

Однако, следует оговориться, что возможна и другая интерпретация полученных здесь статистических оценок, в связи с тем, что для миоцена и периода «мел, исключая суперхрон» имеется меньше данных, чем для CNS. Вполне возможно, что по мере поступления новых определений, картина распределения VDM может измениться. Иначе говоря, при данном объёме существующего блока данных по VDM нельзя отвергать возможности того, что корреляция между величиной VDM и/ или её дисперсией и частотой инверсий есть просто артефакт.

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 09-05-00878.*

1. Щербаков В.В., Сычева Н.К., Щербакова В.В. Эволюция величины магнитного момента Земли в геологическом прошлом // Геофизические исследования. 2008. Т.9. №2. С. 7–24
2. Коваленко Д.В., Ярмолюк В.В., Соловьев А.В. Миграция центров вулканизма Южно-Хангайской горячей точки по палеомагнитным данным // Геотектоника, 1997, N3, 66-73.
3. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм позднепалеозойских, мезозойских и кайнозойских геологических комплексов Монголии. Геология и геофизика. 2010. N4.
4. Zijdeveld J.D.A. A.C. demagnetization of rocks: analysis of results // Methods in palaeomagnetism. Ed. Collinson D.W., Creer K.M. Amsterdam, a. o., Elsevier Publ. Co., 1967, p.254-286.
5. Kirschvink J.L. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J. R. Astron. Soc., 1980, v.62, p.699-718.
6. Палеомагнитология / Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Коммисарова Р.А. и др. Л.: Недра. 1982. 321 с.
7. Van Hinsbergen D., Straathof G.B., Kuiper K.F., Cunningham W.D., Wijbrans J. No vertical axis rotation during neogen transpressional orogeny in the NE Gobi Altai: coinciding Mongolian and Eurasian early cretaceous apparent polar paths // Geophys. J. Int., 2008, N173, p.105-126.
8. Coe R.S. The determination of paleointensities of the Earth's magnetic field with special emphasize on mechanisms which could cause nonideal behavior in Thelliers method // J. Geomagn. Geoelectr. 1967. V.19. PP.157 - 179.
9. Бураков К.С. Метод определения напряжённости геомагнитного поля по кривым терморазмагничивания  $I_n$  и  $I_{rt}$  // Материалы IX конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизму горных пород и палеомагнетизму. Баку. 1973. Ч.2 С.56-57.

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАЛЕОНАПРЯЖЁННОСТИ ПО СИБИРСКИМ ТРАППАМ МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ

*В.В. Щербакова<sup>1</sup>, В.П. Щербаков<sup>1</sup>,  
Г.В. Жидков<sup>1</sup> (grigor@borok.yar.ru),  
А.В. Латышев<sup>2</sup> (anton.latyshv@gmail.com)*

<sup>1</sup>ГО «Борок» ИФЗ РАН, пос. Борок, Ярославская обл.;  
<sup>2</sup>ИФЗ РАН, Москва

**Введение** Сибирские траппы являются носителями богатейшей палеомагнитной информации. Процесс их формирования происходил около 250 млн. лет назад и связан с быстрым излиянием огромного количества вулканического материала. При условии хорошей сохранности первичной естественной остаточной намагниченности (ЕОН) этих изверженных пород, высокая скорость формирования траппов создает предпосылки для получения развернутой записи поведения основных элементов геомагнитного поля (па-

леонаправлений и палеонапряжённости). Такого рода данные имеют принципиальное значение для понимания эволюции геомагнитного поля и развития теории геодинамо. Но есть и другие причины для пристального изучения траппов.

Как известно, на границе перми и триаса произошло крупнейшее в истории нашей планеты массовое вымирание около 90 процентов живых существ, населявших к тому времени нашу планету [1]. Значительное число исследователей [см. напр. 2] связывают это катастрофическое событие с происходившим практически в это же время формированием Сибирских траппов.

Но если бы пермо-триасовые вулканические породы Сибирской трапповой провинции изливались равномерно, то, принимая во внимание имеющиеся оценки их объема (2-5млн км<sup>3</sup>) и длительности (~1 млн. лет), средняя скорость их извержения должна была бы составлять 2-5 км<sup>3</sup>/год. Эта величина сопоставима (или даже в несколько раз меньше) с объемами базальтов, формирующихся ежегодно в современных срединно-океанических хребтах, а также установленных для известных исторических извержений [3; 4]. Другими словами, такая скорость излияния представляется совершенно недостаточной, чтобы вызвать катастрофические изменения климата и биосферы.

В настоящее время выдвинута гипотеза, что извержения траппов происходили пульсами, в течение относительно коротких промежутков времени. Иначе говоря, огромные объёмы лавовой массы изливались внутри значительно более узких временных рамок, чем те, которые реально позволяют устанавливать современные изотопные методы.

Магнитное поле в геологическом масштабе времени изменяется достаточно быстро. По современным оценкам [5], изменение направления геомагнитного поля происходит в среднем со скоростью 2° за столетие и больше. В рамках гипотезы пульсов принимаются оценки, что каждый вулканический пульс формировался в течение 300-400 лет или меньше, а каждый единичный поток отвечает временному интервалу меньше 10-100 лет [6]. Далее высказывается предположение, что направления вектора *ЕОН* могут быть статистически неразличимыми у потоков, излившихся в течение одного пульса, и разными у потоков разных пульсов. Кроме того, *ЕОН* потоков из разных пульсов может различаться и по своей величине.

Результаты последних исследований траппов Декана [7] как будто указывают на справедливость этой гипотезы. Тогда изучение траппов палеомагнитными методами даёт возможность оценить вековые вариации палеонаправлений и палеонапряжённости – этих важнейших характеристик земного поля, исследовать их палеоширотную зависимость.

**Описание объекта исследований** Вплоть до последнего времени палеомагнитные исследования сибирских траппов проводились, главным образом, в пределах Норильской трапповой провинции. Вторая основная область распространения пермо-триасовых траппов Сибири – Маймеч-Котуйская – оставалась мало изученной. Мощный Маймеч-Котуйский трапповый разрез

расположен в Западном Прианабарье на северо-востоке Тунгусской синеклизы и сложен из многих десятков лавовых потоков. Разрез включает в себя четыре свиты, довольно хорошо обнаженные в долинах рек Маймеча, Котуй и их притоков. Для этих свит имеются абсолютные определения возраста U-Pb методом по перовскиту для самой нижней и самой верхней частей разреза [8]. Согласно этим результатам, возраст и длительность накопления маймеча-котуйских вулканических свит ограничены двумя датировками:  $251,7 \pm 0,4$  и  $251,0 \pm 0,3$  млн. лет.

В настоящее время запланировано и ведётся подробное изучение пород Маймеча-Котуйского траппового разреза. Силами сотрудников лаборатории Главного геомагнитного поля ИФЗ РАН и геологического факультета МГУ сделан подробный отбор коллекции пород Арыджангской и Онкучакской свит этого разреза. Выполнены подробные исследования магнитных свойств и палеомагнитных направлений *ЕОН* отобранных образцов. Полученные результаты позволяют выделить несколько пульсов [9].

Часть коллекции (39 образцов из 10 потоков Онкучакской свиты) была передана в ГО «Борок» для определения палеонапряжённости  $H_{др}$ . Ниже коротко излагаются результаты этих работ. Подробное описание комплекса экспериментов и обработки результатов, обычно выполняемого при этом в нашей лаборатории, дано в статье [10].

**Описание эксперимента** Штуфы распиливались на 1-см кубики, с которыми велась последующая работа. Для оценки температурной стабильности магнитных свойств пород и их температур Кюри  $T_C$  записывались серии кривых намагниченности насыщения  $M_{si}(T)$  при нагревах до возрастающих температур  $T_i = \{200, 300, 400, 500, 600, 700\}^\circ\text{C}$ , нагревы выполнялись во внешнем магнитном поле 450 мТл на магнитных весах конструкции Виноградова Ю.К.

По термомагнитным свойствам изученные образцы распадаются на две группы. Большая часть из них (34 шт.) имеют низкие температуры Кюри –  $(350-400)^\circ\text{C}$ . При последовательных нагревах в области низких температур  $(100-150-200-300)^\circ\text{C}$   $M_s$  этих образцов остаётся практически неизменной. Но при последующих нагревах –  $(350-400$  и выше) $^\circ\text{C}$  – в этих породах происходят явные химические изменения: по величине  $M_s$  сначала падает, потом растёт, что указывает на то, что появляются новые ферримагнетики с более высокой  $T_C$ .

Типичные кривые  $M_{si}(T)$ , диаграммы Араи-Нагата и Зийдервельда для этой группы образцов показаны на Рис. 1а, 1б, 1в (образец 179). Химические изменения, которые у этого образца прослеживаются по кривым  $M_{si}(T)$ , отражаются и на диаграммах Араи-Нагата. Так, на Рис. 1б видно, что, после нагрева образца до  $360-380^\circ\text{C}$  и проверочного нагрева до  $300^\circ\text{C}$ , полученная «check-point»  $340^\circ\text{C}$  заметно сдвинулась влево от первичной точки. Это означает, что в интервале  $(340-380)^\circ\text{C}$  в породе произошли химические измене-

ния, в результате которых вновь созданная  $pTRM-check(340-T_0)$  по величине заметно меньше первичной  $pTRM(340-T_0)$ .

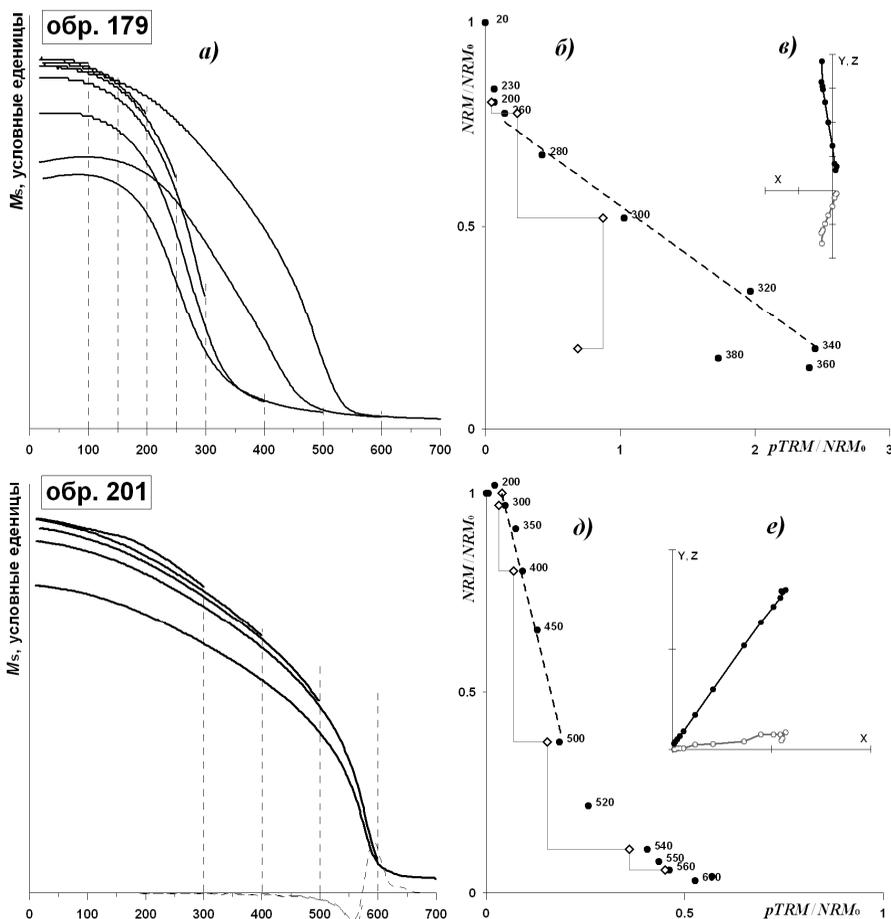


Рис. 1. Термокривые  $M_{si}(T)$  (а, г), диаграммы Арай-Нагата (б, д), диаграммы Зийдервельда (в, е).

Поэтому при анализе результатов экспериментов Телье по образцам этой группы, испытывавшим процессы однофазного и/или гетерофазного окислений, необходимо было соблюдать осторожность, помня, что область температур, где образцы остаются стабильными к нагревам, ограничена сверху температурой порядка 350-400°C. Исходя из этих соображений, определения палеонапряжённости по этой группе пород проводилось в относительно низкотемпературном интервале: от (20-200)°C до (350-400)°C, исходя из конкретной оценки по каждому образцу степени химических изменений при лабораторных нагревах. Высокотемпературный интервал, который с большой вероят-

ностью мог быть затронут процессами окисления, опускаясь из рассмотрения.

Пять образцов (№№ 199, 201, 202, 203, 205) потока 21-1 стоят особняком: кривые  $M_{si}(T)$  у них выпуклые по форме, мало меняются от нагрева к нагреву вплоть до  $500^{\circ}\text{C}$ ,  $T_c \sim 560-570^{\circ}\text{C}$ , т.е. близка к магнетитовой. Определения палеонапряжённости на этих образцах проводились в широком температурном интервале ( $200-500-520^{\circ}\text{C}$ ) (Рис. 1г, 1д, 1е).

При комнатной температуре  $T_0$  на всех образцах снимались петли гистерезиса индуктивной намагниченности  $M(H)$  и остаточной намагниченности насыщения  $M_{rs}(H)$ , создававшихся во внешнем магнитном поле  $H \sim 0,45$  Т. После введения поправки на парамагнитную составляющую по петлям определялись магнитные параметры образцов –  $M_s$ ,  $M_{rs}$ , коэрцитивная сила  $H_c$  и остаточная коэрцитивная сила  $H_{cr}$ . По ним рассчитывались характеристические параметры  $M_{rs}/M_s$ ,  $H_{cr}/H_c$ , которые позволяли оценить доменную структуру зёрен – носителей остаточной намагниченности, и строилась диаграмма Дзю [11]:  $M_{rs}/M_s$  против  $H_{cr}/H_c$ .

Характеристические параметры  $M_{rs}/M_s$ ,  $H_{cr}/H_c$  исследованных пород меняются в пределах (0,11-0,47) и (1,4-2,68), соответственно, что указывает на смесь одно- и псевдооднодоменных размеров зёрен – носителей  $EOH$ .

Все 39 образцов полученной коллекции участвовали в экспериментах по определению  $H_{др}$  по методу Телье-Коз с выполнением процедуры проверочных нагревов («check-points»). Для повышения статистики в опытах использовались несколько кубиков, выпиленных из одного штуфа, данные по ним рассматривались как независимые. Нагревы проводились в маленькой печи и на трёхкомпонентном термомагнитометре, причём, в последнем случае, при выполнении процедуры «check-points» проводился ещё один нагрев до той же температуры в нулевом поле, что позволяло оценить величину «хвостов»  $pTRM$ . Анализ показал, что данные для образцов одного номера с двух разных приборов близки по величине.

**Результаты** Удовлетворительные определения  $H_{др}$  получены на 15 образцах (с учётом дублей – на 28) из 4 разных потоков (18, 19, 20, 21/1). Из потока 19 использован только один образец, по другим – 4-5, с учётом дублей по каждому из этих потоков получено 8-10 определений (см. Табл. 1). Ввиду низкой статистики – одно определение – по потоку 19, при расчёте среднего значения  $H_{др}$  потоки 19 и 20 были объединены.

Результаты определений  $H_{др}$  распадаются на 2 группы. По трём потокам (18, 19, 20) получены довольно низкие значения поля: среднее по потоку №18 –  $25,5$  мкТл и по потокам 19 и 20 –  $11,6$  мкТл (Табл. 2). В пределах потока 21/1 по четырём из 5 штуфов (по 8 дублям) получено высокое значение  $H_{др}$ , среднее =  $111,2$  мкТл, и по одному образцу (№205)  $H_{др} = 45,8$  мкТл. Как отмечалось выше, все 5 образцов этого потока отличаются от остальных из этой коллекции своими магнитными свойствами, а именно высокой устойчивостью к нагревам вплоть до  $500^{\circ}\text{C}$  и температурой Кюри, близкой к магнети-

товой. Но по этому потоку мы получили 2 значения  $H_{др}$ , которые различаются между собой почти в 3 раза. Поскольку одно из них, более низкое, получено всего по одному кубику, мы его исключили при расчёте VDM по этому потоку.

**Таблица 1.** Сводка полученных результатов определения  $H_{др}$ .

Образец	$H_{лаб}$ , мкТл	$T_1-T_2$ , °C	$N$	$g$	$Q$	$f$	$k$	$\sigma(k)$	$H_{др}$ , мкТл	$\sigma(H_{др})$ , мкТл
<i>Поток 18 №177-187</i>										
178 (JR6)	20	180-330	10	0,85	5,7	0,47	1,32	0,09	26,4	1,8
179	50	200-280	4	0,48	3,2	0,25	0,50	0,02	25,0	0,9
179 (JR6)	20	150-330	10	0,84	6,8	0,56	1,50	0,11	30,0	2,1
179-1 (JR6)	20	100-300	6	0,65	15,6	0,38	1,06	0,02	21,1	0,3
181	50	150-260	4	0,57	5,9	0,18	0,91	0,02	45,4	0,8
181 (JR6)	20	200-310	8	0,80	5,2	0,58	0,93	0,08	18,6	1,6
181-1 (JR6)	20	200-300	5	0,71	6,6	0,56	0,81	0,05	16,2	1,0
183 (JR6)	20	180-290	7	0,67	5,1	0,52	0,57	0,04	11,3	0,8
186	20	200-300	5	0,63	0,7	0,23	1,23	0,27	24,6	5,4
186 (JR6)	20	100-290	9	0,77	2,5	0,41	1,82	0,23	36,4	4,5
<i>Поток 19 №188-198</i>										
198-1 (JR6)	20	100-260	4	0,67	3,3	0,47	0,44	0,04	8,9	0,8
<i>Поток 20 №209-218</i>										
209	50	200-340	7	0,72	8,8	0,71	0,25	0,02	12,5	0,7
209 (JR6)	20	200-300	7	0,72	3,5	0,37	1,00	0,08	20,0	1,5
210	20	250-320	7	0,73	17,1	0,60	0,27	0,01	5,3	0,1
210 (JR6)	20	210-300	6	0,72	5,7	0,44	0,46	0,03	9,1	0,5
210-1 (JR6)	20	230-320	5	0,67	5,4	0,58	0,31	0,02	6,2	0,4
211 (JR6)	20	200-300	7	0,70	9,1	0,40	0,84	0,03	16,9	0,5
211-1 (JR6)	20	230-340	6	0,73	8,9	0,62	0,74	0,04	14,7	0,8
215	20	220-340	5	0,65	15,1	0,86	0,46	0,02	9,1	0,3
215 (JR6)	20	200-310	9	0,82	10,7	0,58	0,66	0,03	13,1	0,6
<i>Поток 21-1 №199-208</i>										
199	50	200-500	7	0,81	5,4	0,69	3,23	0,33	161,6	16,5
199 (JR6)	20	200-500	6	0,77	3,0	0,77	5,36	1,04	107,2	20,7
201	50	200-520	8	0,82	8,3	0,63	2,28	0,14	114,1	7,2
201 (JR6)	20	200-500	6	0,72	5,6	0,64	4,11	0,34	82,2	6,8
202	50	200-500	7	0,81	6,2	0,64	2,28	0,19	113,9	9,5
202 (JR6)	20	300-500	5	0,73	3,2	0,64	4,84	0,70	96,8	14,1
203	50	200-520	8	0,85	10,6	0,66	2,37	0,12	118,4	6,2
203 (JR6)	20	200-500	5	0,74	6,6	0,73	4,77	0,39	95,3	7,8
205 (JR6)	20	100-390	19	0,92	4,6	0,56	2,39	0,27	47,8	5,4

**Таблица 2.** Сводка полученных средних значений палеонапряжённости  $H_{др}$ , палеонаклонения  $I_{др}$ , VDM и стандартных отклонений  $\sigma(H_{др})$  и  $\sigma(VDM)$ .

Пульс/поток	$N_0/N_1/n$	$H_{др,ср}$ ,	SE,	$\sigma(H_{др})$ ,	$I_{др},^\circ$	VDM <sub>ср</sub> ,	SE,	$\sigma(VDM)$ ,
		мкТл	мкТл	мкТл		$\times 10^{22} \text{ Ам}^2$	$\times 10^{22} \text{ Ам}^2$	$\times 10^{22} \text{ Ам}^2$
<i>Пульс 12</i>								
поток 18	4/4/10	25,5	3,2	10,0	-70,9	3,8	0,5	1,5
поток 19-20	5/5/10	11,6	1,5	4,7		1,7	0,2	1,0
поток 21-1	5/5/8	111,2	8,4	23,7		16,5	1,3	3,5

Примечания:  $N_0/N_1/n$  – число штуфов/кубиков/дублей, использованных при оценке  $H_{др}$ ; SE – стандартная ошибка среднего.

Для расчёта среднего VDM по потокам использовались средние значения палеонаклонения для соответствующих потоков, полученные ранее московской группой палеомагнитологов (статья в печати), результаты представлены в Табл. 2.

**Обсуждение результатов** Как отмечалось во Введении, по гипотезе пульсов предполагается, что потоки, изверженные в течение одного пульса, имеют близкие значения палеонаправлений и палеонапряжённости. В этой связи важно отметить, что группа потоков 18-21/1 по палеомагнитным данным имеет одно и то же палеонаклонение ( $-70,9^\circ$ ), т.е., по предположению московских исследователей, может быть отнесена к одному пульсу. К сожалению, полученные нами средние значения  $H_{др}$  по этим потокам не укладываются в указанную схему, поскольку из трёх значений средних минимальная и максимальная величины палеонапряжённости различаются почти на порядок. На данном этапе работ мы не можем объяснить столь большую разницу в величинах  $H_{др}$ , которая к тому же сопрягается с различными магнитными свойствами пород обозначенных потоков. Очевидно, нужны дополнительные исследования и большее количество образцов для повышения статистики.

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 10-05-00557а.*

1. *Sepkoski J.J.* A compendium of fossil marine families // Milwaukee Public Museum. Contributions to Biology and Geology. 1982. Vol. 51. 125 p.
2. *Courtillot V., Olson P.* Mantle plumes link magnetic superchrons to Phanerozoic mass depletion events // Earth Planet. 2007. Sci. Lett. 260(3-4). P. 495–504.
3. *Davies G.F.* Dynamic Earth: Plates, plumes, mantle convection. Cambridge University Press. 1999. 458 p.
4. *Thordarson T., Self S.* Atmospheric and environmental effects of the 1783–1784 Laki eruption: a review and reassessment // J. Geophys. Res. 2003. Vol. 108 (D1). 4011, doi:10.1029/2001JD002042.
5. *Gallet Y., Genevey A., Le Goff M.* Three millennia of directional variation of the Earth's magnetic field in western Europe as revealed by archeological artefacts // Phys. Earth Planet. 2002. Int. 131(1). P. 81–89.
6. *Chenet A.L., Courtillot V., Fluteau F., Gerard M., Quidelleur X., Khadri S.F.R., Subbarao K.V., Thordarson T.* Determination of rapid Deccan eruptions across the Cretaceous-Tertiary boundary using paleomagnetic secular variation: 2. Constraints from analysis of eight new sections and synthesis for a 3500-m-thick composite section // J. Geophys. Res. 2009. 114. B06103, doi:10.1029/2008JB005644.

7. *Chenet A.L., Fluteau F., Courtillot V., Gerard M., Subbarao K.V.* Determination of rapid Deccan eruptions across the Cretaceous-Tertiary boundary using paleomagnetic secular variation: Results from a 1200-m-thick section in the Mahabaleshwar escarpment // *J. Geophys. Res.* 2008. 113. B04101, doi:10.1029/2006JB004635.
8. *Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Yu., Fedorenko V.A., Davis D.W., Trofimov V.R.* Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // *Earth and Planetary Science Letters.* 2003. V. 214. P. 75-91.
9. *Павлов В.Э. и др.* 2010. Статья в печати.
10. *Щербакова В.В., Жидков Г.В., Щербаков В.П.* О повторном определении палеонапряженности в мелу по коллекции А.С. Большакова и Г.М. Солодовникова // *Физика Земли.* 2008. №10. С. 69-74.
11. *Day, R.S., M. Fuller, & V.A. Schmidt.* Hysteresis properties of titanomagnetites: grain size and composition dependence, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 13, 260-267, 1977.

## ПЕТРОМАГНЕТИЗМ АНОРТОЗИТОВ ГЕРАНСКОГО ХРЕБТА И ЕГО СТРУКТУРА ПО ДАННЫМ ГЕОПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ

*А.В. Косынкин<sup>1</sup> (artem-ogr-31@mail.ru), А.Н. Диденко<sup>1,2</sup>,  
Ю.Ф. Манилов<sup>1</sup>, А.Ю. Песков<sup>1</sup>*

<sup>1</sup>ИГиГ ДВО РАН, Хабаровск;

<sup>2</sup>ГИН РАН, Москва

Анортозитовые массивы, связанные с формированием раннедокембрийских подвижных зон земной коры, широко развиты в восточной части Азии вдоль южной окраины Северо-Азиатского докембрийского палеократона. Восточно-Азиатский анортозитовый пояс субширотного простирания прослежен более чем на 3000 км от побережья Охотского моря через Забайкалье, Монголию до Алтае-Саянской области, состоит из десятка массивов автономных анортозитов, общей площадью более 12 тыс. км<sup>2</sup>. Геранский массив (Рис. 1) – один из крупнейших, расположен в зоне сочленения крупных раннедокембрийских тектонических структур Алданского щита и обрамляющей щит с юга позднеархейско-раннепротерозойской Джугджуро-Становой складчатой области, приурочен к выступам раннеархейского гранулит-гипербазитового фундамента, где они ассоциируются с основными и высокоглиноземистыми кристаллическими сланцами, гнейсами, известково-алюмосиликатными породами, мегаультрабазами [1].

В настоящее время не существует согласованного мнения о принадлежности анортозитовых комплексов Геранского массива к аллохтонному или автохтонному типу, в то время как вопрос генезиса является одним из важнейших для понимания особенностей тектонического развития региона и дальнейших палеомагнитных исследований.

Задачи наших исследований заключались в определении структуры Геранского массива посредством построения геолого-геофизической модели, получении надежных петромагнитных и палеомагнитных данных для анортозитов Геранского массива, определение положения структуры на сфере.