ФИЗИКА ЗЕМЛИ, 2001,>№ 7, с. 78-84

УДК 550380

ОПРЕДЕЛЕНИЯ НАПРЯЖЕННОСТИ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ В САНТОН-КОНЬЯКЕ ВЕРХНЕГО МЕЛА, ПОЛУЧЕННЫЕ НА ЭФФУЗИВНОМ РАЗРЕЗЕ АЗЕРБАЙДЖАНА

©2001г. Г. М. Солодовников[1]

Геофизическая обсерватория "Борок" ОИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН

Поступила в редакцию 20.10.2000 г.

Приводятся результаты определения палеонапряженности магнитного поля Земли ($H_{др}$), полученные на более чем 600 образцах эффузивных пород сантон-коньяка верхнего мела из Азербайджана. На основании полученных данных сделан вывод о том, что в это время происходил значительный рост $H_{др}$ от 0.4-0.5 до 1 и более от современной ее величины.

Ключевые слова: палеонапряженность, магнитный момент Земли, методы Телье и Буракова-Вилсона.

ВВЕДЕНИЕ

На основании анализа большого числа данных по $H_{др}$, полученных нами в интервале до 320 млн. лет, было выдвинуто предположение о существовании длительных временных интервалов, которые могут характеризоваться средними значениями Ядр. Исходя из этого, введен новый термин: уровень палеонапряженности геомагнитного поля [Солодовников, 1995а; Солодовников, 19956]. В последующих работах было показано, что наблюдается чередование уровней с высокими и относительно низкими средними величинами $H_{др}$. Естественно, большой интерес представляет то, каким образом осуществляются переходы с одного уровня палеонапряженности на другой.

В ряде более ранних работ по определению $H_{др}$ в меловом периоде нами было сделано предположение о том, что в сантон-коньяке, возможно, имел место существенный рост отношения $H_{др}/H_0$ (H_0 - современная величина палеонапряженности) от примерно 0.5 до 1. [Большаков и др., 1978; Большаков и др., 1981; Большаков, Солодовников, 1981].

Определения $H_{др}$ производились на образцах из обожженных контактов, отобранных в Армении. Относительно небольшое число контактов, находящихся к тому же не в одном обнажении, а в разных районах Армении, не позволило с большой достоверностью говорить о том, что изменения $H_{др}$ в это время были именно такими.

Нами были предприняты поиски разрезов коньяк-сантона верхнего мела, в которых можно наблюдать такой переход. В результате подходящее обнажение найдено в Азербайджане.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РАЗРЕЗА

В Азербайджане в северных отрогах хребта Шахдагского (Севанского) в окрестностях сел. Муррут изучен представительный разрез эффузивных пород (ф = 40.5° с.ш., А. = 64.3° в.д.). По геологическим данным [Мамедзаде, Алиев, 1967; Алиев, 1977] верхняя часть обнажения относится к низам сантона, а низлежащие породы - к верхам коньяка позднего мела.

Основная часть разреза представлена серией последовательных генераций туфов, которые затем, по-видимому, спекались и превратились, в основном, в покрасневшие игнимбриты. В нижней и верхней зонах обнажения обнаружены потоки порфиритов с обожженными породами под ними.

Напомним, что красные разности игнимбритов широко распространены в Армении, занимая обширные по площади области. Нами ранее были предприняты всесторонние исследования многочисленных разрезов этих пород [Солодовников, 1989]. В результате сделан вывод о том, что красные разности игнимбритов образовались путем спекания туфов при температурах 600°С и выше. Этот процесс проходил в специфической газовой среде, способствующей стабилизации ферромагнитного состава породы. Таким образом, красные игнимбриты по своим свойствам очень похожи на обожженные породы из зон контактов и являются хорошим объектом при работах по определению $H_{др}$. Неоднократное использование красных игнимбритов в наших предыдущих работах [Солодовников, 2000] подтверждает это положение.

Мощность каждой генерации туфов достигает 10-20 и более метров. Отбор образцов производился преимущественно из верхних частей плас-

тов, там, где покраснение и спекание наиболее интенсивны. По горизонту ориентированные штуфы отбирались на расстоянии 30–50 м. В потоках порфиритов по возможности выбирались образцы из зон шлакования и локальных областей покраснения. Обожженные породы под порфиритами отбирались, как правило, не далее 20–25 см от линий контактов.

Определения абсолютного возраста пород, естественно, могли бы уточнить время образования изученного разреза. Однако неплохое совпадение сведений о возрасте, полученных на основании геологических исследований в двух разных регионах Кавказа (Армения и Азербайджан), позволяет полагать, что они близки к действительным.

Суммарно из разреза было отобрано около 500 ориентированных штуфов, при этом порфириты составляли лишь незначительную часть коллекции.

ЛАБОРАТОРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КОЛЛЕКЦИИ. ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЕЛИЧИН $H_{др}$

После распиловки штуфов на кубики с ребром 24 см на высокоточной лабораторной аппаратуре были произведены измерения естественной остаточной намагниченности – I_n, магнитной восприимчивости – χ и вычислены отношения Кенигсбергера – факторы Q_n, которые в основном составляли 10 и более единиц.

Следующим этапом являлись нагревы образцов по методике Вилсона–Буракова. При этом преследовались две цели: во-первых, произвести определения на образцах, которые оказались пригодными для получения величин $H_{др}$, и, во-вторых, осуществить отбраковку части коллекции до нагревов по методу Телье.

Использование одновременно двух этих методов позволяет в ряде случаев увеличить число образцов, пригодных для вычисления $H_{др}$, что, естественно, повышает надежность полученных результатов. Каждая из этих методик обладает своими достоинствами и недостатками, которые в предшествующих работах мы разбирали неоднократно и подробно; поэтому повторяться не имеет смысла.

Метод последовательных нагревов Телье считается наиболее информативным и надежным, поэтому, несмотря на его трудоемкость, основная масса образцов нагревалась по методу Телье. Схема нагревов следующая: 100°С, 200°С, в интервале 300–500°С температура нагревов увеличивалась последовательно на каждые 50°С, а выше 500°С – через 25°С. После каждого нагрева обязательно производились измерения магнитной восприимчивости, что позволяло осуществлять постоянный контроль за изменением ферромагнитного состава в течение всего цикла нагревов.

Результаты нагревов считались пригодными для последующего вычисления величин $H_{др}$, если выполнялись следующие условия: а) наблюдалось подобие термокривых I_n и I_{rt} в температурном интервале определения палеонапряженности при наличии стабильности направлений I_n; б) изменения ферромагнитного компонента либо отсутствуют, либо очень незначительны.

Исследуемое обнажение оказалось очень хорошим объектом для определения величин палеонапряженности. Так, 238 образцов из примерно 300, обработанных по методике Вилсона–Буракова, показали хорошие результаты, причем отбракованы были главным образом порфириты. По методу Телье лишь незначительная часть нагретых образцов была отбракована в основном из-за отсутствия подобия $I_n(T)$ и $I_{rt}(T)$. В итоге 374 единичных определения $H_{др}$ вошли в статистику. Таким образом, более 600 единичных определений палеонапряженности, полученных в результате использования обеих методик, являются, на наш взгляд, вполне достаточными, чтобы вычисленные величины $H_{др}$ в разрезе считались достаточно надежными.

Полученные результаты сведены в прилагаемую таблицу; в левой ее части приведены палеомагнитные направления и палеополюсы, в правой – определения палеонапряженности раздельно по методике Вилсона–Буракова и методу Телье, а в последней графе даются отношения древнего магнитного момента Земли ($M_{др}$) к современному его значению (M_o). Нумерация контактов-потоков идет от молодых к более древним породам. По геологическим данным, № 1–7 таблицы относятся к низам сантона, а № 8–21 – к верхам коньяка верхнего мела.

Мы уже отмечали, что коллекция главным образом состоит из красных разностей игнимбритов и обожженных пород, испытавших высокотемпературное воздействие в активной газовой среде. Точки Кюри, определенные в процессе лабораторных нагревов, свидетельствуют, что в основной массе образцов ферромагнитной компанентой является гематит. Магнетитсодержащие образцы наблюдаются в порфиритах и реже – в игнимбритах. Иногда штуфы с разными ферромагнитными составляющими могут быть отобраны из одного и того же пласта. На рис. 1 приведены зависимости Араи–Нагаты для двух образцов из одной генерации игнимбритов (№ 8 таблицы): а – гематит-, б – магнитсодержащий образцы. Коэффициенты подобия k практически одинаковые.

На этом же рисунке приведены графики Араи–Нагаты для трех образцов, относящихся к одному и тому же контакту (№ 15–17 таблицы):

Палеомагнитные направления, полюсы и палеонапряженность, определенные на эффузивных породах Азербайджана в интервале верхний коньяк–нижний сантон позднего мела.

№	Порода	N_1	D^0	j^0	α_{95}^0	K	Ф	Λ	A	по Вилсону-Буракову			по Телье			
										n_2	k_1	$H_{др}$, э	n_2	k_2	$H_{др}$, э	$M_{др}/M_0$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
1	Порфирит	16	40	51	5	55	57	136	6	–	–	–	20	0.91 ± 0.03	0.47 ± 0.03	1.08 ± 0.13
2	»	22	39	49	3	119	57	136	3	8	0.95 ± 0.03	0.49 ± 0.03	23	0.91 ± 0.02	0.47 ± 0.02	1.11 ± 0.06
3	Красные игнимбриты	28	38	47	2	144	57	141	2	22	0.93 ± 0.02	0.48 ± 0.02	26	0.92 ± 0.01	0.47 ± 0.01	1.14 ± 0.04
4	»	20	41	52	3	140	56	145	3	24	0.92 ± 0.02	0.47 ± 0.02	23	0.91 ± 0.02	0.47 ± 0.02	1.07 ± 0.06
5	»	16	43	52	4	89	56	136	5	9	0.88 ± 0.03	0.45 ± 0.03	27	0.87 ± 0.02	0.45 ± 0.02	1.03 ± 0.07
6	»	11	43	48	3	196	53	144	3	10	0.76 ± 0.02	0.39 ± 0.02	15	0.78 ± 0.02	0.40 ± 0.02	0.96 ± 0.05
7	»	25	38	53	3	107	59	141	4	23	0.77 ± 0.02	0.40 ± 0.02	26	0.78 ± 0.01	0.40 ± 0.01	0.90 ± 0.04
8	»	38	43	46	2	186	52	146	2	36	0.65 ± 0.02	0.33 ± 0.02	37	0.66 ± 0.01	0.34 ± 0.01	0.83 ± 0.03
9	Обожженный туф	11	34	44	3	200	58	154	4	10	0.59 ± 0.04	0.30 ± 0.04	12	0.61 ± 0.01	0.31 ± 0.01	0.77 ± 0.04
10	Красные игнимбриты	16	35	46	3	160	58	152	4	10	0.57 ± 0.03	0.29 ± 0.03	16	0.59 ± 0.02	0.30 ± 0.02	0.73 ± 0.05
11	»	14	37	47	4	120	57	149	4	11	0.48 ± 0.03	0.25 ± 0.03	14	0.50 ± 0.01	0.26 ± 0.01	0.63 ± 0.04
12	Покрывающий порф.	10	44	58	6	75	56	150	10	9	0.42 ± 0.02	0.22 ± 0.02	10	0.42 ± 0.02	0.22 ± 0.02	0.47 ± 0.05
13	Обожженный туф	16	56	56	4	92	47	148	5	14	0.44 ± 0.01	0.23 ± 0.01	22	0.42 ± 0.01	0.22 ± 0.01	0.48 ± 0.03
14	Обожжен. порфирит	7	48	57	5	161	53	148	6	10	0.42 ± 0.02	0.22 ± 0.02	10	0.42 ± 0.01	0.22 ± 0.01	0.47 ± 0.04
	В сумме по № 12–14	33	51	57	3	60	51	148	4	33	0.43 ± 0.01	0.22 ± 0.01	32	0.42 ± 0.01	0.22 ± 0.01	0.47 ± 0.03
15	Покрывающий порф.	10	51	56	5	95	50	153	6	–	–	–	11	0.41 ± 0.02	0.21 ± 0.02	0.46 ± 0.04
16	Обожженная глина	16	49	58	3	133	53	149	4	9	0.41 ± 0.02	0.21 ± 0.02	18	0.40 ± 0.01	0.21 ± 0.01	0.45 ± 0.03
17	»	7	47	57	6	110	54	147	7	7	0.42 ± 0.03	0.22 ± 0.03	7	0.41 ± 0.02	0.21 ± 0.02	0.45 ± 0.04
	В сумме по № 15–17	33	49	57	3	89	52	150	4	16	0.41 ± 0.02	0.21 ± 0.02	36	0.41 ± 0.01	0.21 ± 0.01	0.45 ± 0.02
18	Порывающий порф.	9	47	55	7	60	53	144	8	10	0.40 ± 0.02	0.21 ± 0.02	9	0.41 ± 0.02	0.21 ± 0.02	0.46 ± 0.05
19	Обожженный туф	8	51	54	5	105	50	141	6	16	0.41 ± 0.02	0.21 ± 0.02	21	0.41 ± 0.01	0.21 ± 0.01	0.47 ± 0.03
	В сумме по № 18, 19	17	49	55	4	80	52	140	5	26	0.41 ± 0.01	0.21 ± 0.01	30	0.41 ± 0.01	0.21 ± 0.01	0.46 ± 0.03
20	Покрывающий порф.	8	51	50	6	60	48	140	7	–	–	–	11	0.40 ± 0.03	0.21 ± 0.03	0.49 ± 0.05
21	Обожженная глина, суглинок	10	50	53	6	70	50	142	7	–	–	–	16	0.41 ± 0.02	0.21 ± 0.02	0.47 ± 0.04
	В сумме по № 20, 21	18	50	52	5	90	50	140	6	–	–	–	27	0.41 ± 0.02	0.21 ± 0.02	0.48 ± 0.04
	В сумме по разрезу	318	44	52	2	202	54	141	2	238	–	–	374	–	–	–

Причечание. Нумерация контактов–потоков в таблице идет от молодых к более древним породам; возраст № 1–7 определен как нижний сантон, а № 8–21 отнесены к верхнему коньяку верхнего мела; n_1, n_2, n_3 – количество определений в контакте-потоке; K – кучность векторов; k_1, k_2 – коэффициенты пропорциональности, равные отношениям I_n/I_{ri}; все палеомагнитные направления вычислены в современной системе координат.

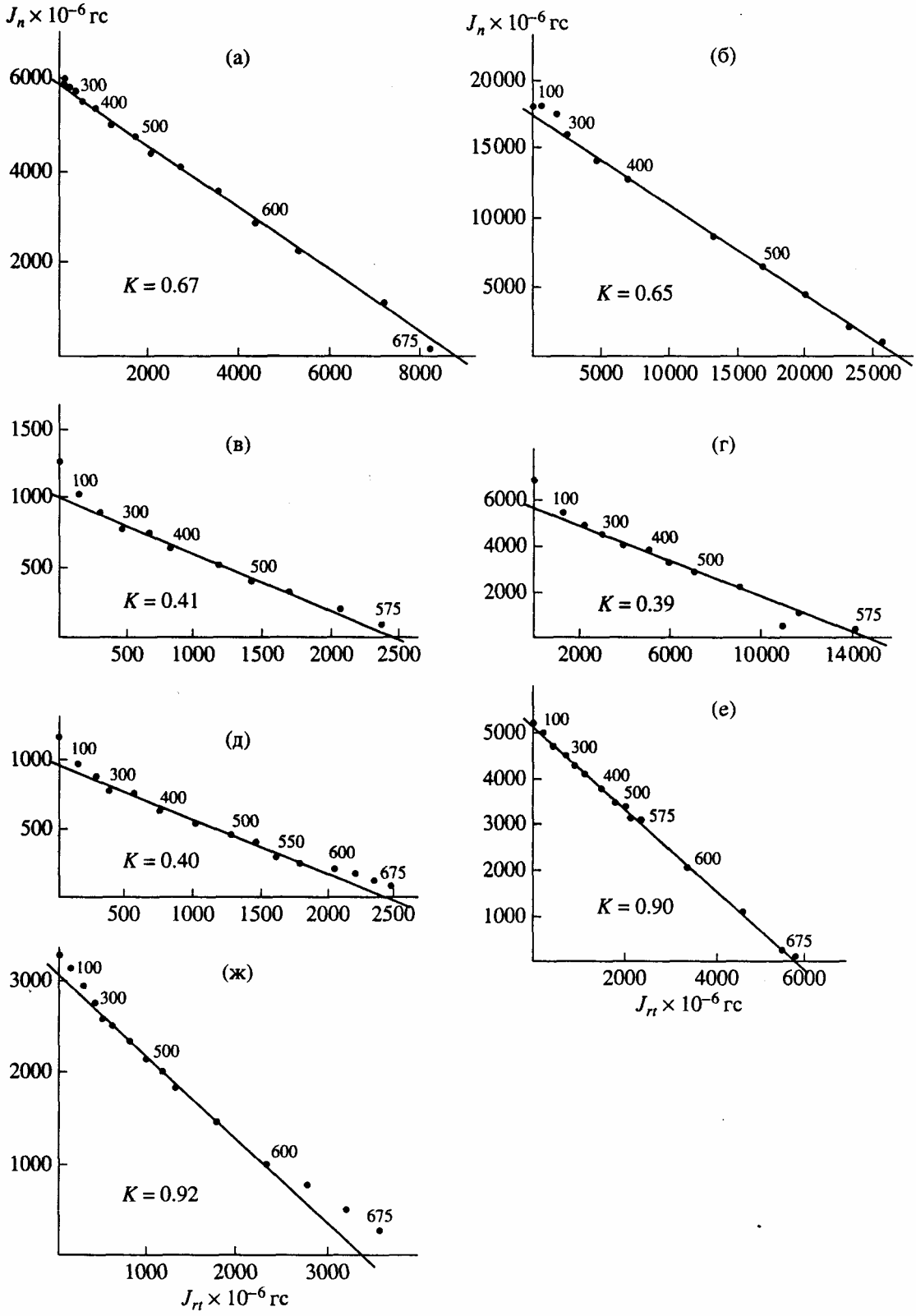

Рис. 1. Зависимости Араи–Нагаты. Красные игнимбриты (№ 8 таблицы): а – гематитсодержащий, б – магнетитсодержащий образцы. Обжигающие порфириты – в (№ 15 табл.). Обожженные по порфиритами (№ 15) породы г – глина (№ 16 табл.), д – красные порфириты (№ 17 табл.). Красные игнимбриты (№ 3 табл.): е – широкий температурный интервал определения коэффициента подобия k, ж – более узкий температурный интервал.

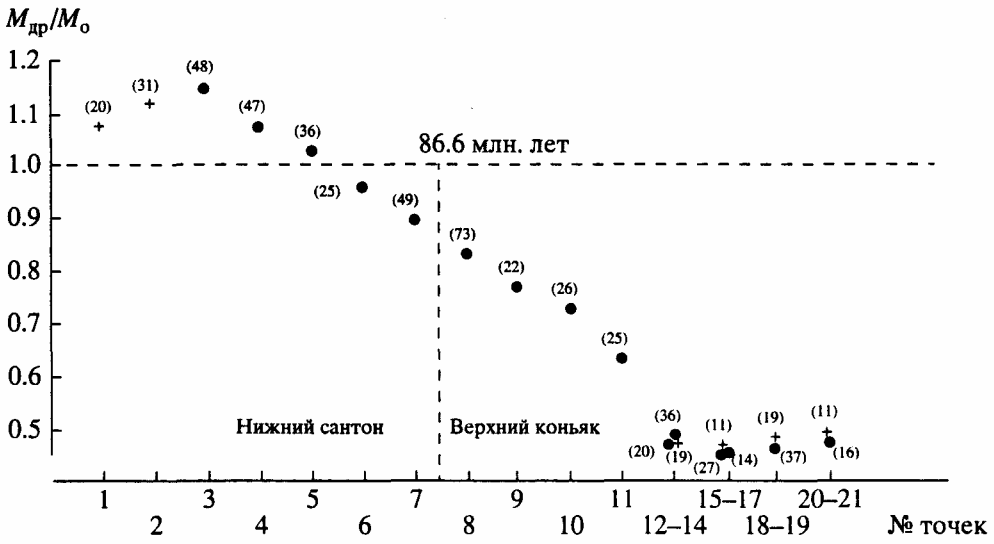

Рис. 2. Графическое изображение изменения величин $M_{др}/M_o$ вдоль разреза. Знаком "+" показаны порфириты, кружками–красные игнимбриты и обожженные породы. Рядом с ними в скобках приводятся суммарные числа определений $H_{др}$ по методам Вилсона–Буракова и Телье.

Нумерация точек по оси абсцисс соответствует нумерации потоков–контактов в таблице.

в – обжигающий порфирит, г – обожженная глина, д – обожженный порфирит. Коэффициенты подобия k близки друг к другу независимо от генезиса и литологии образцов.

Ранее мы уже говорили, что красные разности игнимбритов, как правило, являются хорошим материалом для определения на них величин $H_{др}$. Но при этом все же нередко в начале лабораторных нагревов (примерно до 300°С) наблюдается отсутствие подобия термокривых I_n и I_{rt} при незначительной температурной чистке направления I_n (вязкая намагниченность?). Иногда в области высоких температур нагревов (575–650°С) регистрируются значительные изменения величины χ, что свидетельствует о нестабильности состава ферромагнитных компонент. Но даже в таких образцах вычисление $H_{др}$ осуществляется по 5–7 точкам парных лабораторных нагревов, что, полагаем, является достаточным для получения хороших данных о палеонапряженности. На рис. 1 приведены графики Араи–Нагаты (е) и (ж) для двух образцов из потока красных игнимбритов (№ 3 таблицы). Температурные интервалы определения $H_{др}$ различны, но величины коэффициента пропорциональности k близки друг к другу.

В завершении этого раздела приведем факты, которые подтверждают достоверность (надежность) полученных результатов.

1. Определения $H_{др}$ производились по двум методам: Вилсона–Буракова и Телье. Величины палеонапряженности, независимо от применяемой методики, практически одинаковы по всему разрезу (см. таблицу).

2. Значения $H_{др}$, полученные на покрывающих порфиритах и обожженных ими породах, мало отличаются друг от друга (см. таблицу и графики (в), (г), (д) рис. 1).

3. Генезис пород до обжига не имеет значения. (см. графики (г) и (д) рис. 1).

4. На образцах с существенно отличными ферромагнитными компонентами определения $H_{др}$ почти одинаковы (графики (а) и (б) рис. 1).

5. Суммарное число определения $H_{др}$ по обеим методикам превышает 600, а в большинстве отдельных потоков–контактов оно равно 20 и больше единичным определениям. Полагаем, что этого достаточно, чтобы считать полученные величины $H_{др}$ по всему разрезу статистически обоснованными и надежными.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Вычисленные отношения $M_{др}/M_o$, представленные в последней колонке таблицы, в графическом виде показаны на рис. 2. Знаками "+" обозначены порфириты, а кружками – обожженные породы и красные игнимбриты. Рядом с ними в скобках приведены числа суммарных определений $H_{др}$. По оси абсцисс отложены номера потоков–контактов, соответствующие нумерации таблицы.

Не зная временных интервалов между потоками–контактами, мы вынужденно использовали линейный горизонтальный масштаб. С большой степенью вероятности можно предположить, что временны интервалы между потоками на самом деле не одинаковы, а, следовательно, форма кри-

вой $M_{др}/M_0$ во времени будет иметь другой вид, может быть, более сложный. Правда, на данном этапе исследований такое явно не соответствующее действительности допущение об одинаковых временных интервалах между потоками не является существенным, ибо основная наша цель заключалась в доказательстве существования переходов между уровнями палеонапряженности.

Временной интервал пермь–нижний мел на основании наших предыдущих исследований был отнесен к области низкого уровня палеонапряженности при среднем значении $M_{др}/M_0$, равном примерно 0.4. Исходя из этого, точки 12–21 обнажения могут быть отнесены к самой молодой по возрасту части этого интервала. Временной отрезок от нижнего сантона верхнего мела и до конца нижнего эоцена предположительно относится к области высокого уровня палеонапряженности (возможно, $H_{др}$ даже несколько больше современного ее значения) [Солодовников, 1998]. Думаем, точки 1–4 разреза относятся к самому началу этого высокого уровня. Таким образом, можно полагать, что в изученном разрезе зафиксирован весь переход от низкого к высокому уровню $H_{др}$.

Исходя из геологических данных, процесс непосредственного перехода на другой уровень палеонапряженности можно назвать кратковременным (может быть, не более 1 млн. лет), и предвестников такого события в поведении величины $H_{др}$ и положения магнитного полюса Земли пока не обнаружено.

Палеомагнитные полюсы потоков в процессе перехода на другой уровень совершают незначительные петлеобразные–кругообразные перемещения вокруг среднего для разреза в целом положения. Такие ненаправленные движения полюса, на наш взгляд, разумнее связать с обычными его флюктуациями, а не сменой уровней палеонапряженности. Положение, когда резко меняется модуль магнитного момента Земли (примерно в 2 раза), а направление вектора остается практически неизменным, на первый взгляд, кажется странным; возможно, теоретики, занимающиеся проблемами геодинамо, найдут этому какое-то объяснение.

Выше уже отмечалось, что ранее в Армении производились определения $H_{др}$ на обожженных контактах меловых эффузивных пород и, в частности, сантон–коньяке верхнего мела. Немногочисленные наши определения $H_{др}$, полученные тогда, не противоречат данным об $H_{др}$ при исследовании настоящего разреза и неплохо укладываются в предлагаемую схему изменения палеонапряженности.

В мировом банке данных о палеонапряженности [Perrin, Shcherbakov, 1997] определений $H_{др}$ в интересующем нас временном отрезке, к сожалению, не имеется. Лишь в публикации [Pick T., Tauxe L., 1993] авторами приводится вычисление палеонапряженности на базальтовых стеклах из океанических кернов верхнемелового возраста, и средняя величина $M_{др}/M_0$ равна примерно 0.36, что близко к результатам, полученным нами на породах аналогичного возраста. Правда, наиболее молодой керн датируется 84 млн. лет, но следует учесть, что возраст определялся по линейным магнитным аномалиям и может быть недостаточно точным.

В нашей публикации [Солодовников, 1999] были приведены результаты по определению палеонапряженности в плиоцене. В позднем плиоцене (примерно 2.5 млн. лет) обнаружена и подробно исследована зона перехода от низкого уровня палеонапряженности к высокому. При этом геологический возраст определений $H_{др}$ удалось определить достаточно точно. Динамика переходов, за исключением мелких несущественных деталей, в обоих случаях очень похожа и характеризуется незначительным по геологическим масштабам временем, в течение которого эти процессы осуществляются.

В заключение этого раздела напомним, что во время изучения разреза мы рассматривали изменения величины $H_{др}$ в относительно крупном временном масштабе, принятом нами для того, чтобы лучше рассмотреть сам процесс перехода с одного уровня $H_{др}$ на другой. Однако, нельзя забывать, что продолжительность существования низкого уровня $H_{др}$ (пермь–мел) составляет 200 млн. лет, и графическое его изображение вместе с самим переходом на другой уровень должно быть представлено в значительно более мелком масштабе. При этом, естественно, изменится и графический внешний вид перехода: кривая роста $H_{др}$ будет идти намного круче, а само время переходного процесса окажется несравнимым со временем существования низкого уровня $H_{др}$.

ВЫВОДЫ

Изучен еще один переход с низкого уровня палеонапряженности на высокий. Показана динамика этого процесса и приводятся характерные его черты: относительная кратковременность и отсутствия при этом направленных движений палеомагнитного полюса.

Обнаружение таких переходных областей является косвенным доказательством существования и самих уровней палеонапряженности.

С учетом наших прежних работ подтверждено время перехода: нижний сантон-верхний коньяк верхнего мела.

Найденная граница существования двух уровней $Я_{др}$ может быть использована как репер при решении некоторых геологических и стратигра-

фических задач в случаях, когда при определении возраста объекта возникают трудности.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 99-05-64879) и ИНТАС (проект № 99-0348).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алиев О.Б. Новые данные о возрасте копалоносной свиты на Малом Кавказе // Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле. 1977. № 2. С. 3-10.

Большаков А.С., Солодовников Г.М., Вечфинский В.С. Определение палеонапряженности геомагнитного поля в позднемеловое время по намагниченности обожженных пород // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1978. № 12. С. 83-92.

Большаков А.С., Солодовников Г.М. О напряженности геомагнитного поля в позднемеловое время // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1981. № 10. С. 58-68.

Большаков А.С., Гапеев А.К., Нгуен Тхи Ким Тхоа, Солодовников Г.М. Определение напряженности геомагнитного поля в верхнем мелу по намагниченности эффузивных пород // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1981. №4. С. 86-90.

Мамедзаде О.Б., Алиев О.Б. Стратиграфия меловых отложений северо-восточной части Малого Кавказа (Азербайджанская ССР). Баку: Изд-во АН АзССР. 1967. С. 303.

Солодовников Г.М. Палеомагнитные исследования новейших игнимбритов Армении. Исследования в области палеомагнетизма и магнетизма горных пород / Под ред. Щербаковой В.В. М. 1989. С. 148-191.

Солодовников Г.М. Палеонапряженность геомагнитного поля в интервале 320 млн. лет // Докл. РАН. 1995а. Т. 344. № 3. С. 387-390.

Солодовников Г.М. Данные о палеонапряженности геомагнитного поля Земли в интервале 80-320 млн. лет и их интерпретация // Физика Земли. 19956. № 5. С. 38-42.

Солодовников Г.М. Напряженность магнитного поля Земли в эоцене // Физика Земли. 1998. № 10. С. 84-88.

Солодовников Г.М. Напряженность магнитного, поля Земли в плиоцене // Физика Земли. 1999. № 10. С. 84-89.

Солодовников Г.М. Палеонапряженность геомагнитного поля в плейстоцене, определенная на эффузивных породах Армении // Физика Земли. 2000. № 6. С. 35-44.

Perrin M., Shcherbakov V.P. Palaeointensity of the Earth magnetic field for the past 400 MA: evidence for a dipole structure during the mesozoic low // J. Geomag. Geoelect. 1997. V. 49. P. 601-614.

Pick T., Tauxe L. Geomagnetic palaeointensities during the Cretaceous normal superchron measured using submarine basaltic glass // Nature. 1993. V. 366. P. 238-242.