

УДК 550.384

ВЕКОВЫЕ ВАРИАЦИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ И ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПУЛЬСЫ В ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ ТРАППАХ НОРИЛЬСКОЙ И МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ ПРОВИНЦИЙ

© 2011 г. В. Э. Павлов¹, Ф. Флуто², Р. В. Веселовский^{1,3}, А. М. Фетисова³, А. В. Латышев^{1,3}

¹Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва

²Парижский институт физики Земли

³Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва

Поступила в редакцию 24.05.2010 г.

На основе детальных палеомагнитных исследований эффузивных пермо-триасовых траппов долины р. Котуй показано, что вулканическая активность, приведшая к формированию изученной толщи, происходила в форме вулканических пульсов и единичных извержений, чья суммарная длительность (без учета периодов затишья) составляла не более 7000–8000 лет. Анализ палеомагнитных данных, полученных ранее Хейнеманном с соавторами [Heinemann et al., 2004] по разрезам Абагалах и Листвянка (Норильский регион), показывает, что формирование этих разрезов произошло в ходе 25 вулканических пульсов и единичных извержений, длившихся, в общей сложности, также около 8000 лет. При этом суммарное время формирования норильского разреза (включая периоды покоя), превышало 10–100 тысяч лет, а котуйского разреза, возможно, было несколько меньше. Сравнение виртуальных геомагнитных полюсов, рассчитанных для норильского и котуйского разрезов не дает оснований полагать, что формирование этих разрезов происходило в разное время. Разброс виртуальных геомагнитных полюсов, рассчитанных на уровне дирекционных групп и индивидуальных направлений (всего 58) совместно для обоих разрезов (более 160 лавовых потоков), указывает на то, что уровень вековых вариаций геомагнитного поля на границе перми и триаса был близок к таковому за последние 5 млн. лет.

МВВЕДЕНИЕ

Около 250 млн. лет назад на границе перми и триаса произошло крупнейшее в истории нашей планеты массовое вымирание [Sepkoski, 1982]. Значительное число исследователей (см. напр., [Courtillot, Olson, 2007]) связывают это катастрофическое событие с происходившим практически в это же время формированием Сибирских траппов, повлекшим за собой быстрое излияние огромного количества вулканического материала.

Однако если пермо-триасовые вулканические породы Сибирской трапповой провинции изливались равномерно, то, принимая во внимание имеющиеся оценки их объема (2–5 млн. км³) [Fedorenko et al., 1996; Васильев, 2000] и длительности (~1 млн. лет) [Fedorenko et al., 1996; Renne, Basu, 1991], средняя скорость их извержения должна была бы составлять 2–5 км³/год. Эта величина сопоставима (или, даже, в несколько раз меньше) с объемами базальтов, формирующихся ежегодно в современных срединно-океанических хребтах, и установленных для известных исторических извержений [Davies, 1999; Thordarson, Self, 2003] и, таким образом, представляется совершенно недостаточной, чтобы вызвать катастрофические изменения климата и биосферы.

С другой стороны, не существует никаких оснований полагать, что формирование траппов проис-

ходило равномерно. Более того, результаты последних исследований траппов Декана [Chenet et al., 2008] указывают на то, что извержения происходили пульсами, в течение относительно коротких промежутков времени, внутри значительно более узких временных рамок, чем те, которые реально позволяют устанавливать современные изотопные методы.

Цель настоящей работы состояла в том, чтобы проверить существование таких пульсов при образовании Сибирских траппов, получить ограничения на их объем и длительность.

МЕТОД

Вслед за авторами работы [Chenet et al., 2008] мы использовали метод, опирающийся на анализ геомагнитных вековых вариаций, записанных в лавовых потоках. Вулканические потоки при своем остывании приобретают термоостаточную намагниченность, которая фиксирует текущее направление геомагнитного поля в месте излияния потока. Но магнитное поле в геологическом масштабе времени изменяется достаточно быстро. Имеющиеся оценки [Gallet et al., 2002] указывают на то, что изменение направления геомагнитного поля происходит в среднем со скоростью 2° за столетие и больше. Принимая во внимание точность определения среднего палеомагнитного направления в лавовых потоках (4°–6°), это означает, что потоки, излившиеся с про-

межутком времени бóльшим 300–400 лет, будут, как правило, иметь статистически различные средние палеомагнитные направления. И напротив, потоки, формирование которых происходило внутри этого временного интервала, будут иметь статистически неразличимые палеомагнитные направления.

Следовательно, если средние направления соседних потоков не различаются статистически (например, на 95-% уровне доверия) между собой, их можно объединить в дирекционные группы, отвечающие единичному вулканическому пульсу. Здесь и далее под вулканическими пульсами мы будем понимать кратковременные всплески вулканической активности (и отвечающие им серии потоков), разделенные относительно более длительными “спокойными” интервалами времени.

Количество дирекционных групп и индивидуальных направлений (отвечающих единичным потокам, статистически отличающимся по своим средним направлениям от соседних потоков) в этом случае будет соответствовать количеству всплесков вулканизма, в течение которых сформировался исследуемый разрез. При этом принимается, что каждый вулканический пульс формировался в течение 300–400 лет или меньше, а каждый единичный поток отвечает временному интервалу меньше 10–100 лет [Thordarson, Self, 2003; Chenet et al., 2009].

Статистическая процедура, которую мы использовали при выделении дирекционных групп и индивидуальных направлений описана в [Chenet et al., 2009].

Отметим, что изменение направления поля происходит не однонаправлено, и на диаграмме D-I (склонение–наклонение, см. напр., [Gallet et al., 2002]) возможны перекрытия. Однако представляется, что вероятность таких перекрытий для соседних пульсов достаточно мала. Если же такое событие все же произойдет, тогда вместо двух пульсов мы сможем зафиксировать только один, что в результате приведет к некоторому незначительному занижению оценки числа пульсов в разрезе.

Второе палеомагнитное ограничение, которое мы использовали при изучении лавовых потоков, базируется на гипотезе центрального осевого диполя [Храмов и др., 1982], широко принятой в палеомагнитном сообществе. Согласно этой гипотезе, геомагнитное поле, осредненное за достаточно большой промежуток времени, совпадает с полем магнитного диполя, расположенного в центре Земли и направленного по ее оси вращения. Время, за которое проводится усреднение, должно быть достаточно, чтобы “обнулить” геомагнитные вариации и в настоящее время большинством исследователей принимается равным 10^4 – 10^5 лет [Таухе, 2010]. Если эта гипотеза верна (а в пользу этого говорят многочисленные исследования – для обзора см. [McElhinny, 2004]), то среднее палеомагнитное направление, полученное для стратиграфического интервала, сформировавшегося в течение 10^4 – 10^5 лет и больше,

будет отвечать полюсу диполя, совпадающему с полюсом вращения Земли (понятно, что рассматриваемый временной промежуток при этом должен быть меньше времени, при котором необходимо принимать во внимание движение плит – т.е. ~5 млн. лет). Такой полюс, усредняющий в себе вековые вариации, называется палеомагнитным полюсом.

Соответственно, если для некоторого стратиграфического интервала неизвестной длительности мы получаем расчетный полюс, статистически значимо отличающийся от известного (для данного времени и для данного тектонического блока) палеомагнитного полюса, это дает нам основание считать, что вековые вариации в этом интервале не полностью усреднены. А это, в свою очередь, дает основание полагать, что длительность формирования рассматриваемого стратиграфического интервала меньше 10^5 лет. В результате мы получаем второе палеомагнитное ограничение, которое можно использовать при оценке длительности формирования трапповых вулканических разрезов.

Третье и четвертое палеомагнитные ограничения применимы в том случае, если в исследуемом разрезе можно выделить интервалы, соответствующие геомагнитной инверсии или геомагнитному экскурсу. Поскольку длительность инверсий и экскурсов согласно существующим оценкам [Merrill et al., 1996] обычно не превышает соответственно 5–10 тыс. лет и 2–3 тыс. лет, это позволяет говорить, что продолжительность формирования соответствующих интервалов разреза также не превышает этих значений.

Важно отметить, что каждое из перечисленных палеомагнитных ограничений следует использовать с известной осторожностью, поскольку все они базируются на тех или иных допущениях. С другой стороны, необходимо также понимать, что эти допущения часто имеют под собой солидное обоснование и опираются на широкую практику палеомагнитных исследований.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ

В течение полевых сезонов 2008–2009 гг. мы выполнили магнитостратиграфические исследования нижней части траппового вулканического разреза Маймеча-Котуйского района (рис. 1). В ходе этих работ был изучен и опробован ряд обнажений, выходящих на поверхность вдоль долины р. Котуй в районе устья р. Медвежьей и в 10 км ниже пос. Каяк (рис. 1). В стратиграфическом отношении изученная часть разреза отвечает арыджангской свите и значительной части онкучакской свиты коготокской серии. В настоящей работе, вслед за [Fedorenko et al., 2000], принимается, что самые ранние потоки и туфы, залегающие на терригенных породах тунгусской серии (C_2 - P_2) и выделяемые рядом авторов в состав хардахской или потокойской свиты [Его-

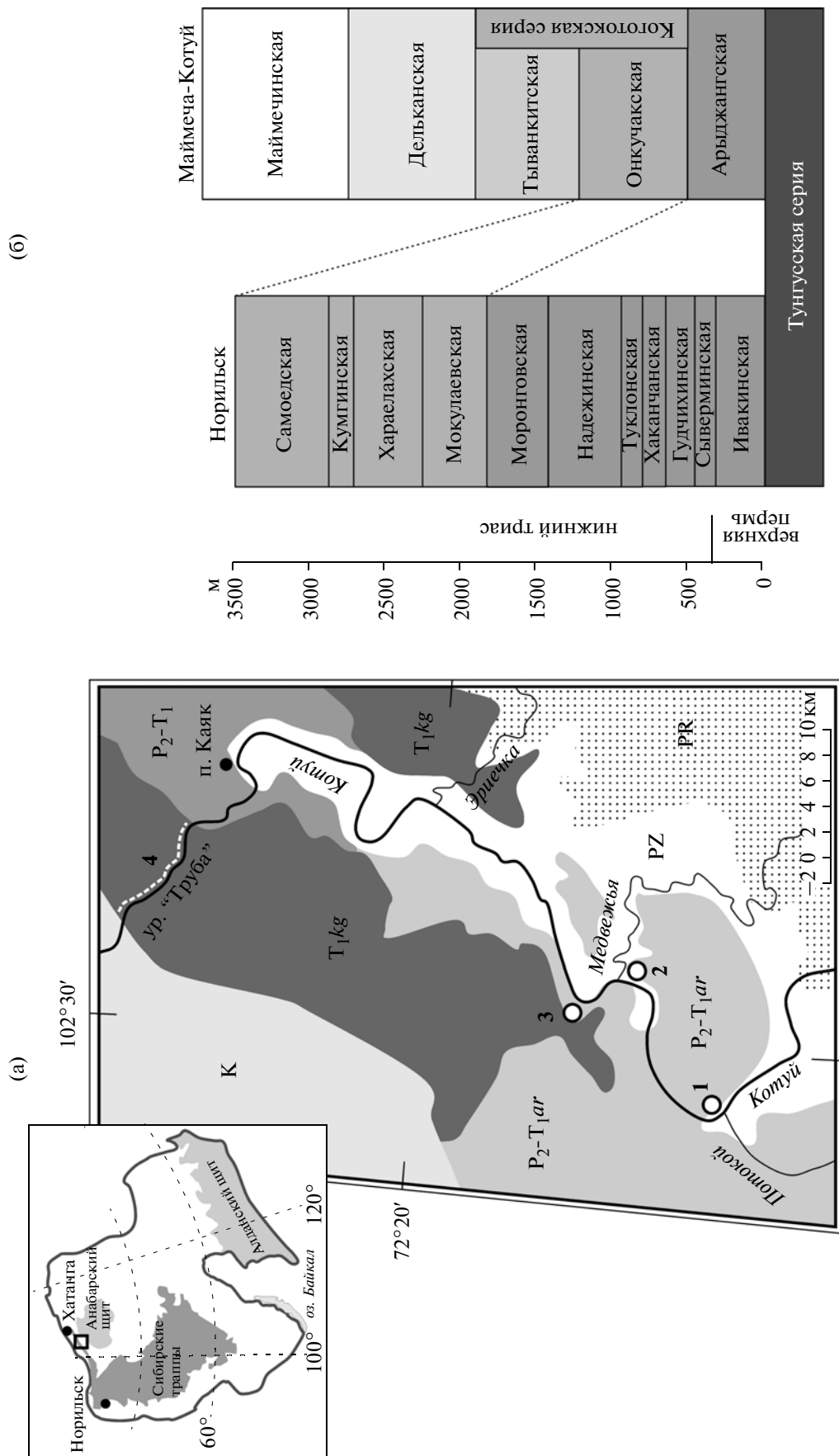


Рис. 1. (а) – Географическое положение изученных разрезов и геологическая схема района работ; (б) – стратиграфия и корреляция траппов Маймечя-Котуйского и Норильского регионов по [Fedotenko et al., 2000], с упрощениями. Черным квадратом на рис. 1а показано географическое положение района работ; черными кружками и цифрами 1, 2, 3 показано положение изученных обнажений арыджангской свиты, белым пунктиром и цифрой 4 – положение изученной серии обнажений онкучаковской свиты (урочище “Труба”). Т₁kg – арынджангская свита, PZ, PZ₂-T₁ar и K – протерозойские, палеозойские, верхнепермские-раннетриасовые и меловые отложения соответственно.

ров, 1995], являются нижней частью арыджангской свиты.

Арыджангская свита сложена, преимущественно, потоками щелочных ультраосновных и основных пород (мела-нефелинитов, мелилитов, лимбургитов, пикритов) с отдельными маломощными прослоями туфов. Общая мощность свиты в районе работ составляет примерно 340 м. В изученных обнажениях породы залегают практически горизонтально. От основания до кровли арыджангской свиты нами было опробовано 37 потоков. В обнажении 1 (см. рис. 1, табл. 1) были отобраны подряд потоки hard 1—hard 6, в обнажении 2 — подряд потоки medv1—medv 4, в обнажении 3 — подряд потоки flow 0—flow 26, с возможным небольшим перерывом между потоками flow 10 и flow-3.

Онкучакская свита отвечает нижней части коготокской серии [Fedogenko et al., 2000] и сложена, главным образом, толеитовыми базальтами. В изученной серии обнажений (урочище “Труба”) нами было произведено опробование непрерывной последовательности 43 потоков онкучакской свиты (с пачкой туфов мощностью ~20 м между потоками flow 3 и flow 4), общей мощностью около 360 м. Потоки, образующие свиту, слабо (3°—5°) наклонены в северо-западном направлении. Поскольку выходящие вблизи поверхности осадочные породы тунгусской серии залегают практически горизонтально, мы рассматриваем наклон потоков как отражающий палеорельеф, а не последующие тектонические деформации.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ

Из каждого потока нами было отобрано от 8 до 20 образцов, при их ориентировке использовался магнитный компас. Какого бы то ни было влияния пород на показания компаса обнаружено не было, что согласуется с информацией, полученной нами от наших немецких коллег, ранее работавших на этих обнажениях с использованием солнечного и магнитного компасов (Cristoph Heunemann — персональное сообщение). Лабораторные палеомагнитные исследования выполнялись в Институте физики Земли РАН (г. Москва), Петромагнитной лаборатории геологического факультета МГУ и в Парижском институте физики Земли в соответствии со стандартной методикой [Zijderveld, 1967; Храмов и др., 1982; Шипунов, 1999; Collinson, 1980; Kirschvink, 1980; McFadden, 1988; McFadden, McElhinny, 1990; Enkin, 1994; Torsvik et al., 1990].

Все образцы были подвергнуты детальной температурной чистке, которая выполнялась до температур 580—680°C. Число шагов чистки составляло обычно не менее 15, в ряде случаев детальность чистки увеличивалась. Для размагничивания образцов использовались немагнитные печи (в том числе TD-80 производства Magnetic Measurements Ltd.,

UK) с величиной нескомпенсированного поля не более 5—10 нТ. Измерения остаточной намагниченности производились на криогенном магнитометре фирмы 2-G Enterprises и спин-магнитометре JR-6. Измерения намагниченности выполнялись в пространстве, экранированном от внешнего магнитного поля. Обработка измерений выполнялась при помощи пакета программ Энкина [Enkin, 1994], использующего при выделении компонент намагниченности метод PCA [Kirschvink, 1980]. Расчет параметров вековых вариаций производился с использованием пакета программ Токс [Tauхе, 2010].

Качество палеомагнитной записи различно в разных потоках. Наиболее уверенно и четко палеомагнитный сигнал выделяется в образцах онкучакской свиты. В большинстве образцов этой свиты уверенно выделяется две компоненты намагниченности.

Относительно менее стабильная компонента намагниченности, имеющая направление близкое к направлению современного магнитного поля, удаляется при прогреве до 200—250°C. После этого остается единственная (характеристическая) компонента намагниченности, разрушающаяся на температурном интервале 200—600°C (рис. 2а, 2б). В пяти потоках из нижней части свиты (flow 6—flow 11), палеомагнитная запись сильно “зашумлена”, и это не позволило нам выделить в них характеристическую намагниченность.

В арыджангской свите, в целом, палеомагнитная запись хуже, чем в онкучакской. Тем не менее, за счет увеличения числа отбираемых образцов и концентрации на наиболее перспективных для сохранения сигнала частях потоков, нам удалось получить средние палеомагнитные направления практически для всех опробованных стратиграфических уровней. К сожалению, в отдельных потоках (см. табл. 1) нам не удалось получить желаемой точности определения среднего направления (характеризующейся величиной радиуса круга доверия — α_{95}). Компонентный состав намагниченности в породах арыджангской свиты такой же, как в породах онкучакской свиты (рис. 2а, 2б): присутствуют две компоненты, одна — относительно менее стабильная, с направлением близким к современному полю; другая — более стабильная, древняя, характеристическая. Менее стабильная компонента разрушается при прогреве до 200—250°C; спектр разблокирующих температур характеристической компоненты тянется до 550—600°C и иногда выше.

Распределение средних по потокам направлений характеристической компоненты для обеих свит показано на рис. 2в, 2г. Как видно из этого рисунка и табл. 1, имеются направления прямой и обратной полярности. Средние направления прямой и обратной полярности почти антиподальны, тем не менее, тест обращения [McFadden, McElhinny, 1990] дает отрицательный результат для всей совокупности векторов в целом и для арыджангской свиты в отдельности. Причиной этого может быть как недо-

Таблица 1. Средние палеомагнитные направления для изученных потоков и выделенных дирекционных групп Котуйского разреза

Поток	N	D	I	alfa95	Пульс/ N	Индивиду- альное на- правление	D	I	alfa95
Арыджангская свита									
hard 1	5	281.3	-65.3	16.1		E1			
hard 2	7	308.5	-67.4	9.3	P1		308.3	-68.9	4.2
hard 3	7	305.6	-67.4	7.5	P1				
hard 4	5	311.3	-71.8	14.2	P1				
hard 5	5	326	-70.1	6.2	P2		307.5	-71.0	
hard 6	3	289	-70	24.6	P2				
medv 1	6	134.7	71.1	9	P3		132.5	70	
medv 2	10	130.6	68.9	8.2	P3				
medv 3	9	81.9	81.2	8	P4		129.4	85.1	4.3
medv 4	7	68.5	86.9	8.3	P4				
flow 0	7	167.6	79.5	9.3	P4				
flow 1	14	141.5	86.8	5.1	P4				
flow 2	12	149.4	82.4	8.2	P4				
flow 3	13	119.6	86.7	5.6	P4				
flow 4	17	113.1	79.7	4.4	P5		107.1	76.7	4.9
flow 5	13	120.3	75.8	5	P5				
flow 6	11	98.2	78.6	6.2	P5				
flow 6b	8	99.1	71.8	4.3	P5				
flow 7	12	178.8	82.6	4.9	P6		173.0	79.1	4.4
flow 8	14	162.8	76	4.9	P6				
flow 9	15	162.6	78.8	4.7	P6				
flow 10	8	191.2	78.1	4.6	P6				
flow-3	10	262.1	75	9.6		E2			
flow-2	15	294	80.9	3.1		E3			
flow-1	7	268.3	71	7.4		E4			
flow 13	7	109.8	84.3	10.9		E5			
flow 14	13	101.7	69.9	10.1	P7		104.3	72.7	7.3
flow 15	15	103.2	70.1	5.5	P7				
flow 16	17	110.6	78	4.1	P7				
flow 1718	15	211.9	83.9	8.8	P8		174.1	82.3	
flow 19	7	154.5	78.8	6.5	P8				
flow 20	13	220.7	75.2	5.2		E6			
flow 21	13	156.9	79.5	9.4		E7			
flow 22	12	126	79.5	10		E8			
flow 23	6	113.9	64.8	9.9		E9			
flow 25	8	156.6	72	5.6		E10			
flow 26	9	104.2	68.1	4.3		E11			
Онкучакская свита									
fl 1	16	117.6	71.8	4.5	P9		112.6	74.0	4.1
flow 2	21	114.6	74.8	3.6	P9				
flow 3	20	104.5	75.3	3	P9				
flow 4	15	292.6	-75.4	5	P10		297.1	-70.9	8.1
flow 5	7	285.1	-62.2	10.7	P10				
flow 12	10	309.1	-71.2	11.3	P10				
flow 13	5	307	-73.5	9.2	P10				
flow 14	7	270.1	-60.8	20.8		E12			
flow 15	7	283.7	-64.9	7.5	P11		277	-65.3	5.2
15crust	11	269.8	-67.3	8.3	P11				
fl 16	9	276.8	-63.5	7.6	P11				
fl 17	9	261.6	-61.1	6.5	P12		268.0	-70.9	6.2
fl 18	10	256.4	-73.4	5.3	P12				
fl 19	8	283.6	-71.5	6.3	P12				
fl 20	9	263.7	-74.8	7.4	P12				
fl 21	9	276.5	-72.2	5.3	P12				
fl 21	10	313.4	-79.1	4.8	P13		309.0	-78.6	2.8
flow 22	11	300.2	-79.3	4.5	P13				
fl 23	10	312.5	-77.2	3.2	P13				

Таблица 1. Окончание

Поток	<i>N</i>	<i>D</i>	<i>I</i>	alfa95	Пульс/ <i>N</i>	Индивидуальное направление	<i>D</i>	<i>I</i>	alfa95
fl 24	10	283.9	-72.4	4.6	P14		294.7	-72.2	4.8
fl 25	8	306.2	-76	5	P14				
fl 26	8	298.5	-71.8	4.8	P14				
fl 27	9	292.9	-68.1	5.3	P14				
fl 28	9	314.9	-72.2	4.4	P15				
fl 29	10	310.8	-73.4	3.4	P15				
flow 30	10	322.3	-73.3	6.5	P15				
fl 31	10	321.6	-68.4	5.5	P15				
fl 32	11	298.3	-68.6	4.6					
fl 33	9	324.1	-65	6.8					
fl 34	10	295.2	-69.8	2.4		E13 E14 E15	317.6	-71.9	3.3
fl 35	10	308.9	-70.9	7.6	P16				
flow 36	10	295.7	-68.6	5	P16				
flow 37	10	309.1	-69.2	6	P16				
fl 38	11	311.1	-69.6	4.8	P16				
fl 39	8	306.7	-70.2	5.4	P16				
fl 40	10	296.8	-68.6	4.1	P16				
fl 41	9	244.6	-51.3	6.9					
fl 42	10	237.7	-46.1	8.2					
Среднее для арыджангской свиты									
Обратная полярность	6	302.9	-69.3	5.2					
Прямая полярность (все)	31	137.4	81.5	3.6					
Прямая полярность (без аномальных направлений потоков flow-3, flow-2, flow-1)	28	131.5	79.5	3.1					
				$\gamma/\gamma_c = 10.4/7.1$					
Среднее для онкучакской свиты									
Обратная полярность	35	289.1	-70.8	3.3					
Обратная полярность (без аномальных направлений потоков fl 41 и fl 42)	33	294.5	71.3	2.4					
Прямая полярность	3	112.6	74.0	4.1					
				$\gamma/\gamma_c = 2.8/8.1$					
Общее среднее для арыджангской и онкучакской свит									
Обратная полярность	41	291.3	-70.7	2.9	16		284.4	-68.9	6.1
Прямая полярность	34	133.7	80.9	3.4	17		143.2	81.8	5.9
Обратная полярность (без аномальных направлений потоков fl 41 и fl 42)	39	295.9	-71.1	2.2	14		295.4	-70.0	3.7
Прямая полярность (без аномальных направлений потоков flow-3, flow-2, flow-1)	31	128.9	79.0	2.9	14		131.7	78.0	4.8
				$\gamma/\gamma_c = 8.5/3.5$					
Прямая + обратная полярности (без аномальных направлений потоков fl 41, fl 42, flow-3, flow-2, flow-1)	70	124.7	74.7	1.9	28		121.5	74.2	3.3
				$\gamma/\gamma_c = 9.1/5.9$					
Полос K1*: Plat = 48.3; Plong = 140.4 A95 = 5.7; N = 28									
Интервал прямой полярности <i>N</i> выше переходной зоны	15	124.8	77.3	4.7	10		130.8	77.8	6.5
Полос K2*: Plat = 52.2; Plong = 130.6 A95 = 11.8; N = 10									

Примечания: * – полюс рассчитан как средний (по дирекционным группам и индивидуальным направлениям) VGP для средней точки с координатами 71.3° с.ш., 102.5° в.д.

P – выделенные пульсы с соответствующими номерами, считая от основания; E – индивидуальные направления с соответствующими номерами, считая от основания разреза; *N* – число образцов, использованных для расчета средних направлений потоков; *D*, *I* – средние отклонения и наклонения потоков, пульсов; alfa 95 – радиус круга доверия, γ/γ_c – значение углового расстояния и критического угла для сравниваемых средних направлений [McFadden, McElhinny, 1990].

Котуйский разрез

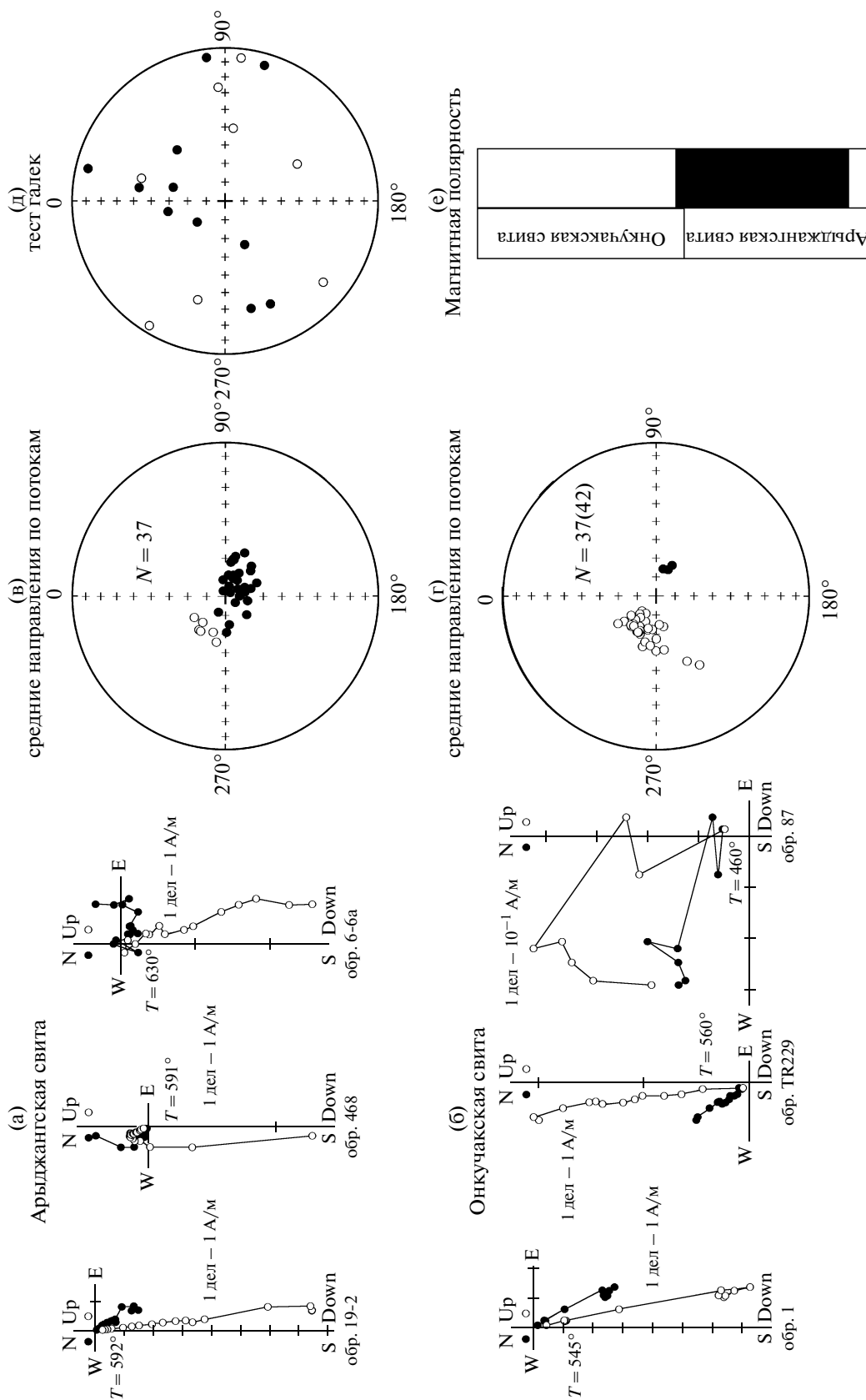


Рис. 2. Палеомагнитная характеристика изученных свит котуйского разреза: (а), (б) — диаграммы терморазмагничивания образцов арылжантской и онкучакской свит; (в), (г) — распределение средних по потокам направлений характеристической намагниченности; (д) — тест галак; (е) — магнитная полярность пород изученного разреза — черным цветом показана прямая полярность, белым — обратная полярность.

статочное осреднение вековых вариаций, так и наличие некоторого относительно небольшого вклада не полностью удаленной современной компоненты. При этом мы отмечаем, что, хотя и для малого числа образцов одной из полярностей, тест обращения формально положителен для онкучакской свиты (табл. 1).

В нижней части арыджангской свиты из прослоя туфов нами были отобраны гальки вулканитов. Распределение стабильных компонент этих галек показано на рис. 2д. Длина суммарного вектора R для данного распределения равна 2.33, что существенно меньше критического (на 95% уровне доверия) значения $R_0 = 6.98$ [Watson, 1956]. Следовательно, тест галек дает положительный результат, и выделенные характеристические компоненты галек сформировались до разрушения исходных пород.

Детальные магнитоминералогические исследования пород онкучакской свиты показали, что основным магнитным минералом-носителем намагниченности является первичномагматический гомогенный титаномагнетит с точками Кюри от 250 до 400°C. В некотором количестве присутствуют также зерна гетерофазноокисленного титаномагнетита, образовавшегося при остывании первичного расплава. Подробнее магнитная минералогия котуйского траппового разреза будет рассмотрена в отдельной статье [Латышев и др., в печати].

Присутствие магнитных минералов, сформировавшихся на начальных стадиях существования пород, положительный тест конгломератов, наличие почти антиподальных направлений прямой и обратной полярности и близость рассчитанных направлений к “трапповым” направлениям, полученным по другим регионам, свидетельствует в пользу того, что выделенная характеристическая намагниченность является первичной или близкой к ней намагниченностью. Первичность намагниченности также подтверждается существованием в разрезе дирекционных групп статистически значимо отличающихся друг от друга.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Дирекционные группы и индивидуальные направления

В общей сложности в ходе работы изучено 80 потоков арыджангской и онкучакской свит. Средние палеомагнитные направления получены для 75 потоков (табл. 1). Анализ, выполненный в соответствии с методикой, представленной в работе [Chenet et al., 2008], показал, что в котуйском разрезе присутствует 16 дирекционных групп и 17 индивидуальных направлений. Число потоков, по которым получены дирекционные группы, составляет от 2 до 10 (рис. 3б). Самыми крупными вулканическими пульсами (которые мы определяем по дирекционным группам) являются пульсы P12 (5 потоков), P8 (3 по-

тока) и P10 (10 потоков), имеющие мощность соответственно 57, 50 и 49 метров.

Мы применили ту же методику для анализа данных, полученных Хейнеманном с соавторами [Heunemann et al., 2004] для изученного ими норильского разреза (обнажения Абагалах и Листвянка). Проведенный анализ указывает на то, что в этом разрезе присутствует 16 дирекционных групп и 9 индивидуальных направлений (табл. 2, рис. 3а). Наиболее крупными из выделенных здесь пульсов являются пульсы P1 (12 потоков) и P16 (8 потоков), каждый отвечающий стратиграфическому интервалу по мощности заметно превышающему 100 м.

Сравнение виртуальных геомагнитных полюсов котуйского и норильского разрезов

Многие авторы (см. обсуждение в [Gurevitch et al., 2004]) коррелируют стратиграфические интервалы норильского и котуйского разрезов, имеющих прямую магнитную полярность (рис. 4а, 4д). В этой связи интересно сравнить последовательность виртуальных геомагнитных полюсов (VGP), полученных в настоящей работе по котуйскому разрезу, с аналогичной последовательностью норильского разреза [Heunemann et al., 2004] для этих и прилегающих к ним стратиграфических интервалов. В начальной части норильской последовательности Хейнеманн с соавторами выделяют потоки, отвечающие геомагнитной инверсии и следующему вскоре за ней геомагнитному экскурсу (см. табл. 2). Эту часть разреза вместе с примыкающими к ней снизу несколькими обратномагнитными потоками ивакинской свиты мы условно назовем переходным интервалом (TR). Далее идет интервал прямой полярности (N), отвечающий нормальному состоянию поля.

В котуйском разрезе, вскоре за сменой полярности с обратной на прямую, мы наблюдаем три последовательных потока с аномальными палеомагнитными направлениями (flow-3—flow-1). Вслед за Хейнеманном с соавторами [Heunemann et al., 2004] мы предположительно сопоставляем эти направления с геомагнитным экскурсом. Соответственно, для удобства сравнения, в котуйском разрезе мы также выделяем “переходный” (потоки hard 1—flow-1) и “нормальный” (потоки flow 13—fl 42) интервалы (TR и N).

Последовательность переходных VGP котуйского разреза, в отличие от соответствующей норильской последовательности, не содержит записи инверсионных направлений поля, однако, также как и норильская последовательность, включает в себя аномальные полюсы (полюсы 8, 9, 10 на рис. 4ж, отвечающие, предположительно, экскурсу) и предшествующие им “нормальные” северные виртуальные полюсы (полюсы 4, 5, 6, 7 на рис. 4ж). Малое количество последних и их относительно низкая кучность не позволяют сколько-нибудь уверенно говорить об их

Таблица 2. Средние палеомагнитные направления для выделенных дирекционных групп и индивидуальных направлений Норильского разреза (по данным [Heunemann et al., 2004])

№	Пульс	Число потоков	Название потоков по [Heunemann et al., 2004]	Индивидуальные направления	D	I	alfa95
1	P16	8	hr 8–km 7		61.4	74.9	3.3
2	P15	3	hr 3–hr 5		104.2	67.7	8.1
3	P14	2	hr 1–hr 2		89.0	57.1	
4	P13	4	mk 10–mk 13		93.5	70.8	5.1
5			mk 9	E9	68	67	
6	P12	3	mk 6–mk 8		105.8	79.5	5.4
7	P11	2	mk 4–mk 5		75.5	73.2	
8	P10	5	mr 10–mk 3		128.9	77.4	5.0
9			mr 9	E8	73	76	3.6
10	P9	2	mr 7–mr 8		92.5	75.5	
11	P8	2	mr 5–mr 6		159.9	82.3	
12	P7	5	nd 1–mr 4		91.9	77.1	3.1
13	P6	3	nd 5–nd 3		57.4	76.3	8.8
14	P5**	2	nd 7–nd 6		9.4	70.6	
15	P4**	8	nd 25–nd 8		20.4	67.2	3.0
16			nd 26	E7**	38	62	
17	P3**	3	tk 3–tk 5		28.4	71.4	5.7
18	P2	3	gd 5–tk 7–tk 6		79.8	75.3	6.3
19			gd 4	E6	82	51	
20			gd 3	E5	114	58	
21			gd 2	E4	127	69	
22	P1**	12	sv 1–sv 11+gd 1		151.3	54.4	2.1
23			iv 3	E3	258	–70	
24			iv 2	E2	236	–62	
25			iv 1	E1	261	–65	
	Среднее по дирекционным группам и единичным направлениям без инверсионной и переходной зон	20			88.1	71.6	4.5
Полус N1*: Plat = 53.0; Plong = 146.9 A95 = 7.1							
	Среднее палеомагнитное направление для части разреза, расположенной выше зоны инверсии и экскурса.	13			88.2	74.6	4.7
Полус N2*: Plat = 56.5; Plong = 142.2 A95 = 7.8							

Примечания:

* – полус рассчитан как средний VGP для средней точки с координатами 70.0° с.ш., 89.3° в.д.

** – цветом в таблице отмечены интервалы, отвечающие, согласно [Heunemann et al., 2004] инверсионной (P1) и экскурсионной (P2, P3, E7, P4, P5) зонам.

Номера пульсов (P) и индивидуальных направлений (E) идут от основания разрезов. Все обозначения как в табл. 1.

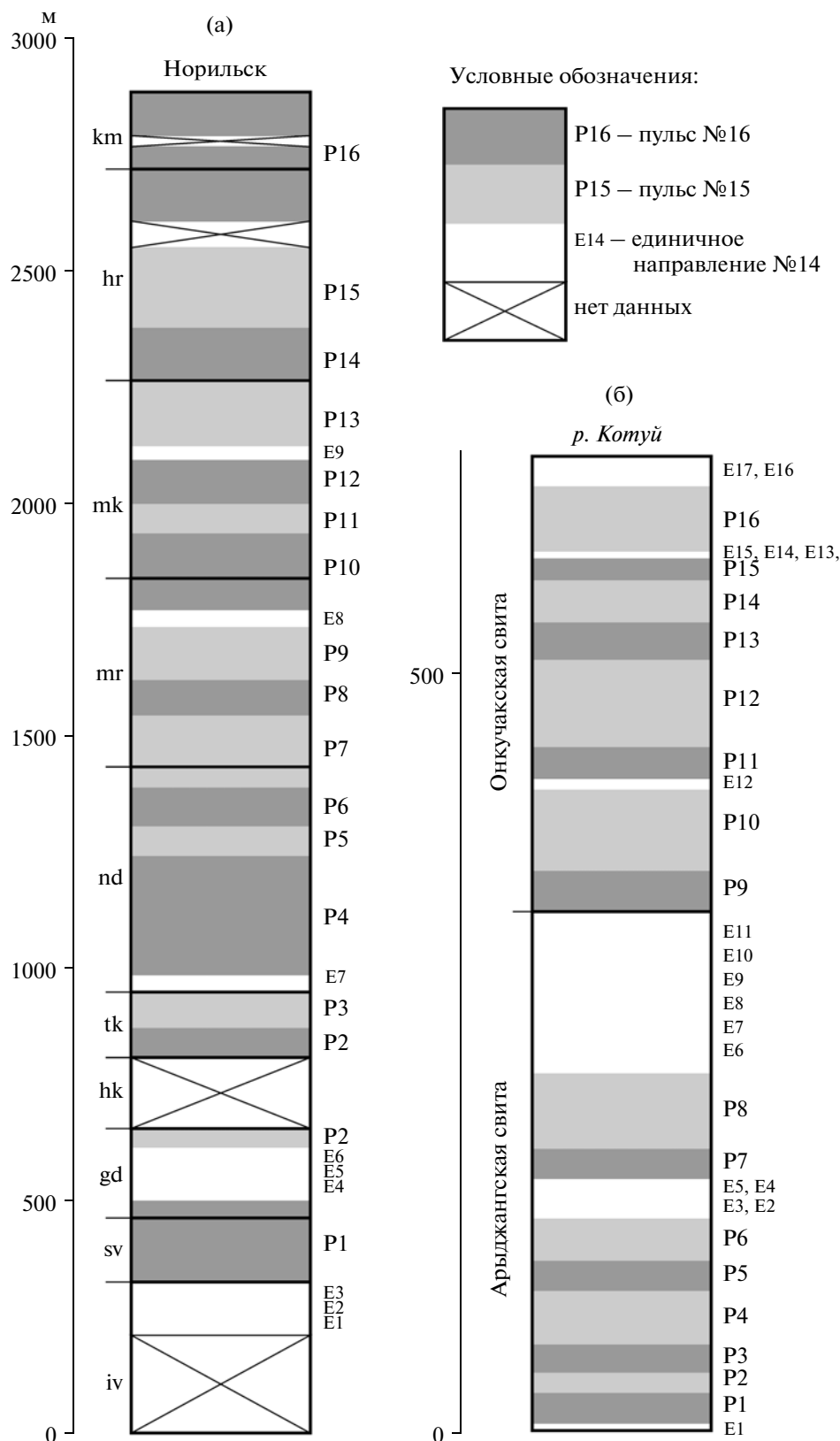


Рис. 3. Схема выделенных пульсов магматической активности в траптовых разрезах Норильского (а) (по данным [Неупетманн et al., 2004]) и Котуйского (б) районов. На схеме (а) мощность пульсов условная; на схеме (б) мощности пульсов согласно масштабу. Сокращенные наименования свит Норильского района: iv – ивакинская, sv – сыверминская, gd – гудчихинская, hk – хаканчанская, tk – туклонская, nd – надеждинская, mr – моронговская, mk – мокулаевская, hr – хараелахская, km – кумгинская.

статистическом совпадении или различии с соответствующими полюсами норильского разреза (полюсы 5, 6, 7 на рис. 4в), поскольку параметр γ_c для них [McFadden, McElhinny, 1990] больше 25° . Можно только обратить внимание, что они находятся приблизительно в одной области стереограммы (рис. 4в и 4ж).

С другой стороны, “аномальные” полюсы, очевидно, различаются (рис. 4в и 4ж, полюсы 9–12 и 8–10 соответственно). Однако, поскольку на настоящий момент не существует достаточных оснований полагать, что во время экскурсов геомагнитное поле имеет дипольный характер, различие соответствующих полюсов для рассматриваемых районов, разнесенных друг от друга на расстояние более 500 км, не может рассматриваться как указание на то, что речь идет о разных экскурсах.

Таким образом, попытка проверки идентичности R–N переходов норильского и котуйского разрезов путем сравнения виртуальных магнитных полюсов “переходных” интервалов оказывается безуспешной.

Сравнение средних полюсов “нормальных” интервалов котуйского и норильского разрезов (рис. 4г и 4з, табл. 1 и табл. 2, полюсы N2 и K2) показывает, что они статистически неразличимы ($\gamma/\gamma_c = 8.0^\circ/10.9^\circ$). То же справедливо и для полюсов, полученных по всем дирекционным группам и индивидуальным направлениям за исключением “аномальных” (полюсы N1 и K1, $\gamma/\gamma_c = 6.9^\circ/7.6^\circ$). Полюсы N1 и K1 также очень близки к средним пермо-триасовым палеомагнитным полюсам Сибирской платформы NSP2 и NSP4 [Pavlov et al., 2007].

Имеющиеся геологические данные и изотопные датировки [Fedorenko et al., 2000; Kamo et al., 2003] совершенно определенно указывают на то, что оба разреза формировались внутри относительно короткого интервала геологической истории, длительностью не более первых миллионов лет. Это означает, что в случае полного осреднения вековых вариаций в обоих разрезах, принадлежащих к единой жесткой плите, соответствующие палеомагнитные полюсы должны совпадать, что мы действительно видим по результатам наших исследований.

Таким образом, статистическую неразличимость норильского и котуйского средних полюсов можно интерпретировать как указание на то, что в рассматриваемых разрезах вековые вариации практически полностью усреднены, а формирование самих разрезов (см. второе палеомагнитное ограничение, обсуждавшееся выше) происходило за время, превышающее 10^4 – 10^5 лет.

Амплитуда вековых геомагнитных вариаций, записанных в котуйском и норильском разрезах

Полученные данные позволяют нам произвести оценку амплитуды вековых вариаций во время форми-

рования исследуемых разрезов. Амплитуду вековых вариаций принято оценивать величиной разброса виртуальных полюсов S_p , рассчитываемой по формуле [Cox, 1969]:

$$S_p^2 = (N - 1)^{-1} \sum_{i=1}^N (\Delta_i)^2.$$

Здесь N – число используемых для расчета виртуальных геомагнитных полюсов, а Δ_i – угол отклонения i -го VGP от оси вращения (средней точки распределения VGP). Согласно МакЭлхинни и МакФаддену [McElhinny, McFadden, 1997] при оценке уровня вариаций следует использовать параметр S_f , учитывающий разброс направлений внутри сайтов (потоков)

$$S_f^2 = S_p^2 - (S_w^2/\bar{n}),$$

где

$$\frac{S_w^2}{\bar{n}} = 0.335\alpha_{95}^2 \frac{2(1 + 3\sin^2\lambda)^2}{(5 + 3\sin^2\lambda)},$$

где α_{95} – средняя величина радиуса круга доверия, а λ – широта (или палеоширота, если рассматриваются породы с возрастом более 5 млн. лет) места отбора.

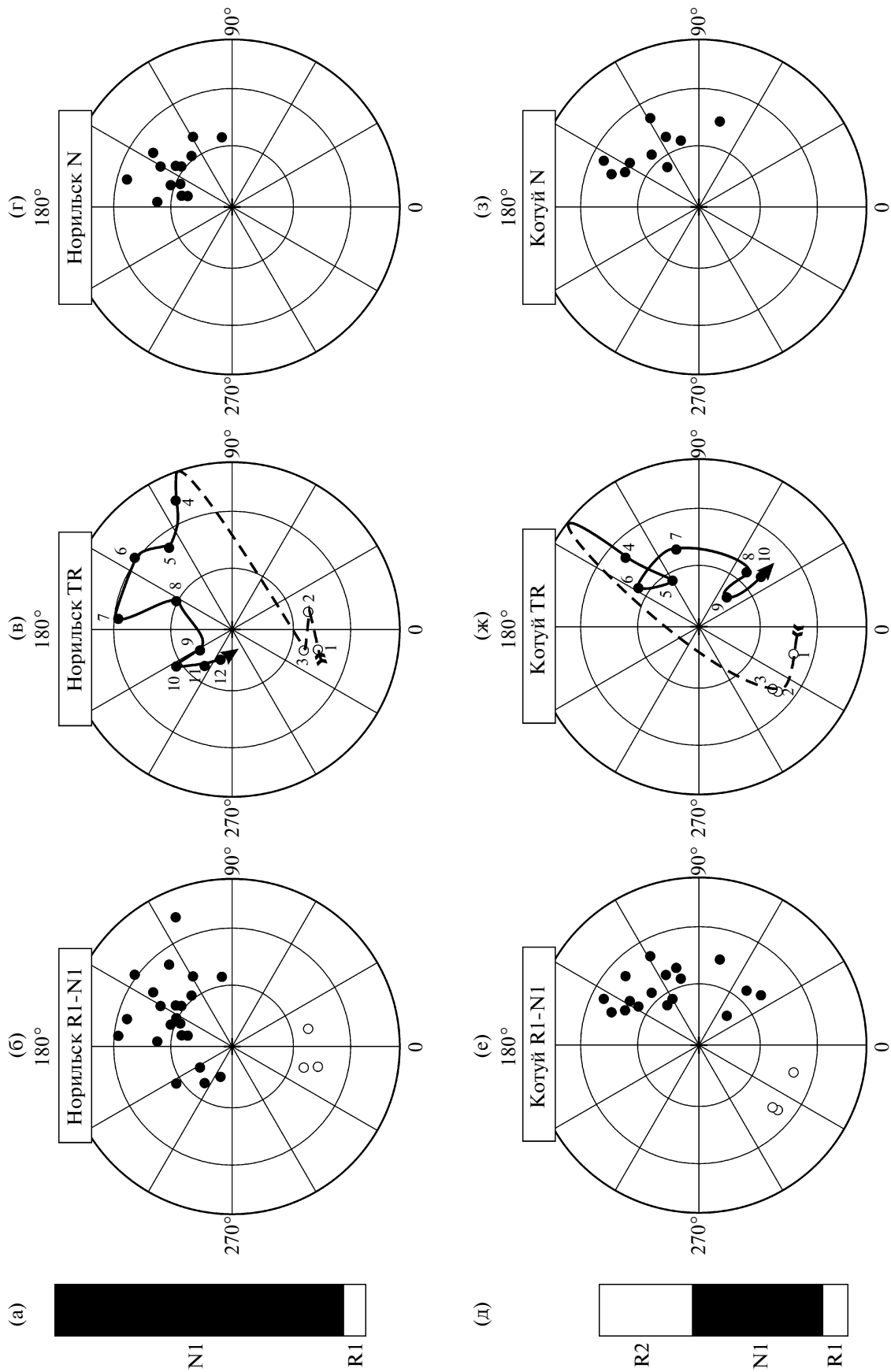
Для исключения влияния аномальных состояний поля (инверсий, экскурсов) используются критические углы отклонения VGP от среднего направления, превышение которых приводит к изъятию данного VGP из рассматриваемого распределения. Критические углы (A) выбирают либо постоянными, равными для всех распределений, например, 35° или 40° (см. для обзора [McElhinny, McFadden, 1997]), либо их рассчитывают по итеративному методу Вандаммы для каждого распределения [Vandamme, 1994]:

$$A = 1.85S' + 5^\circ,$$

где S' равно S_p для исходного и каждого последующего распределения, получаемого при текущем отсечении аномальных VGP.

Используя эту методику для объединенной выборки виртуальных полюсов, рассчитанных для дирекционных групп и индивидуальных палеомагнитных направлений Котуя и Норильска, мы получаем значение $S_f = 17.7_{-2.4}^{+2.3}$ (в градусах) при величине критического угла 36.9° (табл. 3). Палеоширота принята равной 58° , что отвечает усредненному значению палеоширот котуйского и норильского разрезов.

Сравним теперь полученное значение с величиной вековых вариаций, определенных для последних 5 млн. лет. Как видно из рис. 5, разброс значений VGP, рассчитанный нами совместно для пород котуйского и норильского разреза хорошо согласуется с таковым, имевшим место в последние 5 млн. лет [McElhinny, McFadden, 1997; Tauche, 2004]. Это означает, что величина вековых вариаций на рубеже пер-



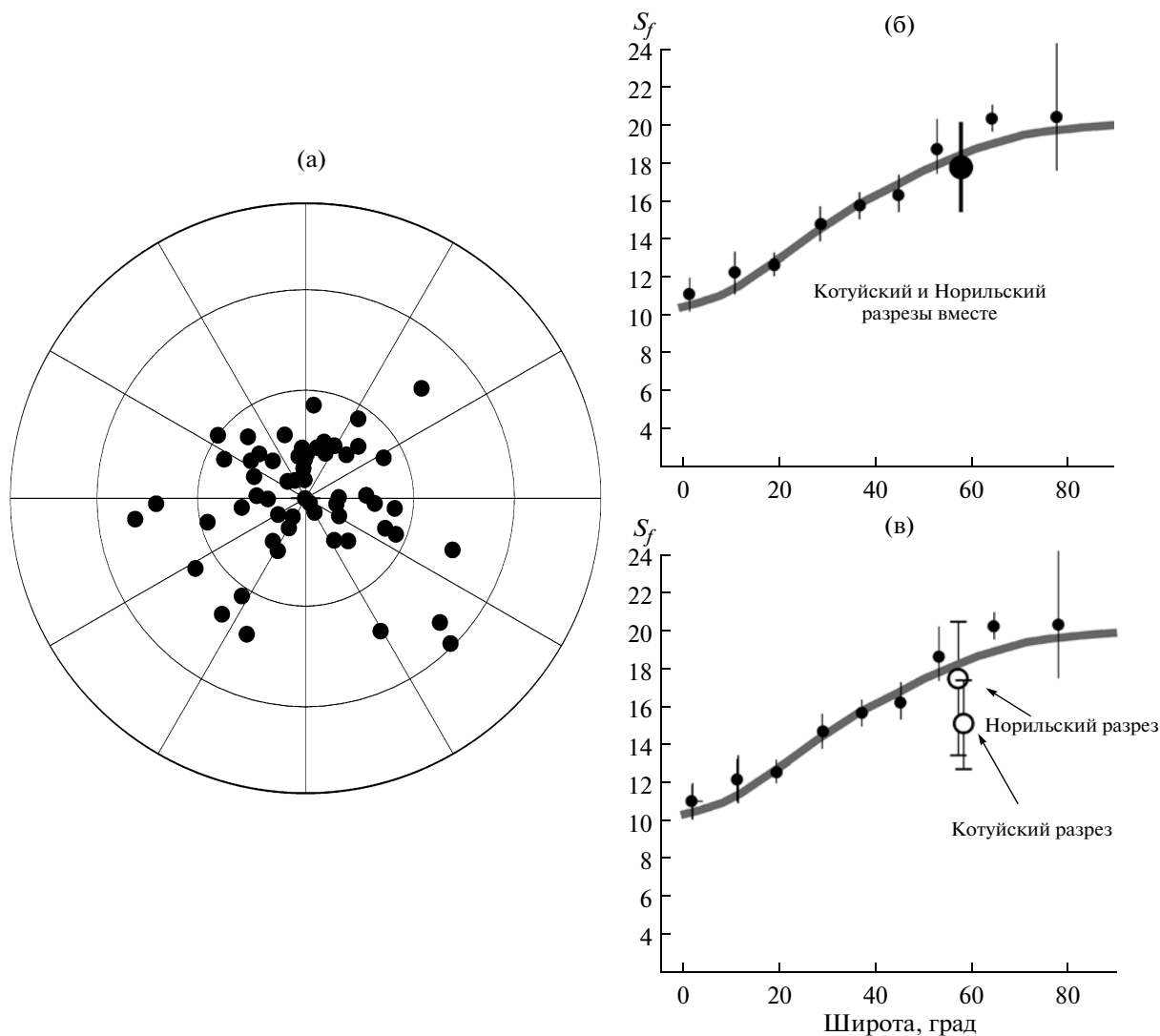


Рис. 5. (а) – виртуальные геомагнитные полюсы (VGP), рассчитанные по пульсам и индивидуальным направлениям котуйского и норильского разрезов и центрированные относительно среднего направления; (б), (в) – сравнение разброса VGP для котуйского и норильского разрезов вместе (б) и по отдельности (в) с данными по последним 5 млн. лет. Черные малые кружки с линиями, указывающими доверительный интервал – компиляция МакЭлхинни и МакФаддена [McElhinny, McFadden, 1997]; серая линия на графике – модель вековых вариаций ТК03 [Tauxe, 2004]. Разбросы VGP, рассчитанные в настоящей работе, и их доверительные интервалы показаны большими кружками и вертикальными линиями.

ми и триаса была близка к величине вариаций геомагнитного поля позднего кайнозоя.

Этот результат имеет серьезное значение для понимания эволюции геомагнитного поля и при этом

дает нам важный инструмент для оценки длительности формирования пермо-триасовых разрезов. Действительно, если величина записанных в конкретном разрезе геомагнитных вариаций меньше уста-

Рис. 4. Сравнение виртуальных геомагнитных полюсов для интервалов R1–N1 котуйского и норильского разрезов. Белым цветом показаны полюсы, расположенные в южном полушарии, черным цветом показаны полюсы, расположенные в северном полушарии: (а), (д) – магнитная стратиграфия норильского (а) и котуйского (д) разрезов. Обозначение полярности как на рис. 2; (б), (е) – положение всех виртуальных полюсов, рассчитанных по выделенным пульсам и единичным направлениям норильского (б) и котуйского (е) разрезов; (в), (ж) – положение виртуальных полюсов, рассчитанных аналогично для “переходных” зон (TR) норильского (в) и котуйского (ж) разрезов. Цифры обозначают порядковый номер в последовательности пульсов и единичных направлений начиная от основания разрезов; (г), (з) – положение виртуальных полюсов, рассчитанных аналогично для “нормальных” зон (N). Дополнительные пояснения см. в тексте.

Таблица 3. Оценка амплитуды вековых вариаций, записанных в норильском и котуйском разрезах

Выборка (дирекционные группы и индивидуальные направления)	Число VGP, данные по которым использо- вались для расчета до/ после отсечения методом Вандамма	Угол отсечения (A), рассчитанный по ме- тоду Вандамма (град)	Амплитуда вековых вариаций S_f (град)	Доверительный интервал (град)
Котуйский и норильский разрез				
Все данные	58/49	36.9	17.7	15.3–20.0
Котуйский разрез				
Все данные	33/27	32.4	15.2	12.8–17.4
Зона N1 без аномальных направлений потоков flow-3, flow-2, flow-1	14/14	36.4	17.4	13.3–22.4
Зоны R1 и R2	16/14	28.3	12.9	9.8–16.1
Зона R2	13/11	30.5	14.2	9.9–18.1
Норильский разрез				
Все данные	25/24	43.1	21.2	16.7–25.0
То же, но без инверсион- ной и экскурсионной зон	20/20	36.1	17.3	13.6–20.6
Зона N1 выше переходной зоны	13/13	32.3	15.2	11.0–19.3

новленной для этой эпохи – можно говорить об относительной кратковременности формирования данного разреза (вариант перемагничивания мы здесь не рассматриваем).

Попробуем рассмотреть с этой точки зрения норильский разрез. Видно (табл. 3), что в последнем среднее значение вековых вариаций ($21.2_{-3.5}^{+3.8}$), несколько больше, чем установленное выше для этого времени. Однако повышенное значение разброса VGP может быть обусловлено тем, что в анализ включены виртуальные полюсы, отвечающие экскурсу и инверсии. И действительно, если из рассматриваемой выборки исключить инверсионную и экскурсионную зоны, расчетная амплитуда вековых вариаций для норильского разреза составит $17.3_{-3.7}^{+3.3}$ градуса (табл. 3, рис. 5). Если рассматривать только ту часть разреза, которая лежит выше зоны экскурса (табл. 2; интервал D [Heunemann et al., 2004]), то мы получаем значение $15.2_{-4.2}^{+4.1}$, близкое к таковому, полученному ранее для этого интервала Хейнеманном с соавторами – $15.4_{-2.0}^{+2.7}$. Напомним, однако, что в отличие от Хейнеманна с соавторами для расчета мы используем VGP, определенные по дирекционным группам и индивидуальным направлениям, а не по отдельным потокам.

Полученное нами значение очень близко к ожидаемому для пермо-триасового времени, что дает основание полагать, что вековые вариации в норильском разрезе достаточно хорошо осреднены. Следовательно, норильский разрез в целом образовался не

быстрее, чем за 10^4 – 10^5 лет. Нельзя не отметить при этом, что значение S_f , рассчитанное для интервала D, как будто указывает на недостаточное осреднение вариаций в этой части разреза (рис. 5). Однако слишком большой доверительный интервал (табл. 3) не позволяет нам тестировать это предположение.

Что же касается котуйского разреза (табл. 3, рис. 5), то здесь амплитуда записанных вариаций (с учетом доверительного интервала) несколько меньше ожидаемой, что может указывать на относительно высокую непродолжительность времени суммарной вулканической активности (менее 10^4 – 10^5 лет) во время формирования котуйского разреза и на неравномерное распределение по времени вулканических эпизодов.

ВЫВОДЫ

Подведем итоги. Нижняя часть норильского разреза, согласно [Heunemann et al., 2004], содержит запись инверсионного поля и поля времени геомагнитной инверсии, в остальной части разреза вековые геомагнитные вариации достаточно хорошо усреднены. Следовательно, имеющиеся данные позволяют утверждать, что хотя отдельные интервалы разреза образовались достаточно быстро (потоки sv 1–gd 1 – быстрее, чем за 10000 лет, потоки tk 3–nd 6 – быстрее, чем за 2–3000 лет), общая длительность формирования норильского разреза составляла более 10–100 тысяч лет.

При этом сама эруптивная деятельность происходила либо в форме вулканических пульсов, либо в форме единичных извержений. Всего за время фор-

мирования норильского разреза произошло около 25 пульсов и единичных извержений, которые суммарно длились (без учета периодов покоя) не более 7–8 тысяч лет (см. обсуждение первого палеомагнитного ограничения в разделе “Метод”).

Число пульсов и единичных извержений (16 и 17), установленное нами для арыджангской и онкучакской свит, показывает, что непосредственно эруптивная деятельность во время накопления котуйского разреза (без периодов покоя) в сумме длилась также порядка 7–8 тысяч лет. При этом суммарное время формирования котуйского разреза, возможно, было несколько меньше 100000 лет.

Кроме того:

1) сравнение виртуальных геомагнитных полюсов, рассчитанных для норильского и котуйского разрезов не дает оснований считать, что формирование этих разрезов происходило в разное время;

2) уровень вековых вариаций на границе перми и триаса был близок к таковому за последние 5 млн. лет.

Авторы глубоко признательны рецензенту Г.З. Гурарию, чьи многочисленные конструктивные комментарии привели к существенной переработке (мы надеемся, что в лучшую сторону) исходного варианта статьи.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты № 10-05-00557-а и № 09-05-01180-а и РФФИ-PICS, грант № 09-05-91056-НЦНИ_а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Васильев Ю.Р., Золотухин В.В., Феоктистов Г.Д., Прусская С.Н.* Оценка объемов и проблема генезиса пермотриасового траппового магматизма Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 12. С. 1696–1705.
- Егоров В.Н.* Расчленение и корреляция вулканогенных образований триаса Маймеча-Котуйской провинции. Недр Таймыра. Сборник научных трудов. Вып. 1 / Гл. ред. Самойлов А.Г. / Отв. ред. Малич Н.С. Изд-во ВСЕГЕИ. 1995. С. 141–154.
- Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др.* Палеомагнитология. Л.: Недра. 1982. 312 с.
- Шуинов С.В.* Критерии значимости в палеомагнетизме // Физика Земли. 1999. № 6. С. 89–92.
- 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. V. 113. B04101, doi:10.1029/2006JB004635.
- 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. V. 114. B06103, doi:10.1029/2008JB005644.
- Collinson D.* Paleomagnetism. Cambridge University press. Cambridge. 1980. 521 p.
- 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.
- Cox A.* Research note: Confidence limits for the precision parameter // K. Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1969. V. 17. P. 545–549.
- Davies G.F.* Dynamic Earth: Plates, plumes, mantle convection. Cambridge University Press. 1999. 458 p.
- Enkin R.J.* A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada. 1994. P. 16.
- Fedorenko V., Czamanske G., Zen'ko T., Budahn J., Siems D.* Field and geochemical studies of the melilite-bearing Arydzhangsky Suite, and an overall perspective on the Siberian alkaline-ultramafic flood-volcanic rocks // Int. Geol. Rev. 2000. V. 42 (9). P. 769–804.
- Fedorenko V.A., Lightfoot P.C., Naldrett A.J., et al.* Petrogenesis of the flood-basalt sequence at Noril'sk, North Central Siberia // Inter. Geol. Rev. 1996. V. 38. P. 99–135.
- 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. V. 131 (1). P. 81–89.
- Gurevitch E.L., Heunemann C., Rad'ko V., Westphal M., Bachtadse V., Pozzi J.P., Feinberg H.* Palaeomagnetism and magnetostratigraphy of the Permian-Triassic northwest central Siberian Trap Basalts // Tectonophysics. 2004. V. 379. P. 211–226.
- Heunemann C., Krasa D., Soffel H., Gurevitch E., Bachtadse V.* Directions and intensities of the Earth's magnetic field during a reversal: results from the Permo-Triassic Siberian trap basalts, Russia // Earth and Planetary Science Letters. 2004. V. 218. P. 197–213.
- 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.
- Kirschvink J.L.* The least-square line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1980. V. 62. P. 699–718.
- McElhinny M.W.* Geocentric Axial Dipole Hypothesis: A Least Squares Perspective American Geophysical Union // Geophysical Monograph Series. 2004. V. 145. P. 1–12.
- McElhinny M.W., McFadden P.L.* Palaeosecular variation over the past 5 Myr based on a new generalized database // Geophys. J. Int. 1997. V. 131 (2). P. 240–252.
- McFadden P.L., McElhinny M.W.* Classification of the reversal test in palaeomagnetism // Geophys. J. Int. 1990. V. 103. P. 725–729.
- McFadden P.L.* The combined analyses of remagnetization circles and direct observations in paleomagnetism // Earth and Planetary Science Letters. 1988. V. 87. P. 53–58.
- Merrill R., McFadden P., McElhinny M.* The Magnetic Field of the Earth: Paleomagnetism, the Core, and the Deep Mantle. Academic Press. San Diego. 1996. 531 p.
- Pavlov V., Courtillot V., Bazhenov M., Veselovsky R.* Paleomagnetism of the Siberian traps: new data and a new overall

- 250 Ma pole for Siberia // *Tectonophysics*. 2007. V. 443. P. 72–92.
- Renne P.R., Basu A.R.* Rapid eruption of the Siberian traps Flood Basalts at the Permo-Triassic Boundary // *Science*. 1991. V. 253. P. 176–179.
- Sepkoski J.J.* A compendium of fossil marine families. Milwaukee Public Museum. Contributions to Biology and Geology. 1982. V. 51. 125 p.
- Tauxe L.* Essentials of Paleomagnetism. California university Press. 2010. 512 p.
- Tauxe L., Kent D.V.* A simplified statistical model for the geomagnetic field and the detection of shallow bias in paleomagnetic inclinations: Was the ancient magnetic field dipolar? Timescales of the paleomagnetic field / ed. by Channell J.E.T. et al. American Geophysical Union. 2004. V. 145. P. 101–116.
- Thordarson T., Self S.* Atmospheric and environmental effects of the 1783–1784 Laki eruption: a review and reassessment // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108 (D1). 4011, doi:10.1029/2001JD002042.
- Torsvik T.H., Smethurst M.A., Pesonen L.J.* GMAP – Geographic Mapping and Paleoreconstruction Packag. Norv. Geol. Serv. Rep. 1990. № 90019. P. 64.
- Vandamme D.* A new method to determine paleosecular variation // *Phys. Earth Planet.* 1994. Int. 85. P. 131–142.
- Watson G. S.* A test for randomness of directions // *Mon. Not. Roy. Astron. Soc. Geophys. Supp* 7. 1956. P. 160–161.
- Zijderveld J.D.A.* A.C. demagnetization of rocks: analysis of results. Methods in paleomagnetism / Eds. Collinson D.W., Creer K.M. Amsterdam. Elsevier. 1967. P. 254–286.