14	андезито-базальт
	150	1,2	104	7	
	300	0,8	76	3	
4	20	1,6	178	15	базальт
	150	1,3	105	8	
	300	1,1	64	4	
5	20	1,4	231	19	
	150	1,2	204	14	
	300				
8	20	1,5	180	16	
	150	1,3	74	5	
	300	1,0	34	2	
10	20	1,1	150	9	
	150	0,8	100	4	
	300	0,7	45	2	

При повышении температуры наблюдается (при одном и том же давлении) относительное уменьшение амплитуды обратимых изменений  $J_{ri}$ .

В таблице 2 приводится величина обратимых изменений  $J_{ri}(P)$  для  $\Delta P = 600 \text{ кг/см}^2$  при различных температурах. Из таблицы видно, что абсолютная величина  $\Delta J_{ri}^p$  при одном и том же давлении и повышении температуры уменьшается как за счет уменьшения относительной величины обратимых изменений  $J_{ri}(P)$ , так и в результате уменьшения абсолютной величины  $|J_{ri}|_{p=0}$ .

$$(\Delta J_{ri}^p)' = \gamma \cdot \Delta p \cdot (J_{ri})_{p=0}.$$

Итак, наблюдаются обратимые изменения величины термоостаточной намагниченности под действием одноосного давления. При повышении температуры величина обратимых изменений  $J_{ri}(P)$  также уменьшается. Полученные результаты имеют важное значение для расчета сейсмомангнитного эффекта.

Институт геофизики и инженерной  
сейсмологии АН Армянской ССР

Поступила 25. V. 1981.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Аничян Г. М. Влияние всестороннего давления до  $800 \text{ кг/см}^2$  на различные виды остаточной намагниченности горных пород. Известия АН СССР, Физика Земли, № 7, 1967.
2. Безуглая Л. С., Сквородкин Ю. П. Зависимость термоостаточной намагниченности от давления при разных температурах. Материалы VIII конференции по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму, ч. 1, Киев, 1970.
3. Любимова Е. А., Поляк Б. Г., Смирнов С. И. и др. Обзор данных по тепловым потокам в СССР. В кн. Тепловые потоки из коры и верхней мантии Земли. Верхняя мантия, М., 1973.
4. Магнитные свойства минералов и горных пород при высоких температурах и давлениях. В кн. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. М., «Недра», 1976.
5. Минасян Дж. О. Природа и стабильность естественной остаточной намагниченности некоторых эффузивных пород Армении. Тез. докл. съезда по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма, ч. II, М., 1976.
6. Сквородкин Ю. П., Бураков К. С., Безуглая Л. С., Максудов С. Х. Установка для исследования магнитных свойств образцов горных пород при различных давлениях и температурах. Сб. «Тез. докл. VIII конф. по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма», ч. 2, М., 1970.
7. Ohnaka M., Kinoshita H. J. Geom. Geole., 20, № 2, 93—100, 1968.
8. Ohnaka M. J. Geom. Geole., 21, № 2, 1969.
9. Kume S. Ann. Geoph., 18.1, 1.8, 1952.