

ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТЬ НА ГРАНИЦЕ ПЕРМЬ-ТРИАС И В ПОЗДНЕЙ ПЕРМИ

© 2005 г. В. В. Щербакова¹, В. П. Щербаков¹, В. В. Водовозов², Н. К. Сычева¹

¹ Геофизическая обсерватория "Борок" Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

² Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва

Поступила в редакцию 25.08.2004 г.

Выполнены определения палеонапряженности $H_{др}$ на коллекциях образцов сибирских траппов Норильского региона и бассейна р. Большая Нирунда, относящихся к границе пермь-триас и нижнему триасу, возраста 251-260 млн лет. Исследована коллекция казахстанских андезитов-базальтов из двух разрезов, являющихся частью Урало-Монгольского складчатого пояса и относящихся к обратному намагниченному суперхрону Kiaman, возраста (260-275) млн лет. Определения $H_{др}$ сделаны по методике Телье с выполнением процедуры check-points. Показано, что как для поздней перми, так и для границы пермь-триас характерна низкая величина VDM. С учетом новых определений, полученных нами, можно предположить, что переход от высоких значений величины геомагнитного диполя в карбоне к низкому, характерному для триаса и всего мезозоя, произошел внутри пермо-карбонического обратного суперхрона PCRS в интервале (270-320) миллионов лет. Однако значения VDM для этого периода имеют слишком большой разброс, чтобы сделать более определенные заключения. Анализ существующих на настоящий момент данных по палеонапряженности в интервале (330-240) млн лет тому назад, то есть внутри суперхрона Kiaman и за его пределами, не подтверждает наличие корреляции между величиной VDM и частотой инверсий геомагнитного поля, что согласуется с аналогичным выводом, сделанным в литературе ранее на примере мелового суперхрона.

ВВЕДЕНИЕ

Построение детальной картины изменения во времени величины палеонапряженности $H_{др}$ остается актуальной и дискуссионной проблемой в геомагнетизме. В начале 80-х годов Большаков и Солодовников [Большаков, Солодовников, 1981] на основе имевшихся у них данных высказали гипотезу, что на протяжении большей части мезозоя интенсивность геомагнитного диполя была значительно ниже по сравнению с ее современным значением. Впоследствии Солодовников [Солодовников, 1995], опираясь на новые полученные им определения $H_{др}$, предположил, что значения виртуального дипольного момента (VDM) для последних 400 млн лет группируются вокруг двух уровней, один из которых близок современной величине $VDM = 8.12 \times 10^{22}$ Ам², а другой приблизительно в половину меньше. Это позволило ему обобщить более раннюю гипотезу [Большаков, Солодовников, 1981], сформулировав ее в следующем виде: на геологических масштабах времени средней величине палеонапряженности присущи два значения, которые разнятся примерно в два раза, что отвечает двум различным режимам работы магнитного геомагнетизма, генерирующего это поле.

Оценить справедливость этой гипотезы можно, только имея достаточное количество данных. Мирная база данных по палеонапряженности позволяет провести соответствующий анализ; ее незна-

чительно различающиеся варианты помещены на сайтах <ftp://saphir.dstu.univ-montp2.fr/%2f/pub/paleointdb> и <http://www.brk.adm.yar.ru/palmag/index.html>. База постоянно обновляется включением в нее новых определений, опубликованных в мировой литературе, и на момент подготовки данной статьи содержит более 3000 определений.

Заметим, что при статистическом анализе базы данных неизбежно возникает вопрос о критериях надежности представленных там результатов, поскольку в базу включаются все известные в литературе определения $H_{др}$, полученные разными методами, в разное время и с разной степенью достоверности. В работе [Perrin and Shcherbakov, 1997] авторы использовали следующие критерии: а) принимаются во внимание только определения, полученные по методу Телье [Thellier and Thellier, 1959]; б) число образцов, использованных авторами определения $H_{др}$ для расчета VDM, должно быть не менее трех; в) относительная ошибка определения не должна превышать 15% (критерий внутренней сходимости). Указанные критерии составляют минимум необходимых требований к качеству результатов; далее при обсуждении нами будут использоваться только удовлетворяющие им определения $H_{др}$. При таком подходе из всего набора данных, представленных в базе, для анализа остается немногим более одной тысячи.

В пользу гипотезы о бимодальности распределения величин VDM можно высказать следу-

щее. Статистический анализ данных, представленных в мировой базе по палеонапряженности, проведенный авторами работ [Perrin and Shcherbakov, 1997; Щербаков и др., 2002], подтвердил предположение о бимодальности распределения VDM на протяжении большей части фанерозоя. В частности, общепризнанным фактом является обнаружение периода длительного существования низкого уровня величины палеополя в меле и юре, на временном интервале (120–200) млн лет, где плотность данных, свидетельствующих об этом, достаточно велика. С другой стороны, в палеогене фиксируются уже высокие значения VDM, хотя до сих пор остается неясным, когда именно выше 120 млн лет произошел переход с низких мезозойских к высоким палеогеновым величинам VDM.

Если же обратиться к более ранним временам, $t > 200$ млн лет, то есть к триасу и позднему палеозою, то здесь вырисовывается следующая картина. Триас представлен только одним определением [Солодовников, 1994], полученным по обратному намагниченной дайке № 1 (в авторской нумерации исследованных даек), относящейся к раннему триасу. По границе пермь-триас имеются публикации [Солодовников, 1994; Heunemann et al., 2004], согласно которым величина VDM составляла в то время менее половины от его современного значения. Пермь в базе данных представлена пятью публикациями. Для поздней перми [Thomas et al., 1998] получили пять определений, среднее по которым дает низкую величину $VDM = 4.1 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$, тогда как для ранней перми в значениях VDM, представленных в работах [Krs, 1967; Большаков и др., 1989; Солодовников, 1996; Thomas et al., 1997], наблюдается большой разброс: от $1.9 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ до $12.92 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$. В позднем и среднем карбоне для VDM характерны, по Солодовникову, 1995, высокие значения $VDM \approx 9 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$, хотя в позднем карбоне имеются данные [Thomas et al., 1995], свидетельствующие о низкой величине $VDM \approx 4 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$. Судя по приведенным выше данным, где-то в перми-карбоне имел место переход от высоких величин геомагнитного поля в карбоне к низким, характерным для триаса и мезозоя.

Следует сказать, что в последнее время наметилась тенденция к ужесточению критериев надежности [Selkin and Tauxe, 2000], когда к анализу принимаются только данные, полученные по методике Телье, но с обязательным выполнением дополнительных нагревов до более низких температур (так называемые check-points или pTRM-checks). В такой модификации классической процедуры Телье сравниваются величины парциальных термоостаточных намагниченностей (pTRM), приобретенных в лабораторном поле в одних и тех же температурных интервалах при первом и повторном нагревах, что позволяет контролиро-

вать минералогическую и структурную стабильность образцов в процессе нагревов [Coe et al., 1978; Prevot et al., 1983].

К сожалению, в многочисленных публикациях Большакова и Солодовникова по определению палеонапряженности (библиография этих работ имеется в http://www.brk.adm.yar.ru/palmag/papers_r.html) отсутствуют прямые указания на то, проводился ли ими контроль результатов с применением процедуры check-points. Тогда, если следовать указанной рекомендации и не принимать к анализу данные Большакова и Солодовникова, составляющие около половины всех определений, представленных в базе, картина поведения VDM в фанерозое и, в частности, в перми-триасе становится весьма неопределенной.

Напомним, что на границе пермского и триасового периодов, к которой приурочено массовое излияние сибирских траппов, произошла величайшая катастрофа в истории органического мира Земли, когда в течение короткого промежутка времени вымерло около 90% видов живых организмов, населявших к тому времени нашу планету [Courillot, 1999]. Поскольку процессы, протекающие в ядре, мантии и земной коре, связаны между собой через сложный комплекс причинно-следственных связей, то массовые излияния траппов могут быть отражением того, что происходило в мантии и на границе ядро-мантия (например, смены характера мантийной конвекции). Можно предположить, что период катастрофического извержения траппов предварялся сменой режима работы геодинамо, что одновременно могло привести и к изменению величины палеонапряженности.

Напомним в этой связи, что в относительной близости к границе пермь-триас (251.4 ± 0.3 млн лет) находится конец пермо-карбонового обратного суперхрона (PCRS или Kiaman superchron), существовавшего в интервале (260–320) миллионов лет [Opdyke and Channel, 1996]. Это говорит о смене режима работы геодинамо, приведшей к концу периода спокойного поля и к генерации инверсий. Тогда связь этих двух событий кажется весьма вероятной (хотя здесь необходима определенная осторожность, поскольку время окончания PCRS и граница пермь-триас, к которой приурочивается извержение траппов, все-таки заметно разнесены даже в геологических масштабах времени).

Гипотеза возможной корреляции между величиной напряженности и частотой инверсий геомагнитного поля обсуждалась в литературе неоднократно. Вопрос о ее наличии или отсутствии весьма нетривиален, о чем говорит и то обстоятельство, что имеются две альтернативные модели геодинамо, которые допускают наличие такой корреляции, но выводы из них исключают друг

друга. Согласно [Loper and McCartney, 1986], интенсивная конвекция вещества в мантии, за счет развития гидродинамических нестабильностей во внешнем ядре, приводит к генерации как высокого поля, так и частых инверсий. Наоборот [Larson and Olson, 1991], привлекая для аргументации стабилизирующую роль возросшего теплового потока, полагают, что эпоха высокого поля должна сопрягаться с подавлением инверсий. В любом случае, авторы упомянутых работ предсказывают, что как при входе в суперхрон, так и при выходе из него величина палеонапряженности должна меняться. К сожалению, в настоящее время число определений $H_{др}$ в перми-карбоне в мировой базе данных по палеонапряженности просто недостаточно, чтобы прийти к каким-либо уверенным умозаключениям. А анализ данных по меловому суперхрону, существовавшему в интервале (83–121) миллиона лет, приводит исследователей к выводу скорее об отсутствии связи между величиной VDM и частотой инверсий геомагнитного поля [Prevot et al., 1990; Pick and Tauxe, 1993].

Из приведенного выше краткого обзора видно, что для подтверждения или опровержения целого ряда предложенных гипотез необходимы новые определения $H_{др}$, полученные с выполнением современных требований к их достоверности и сделанные на образцах, отобранных, по возможности, в различных регионах. Ниже мы представляем наши результаты по определению палеонапряженности на коллекциях образцов сибирских траппов и казахстанских вулканитов, по возрасту относящихся к границе пермь-триас и к поздней перми.

ОПИСАНИЕ МЕСТ ОТБОРА И ОБРАЗЦОВ

Исследованная нами коллекция сибирских траппов отбиралась в Норильском регионе (Харалахская мульда вблизи Норильска и Иконская мульда на северном борту плато Путорано) (рис. 1) и, в небольшой части, в долине реки Большая Нирунда (правый приток Подкаменной Тунгуски). Особенностью Норильского района является максимальная в Сибири мощность вулканогенной толщи, достигающая 3.5 км, преобладание лав над туфами и интрузивными траппами, широкое разнообразие лав и ассоциирующих интрузивов. Вулканогенная толща образована чередованием лавовых покровов и туфовых горизонтов в пропорции 9:1. Лавы меняются по составу от трахибазальтов и андезитобазальтов до пикритовых базальтов. Эффузивная толща претерпела процесс слабого вторичного метаморфизма цеолитовой фации. Внутри нее практически отсутствуют размыты и коры выветривания. Более того, захоронение лав происходило настолько быстро, что сохранились верхние миндалекаменные зоны почти всех покровов, нередко – с хорошо выраженными

первичными текстурами поверхности покровов [Геология..., 1994; Lind et al., 1994].

Согласно [Геология..., 1994; Lind et al., 1994], платобазальты Норильского района подразделяются на 11 свит. Снизу вверх это – ивакинская (Iv), сыверминская (Sv), гудчихинская (Gd), хаканчанская (Hk), туклонская (Tk), надеждинская (Nd), моронговская (Mr), мокулаевская (Mk), харалахская (Hr), кумгинская (Km) и самоедская (Sm) свиты. В современном структурном плане вулканогенная толща выполняет Тунгусскую синеклизу и серию мульд, обрамляющих ее с севера и запада.

В первой половине 90-х годов были получены достаточно надежные датировки абсолютного возраста Норильских траппов. Для интрузива Норильск-1 методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ были получены датировки (248.7–249.2) млн лет [Dalrymple et al., 1995]. Чуть позже датирование цирконов из лейкоаббро того же интрузива показало возраст 251.2 ± 0.3 млн лет [Kato, 1996]. Иными словами, возраст Норильских траппов очень близок к возрасту пермо-триасового рубежа в 251.4 ± 0.3 млн лет, установленного на стратотипическом разрезе Мейчан в Южном Китае [Bowring et al., 1998].

Детальное палеомагнитное исследование вулканогенной толщи Норильского района, выполненное [Lind et al., 1994], показало обратную полярность намагниченности пород ивакинской свиты и самой верхней части самоедской свиты. Все остальные лавы – от низов сыверминской свиты и до верхней трети верхнесамоедской подсвиты – имеют прямую по направлению естественную остаточную намагниченность (NRM) и относятся к единому интервалу прямой полярности, который сопоставляется с первым прямым палеомагнитным интервалом раннего триаса. (Во избежание недоразумений подчеркнем, что речь здесь идет именно о первом прямом интервале раннего триаса, а не о первом прямом интервале после окончания PCRS, поскольку между PCRS и пермо-триасовой границей находится татарский ярус [Orduke and Channel, 1996], содержащий несколько эпизодов прямой и обратной полярности.) Таким образом, время формирования Норильских траппов прямо соотносится с границей пермь-триас. При этом, согласно имеющимся магнитостратиграфическим и палеонтологическим данным, эта граница проводится по кровле ивакинской свиты [Геология..., 1994; Lind et al., 1994].

Норильская часть нашей коллекции представляет 9 (кроме хаканчанской и самоедской) из 11 свит, слагающих разрез, что составляет более 80% мощности всей вулканогенной толщи этого района. Всего отобрано 64 лавовых потока, из каждого потока выбуривалось от 6 до 10 кернов. Стратиграфическую привязку опробованных потоков осуществлял автор легенды геологической

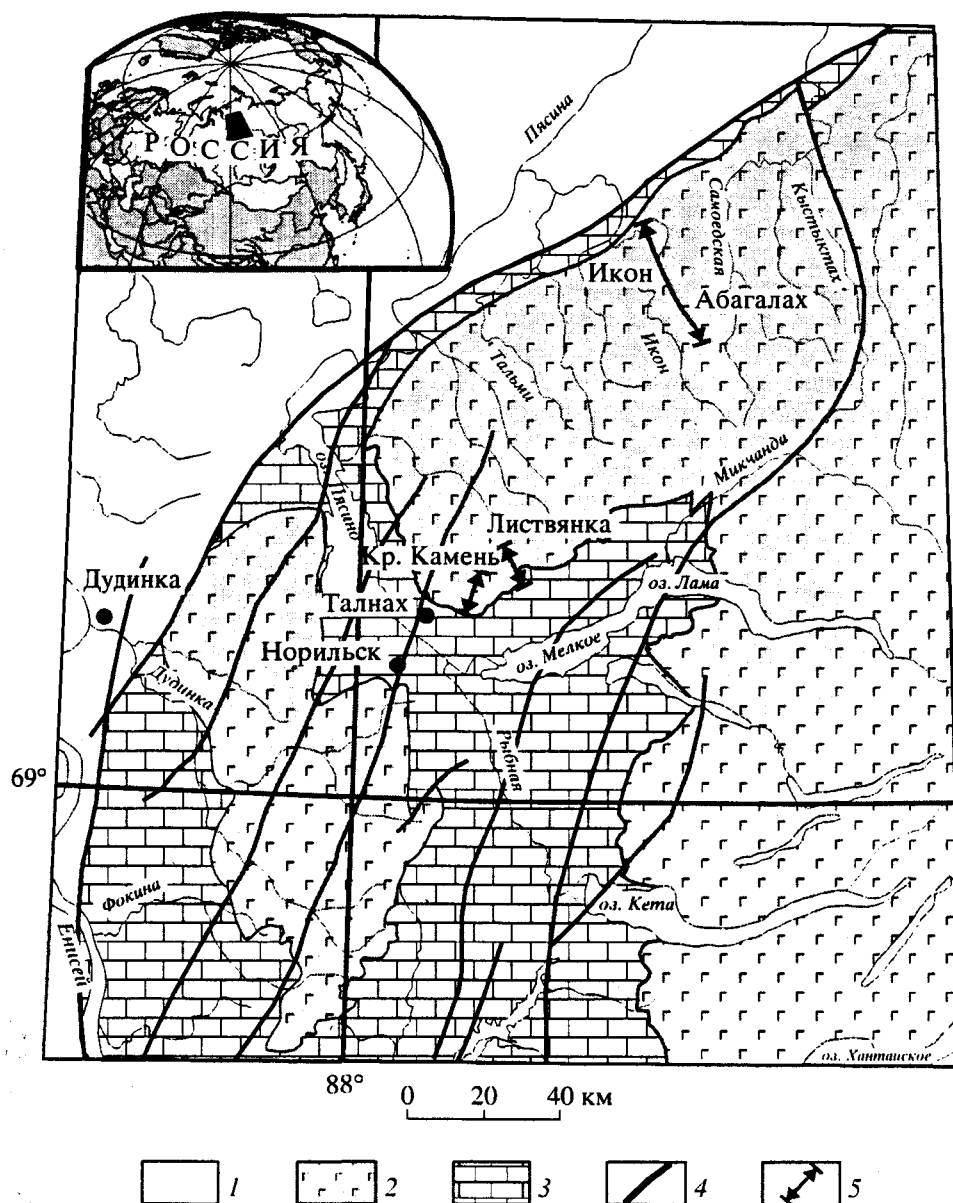


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Норильского района: 1 – четвертичные отложения, 2 – пермо-триасовая туфо-лавовая толща, 3 – палеозойские отложения, 4 – разрывные нарушения, 5 – места отбора.

карты этих площадей, ведущий геолог ПГП “Норильскгеология” В.А. Радько, которому мы выражаем искреннюю благодарность.

Норильская коллекция отбиралась участниками международной экспедиции, в которой были представлены отечественные и немецкие палеомагнитологи. Фактически были отобраны две аналогичные коллекции образцов, которые изучались параллельно и независимо двумя коллективами исследователей: в Геофизической Обсерватории “Борок” ИФЗ РАН и в Институте прикладной геофизики Университета г. Мюнхен. Была сделана согласованная привязка образцов к точкам отбора. Мюнхенские коллеги вместе с со-

трудником ВНИГРИ Е.Л. Гуревичем провели палеомагнитные исследования [Gurevitch et al., 2004] и выполнили эксперименты по определению палеонапряженности на свитах прямой полярности [Neuperrmann et al., 2004]. Нами сделаны определения $H_{др}$ на всех отобранных свитах, включая обратно намагниченную ивакинскую; для расчета VDM мы использовали значения палеонаправлений отобранных лавовых потоков, представленные в статье [Gurevitch et al., 2004].

В дополнение нами были исследованы образцы сибирских траппов этой же формации, отобранные в долине р. Большая Нирунда из крупной, несколько километров в диаметре, гипабиссальной

долеритовой интрузии. Результаты палеомагнитного исследования этой интрузии представлены в статье [Веселовский и др., 2003], согласно которой NRM образцов состоит из двух компонент. Низкотемпературная компонента имеет направление, близкое к направлению современного поля, и при нагревах разрушается в температурном интервале ($T_0 - 300$)°C, где T_0 – комнатная температура, в то время как высокотемпературная компонента имеет обратную полярность с деблокирующими температурами, близкими к температуре Кюри T_c магнетита. По мнению авторов, высокотемпературная компонента NRM образцов имеет термоостаточную природу и является первичной; определенное по ней среднее значение палеонаклонения $I = -72.6^\circ$. Таким образом, данное тело, как и ивакинская свита Норильского разреза, имеет обратную по направлению NRM. Поскольку оба эти объекта генетически относятся к пермотриасовым траппам, их возраст следует определить как post-Kiaman, то есть в (251–260) миллионов лет (хотя, если принять во внимание вышесказанное о происхождении норильских траппов, маловероятно, что он заметно отличается от возраста перм-триасовой границы в 251 млн лет).

Помимо сибирских траппов нами была изучена представительная коллекция казахстанских андезито-базальтов из двух разрезов, мощностью в сотни метров и сложенных из десятков лавовых потоков. Разрезы выходят на поверхность к северо-востоку от озера Балхаш, в бассейне реки Баканас, Берикташская синклиналь, которая является частью Урало-Монгольского складчатого пояса. Подробное описание геологии отобранных объектов и результаты их палеомагнитного исследования представлены в статье [Levashova et al., 2003]. Согласно этой работе, все изученные лавовые потоки относятся к обратно намагниченному суперхрону Kiaman, их возраст, с учетом магнитостратиграфических и палеонтологических данных, определяется в (260–275) млн лет.

ОПИСАНИЕ ЭКСПЕРИМЕНТА

Выше уже говорилось о том, что к данным по определению $H_{др}$ предъявляются сейчас достаточно жесткие требования, которые можно суммировать в следующем виде:

1) необходимы доказательства первичности и термоостаточной природы естественной остаточной намагниченности (NRM) исследуемых образцов;

2) поскольку присутствие многодоменных (МД) зерен в качестве носителей NRM ведет к заметной ошибке в определении величины $H_{др}$ [Shcherbakov, Shcherbakova, 2001], необходимы исследования по оценке доменной структуры магнитных зерен – носителей исследуемой намагниченности;

3) определение палеонапряженности делается по методике Телье или ее модифицированной версии Телье-Коэ;

4) для отслеживания химических изменений образцов, возможных в процессе выполнения процедуры Телье, необходимы дополнительные возвратные нагревы до более низких температур (“check-points”);

5) при анализе результатов, полученных по методу Телье и представляемых в виде диаграмм Арай-Нагата: а) температурный интервал, по которому производится определение палеонапряженности, должен включать в себя не менее 4-х репрезентативных точек; б) изменение NRM в этом интервале должно составлять не менее 20% от величины полной NRM; в) смещение check-points от величин первоначальных рTRM должно быть не более 5% полной TRM; г) изменения восприимчивости χ в выбранном температурном интервале не должны превышать 10%; д) направление вектора намагниченности в этом интервале должно быть постоянным.

Комплекс наших экспериментов и последующий анализ данных были построены так, чтобы полученные результаты удовлетворяли вышечисленным критериям. Все коллекции обрабатывались по единой схеме, с небольшими вариациями.

Перед началом экспериментов на всех образцах определялся коэффициент вязкости, для чего после первого замера NRM образцы в течение недели выдерживались в немагнитном пространстве, а затем NRM измерялась снова. У подавляющей части образцов коэффициент вязкости, определяемый как относительное изменение NRM, оказался $< 5\%$. Эта величина считается критической для применения образца в экспериментах по определению палеонапряженности [Perrin et al., 1991] по следующим причинам. Во-первых, при вязкости более 5% в неделю за время, прошедшее со времени последней инверсии (≈ 700 тысяч лет), относительное изменение NRM в породе за счет вязких процессов достигнет уже 30% (в обычном предположении логарифмического роста вязкой намагниченности), что влечет дополнительные искажения диаграмм Арай-Нагата при температурах, по крайней мере, до 200°C. Во-вторых, при долговременных лабораторных экспериментах (какой является процедура Телье) магнитная вязкость таких образцов может привести к заметной ошибке измерений.

Для оценки температур Кюри T_c и температурной стабильности магнитных свойств образцов на магнитных весах во внешнем поле $0.45 T$ снимались кривые температурной зависимости намагниченности насыщения $I_s(T)$ при серии нагревов до последовательно возрастающих температур T_i . В ряде случаев эти измерения дополнялись запи-

сю кривых температурной зависимости остаточной намагниченности насыщения $I_{rs}(T)$.

Для оценки доменной структуры магнитных зерен, для каждого (по возможности) отобранного потока на дублях образцов при комнатной температуре T_0 замерялись магнитные параметры: I_s , I_{rs} , коэрцитивная сила H_c и остаточная коэрцитивная сила H_{cr} . Их значения использовались для расчета характеристических отношений I_{rs}/I_s , H_{cr}/H_c . Измерения проводились на вибромагнитометре, позволяющем снимать петли гистерезиса при максимальном поле 1.7 Т.

Определение $H_{др}$ проводилось по методу Телье в его классическом варианте [Thellier, Thellier, 1959] и/или в версии Коэ [Сое, 1967] с обязательным выполнением нескольких возвратных нагревов ("check-points"). По классической процедуре Телье нагревы до последовательно возрастающих температур T_i на каждом шаге делались дважды, в земном поле, в воздушной среде. При первом нагреве образцы располагались по полю, при повторном нагреве – против поля. В экспериментах, проводившихся по методу Телье в версии Коэ, использовалась печь, имеющая внутри себя немагнитное пространство с остаточным полем внутри меньше 50 нТ. В этом варианте, при неизменной позиции образцов, первый нагрев до T_i делался в нулевом поле, второй – в лабораторном поле, равном 50 мкТ. Полная процедура в обоих случаях включала в себя (16–18) парных нагревов до последовательно возрастающих температур, вплоть до 650°C, и (5–6) check-points. Результаты представлялись в виде диаграмм Арай-Нагата; при их анализе для определения $H_{др}$ отбирались только те из них, которые удовлетворяли критериям, перечисленным выше. Для дополнительного контроля изменений ферромагнитного состава после каждого двух нагревов измерялась магнитная восприимчивость χ образцов. Отметим, что данные, полученные по методикам Телье и Телье в версии Коэ, вполне согласуются друг с другом.

Помимо этого, на группе пилотных образцов проводились дополнительные исследования экспресс-методом Вилсона-Буракова (WB), по процедуре которого образец дважды греется до его температуры Кюри T_c . При первом нагреве записывается кривая разрушения $NRM(T)$, далее, в процессе охлаждения образца от T_c до T_0 в лабораторном поле $H_{лаб}$, в нем создается термоостаточная намагниченность $TRM(H_{лаб})$; кривая ее разрушения записывается при повторном нагреве. При анализе сравниваются две кривые – $NRM(T, H_{др})$ и $TRM(T, H_{лаб})$. В том случае, когда в температурном интервале $(T_1, T_2, T_1 > T_2)$ эти кривые подобны, можно со значительной долей уверенности говорить о том, что: а) ферромагнитный материал образца достаточно стабилен к нагревам; б) в интервале (T_1, T_2) спектры блокирующих тем-

ператур NRM и TRM совпадают, что говорит в пользу термоостаточной природы соответствующей компоненты $NRM(T_1, T_2)$. Если нет оснований предполагать, что изучаемые породы уже после своего образования претерпели новый сильный прогрев, термоостаточная природа их остаточной намагниченности является, по сути дела, указанием на ее первичность. Образцы из тех потоков, где не наблюдалось подобия указанных кривых, исключались из рассмотрения. По методу Вилсона-Буракова оценка величины $H_{др}$ производится по коэффициенту $k_{WB} = NRM(T_1, T_2)/TRM(T_1, T_2) = H_{др}/H_{лаб}$, где (T_1, T_2) – интервал подобия термокривых $NRM(T, H_{др})$ и $TRM(T, H_{лаб})$.

Эти эксперименты, как и запись термокривых $I_{rs}(T)$, выполнялись в термомагнитометре с вращающимся образцом. Прибор полностью автоматизирован и позволяет фиксировать температурные кривые в отсутствие магнитного поля как при нагреве, так и при охлаждении; чувствительность прибора составляет 10^{-3} А/м. Все опыты, связанные с созданием остаточной намагниченности в лабораторном поле, выполнялись в поле $H_{лаб} = 50$ мкТ.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Норильская коллекция

Температуры Кюри образцов, полученные по кривым $I_s(T)$, для большей части лавовых потоков лежат в области (520–580)°C. Это указывает на то, что, по всей вероятности, в процессе формирования этих пород прошло высокотемпературное окисление, и основным носителем NRM является титаномagnetит с низким содержанием титана. В некоторых свитах (надеждинская, моронговская, мокулаевская, хараелаская) образцы из нескольких потоков показали $T_c < 500^\circ\text{C}$ – вплоть до 420°C, но при конечном анализе результатов эти потоки были исключены из рассмотрения.

Для значительного числа лавовых потоков кривые $I_{s1}(T)$ и $I_{s2}(T)$, снятые при двух последовательных нагревах образца, не обнаруживают заметного различия (рис. 2а и 2б), что говорит о достаточно высокой температурной стабильности ферромагнитного материала породы – носителя остаточной намагниченности. Образцы именно из таких потоков использовались для определения $H_{др}$. Аналогичные кривые, снятые на образцах отдельных потоков ивакинской и особенно сиверминской свит, заметно различались между собой (рис. 2в), что указывает на химические изменения ферромагнетиков в процессе даже однократного нагрева до T_c . Как правило, это сопрягалось с тем, что диаграммы Арай-Нагата таких образцов имели иррегулярное распределение репрезентативных точек и исключались из анализа.

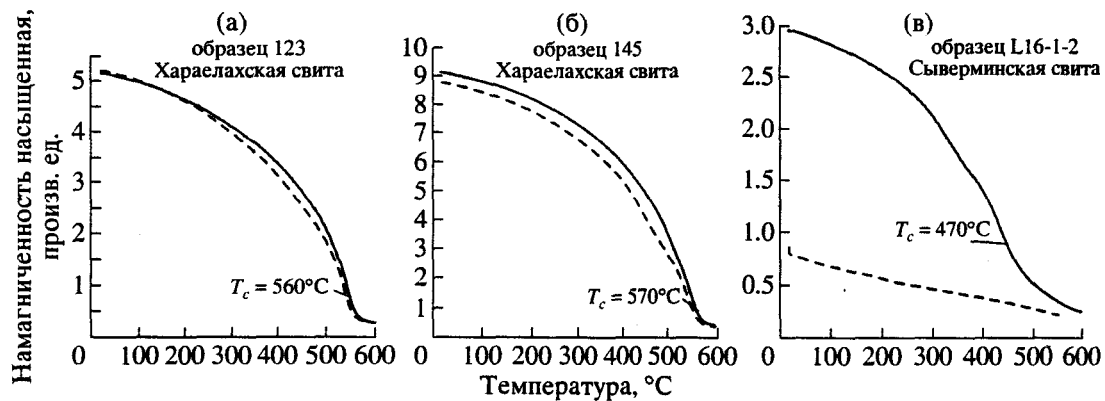


Рис. 2. Образцы Норильской коллекции. Кривые изменения с температурой намагниченности насыщения $I_s(T)$. Сплошной линией обозначена кривая первого и пунктиром – второго нагревов. На каждом из рисунков указана точка Кюри, определенная по кривой первого нагрева.

Доменная структура образцов оценивалась по значениям характеристических отношений I_{rs}/I_s , H_{cr}/H_c (табл. 1). Судя по этим данным, можно сказать, что в породах в качестве ферромагнитных носителей представлены псевдооднодоменные (ПОД) зерна и/или их смесь с многодоменными (МД) частицами.

Кроме того, доменная структура оценивалась по термомагнитному и/или АФ-критериям [Shcherbakov et al., 2001]. Для этого на дублях образцов (по одному из потока) создавались $pTRM_a(300, T_0)$ и/или $pTRM_{af}(300, T_0)$, после чего образцы грелись до верхней температуры интервала создания $pTRM$ (т.е. до 300°C) и охлаждались в нулевом поле до T_0 , где замерялась их остаточная намагниченность (хвост соответствующей $pTRM$). Здесь $pTRM_a(300, T_0)$ есть парциальная термоостаточная намагниченность, созданная в лабораторном поле в интервале $(300, T_0)^\circ\text{C}$ при охлаждении образца от его температуры Кюри, то есть после того, как его NRM была разрушена нагревом до T_c ; $pTRM_{af}(300, T_0)$ есть $pTRM(300, T_0)$, созданная в образце после разрушения его NRM переменным

(аф) полем. Полученные данные использовались для расчета численных параметров, отражающих доменную структуру образца: $A_a(300, T_0) = [\text{хвост } pTRM_a(300, T_0)]/pTRM_a(300, T_0) \times 100 (\%)$ или $A_{af}(300, T_0) = [\text{хвост } pTRM_{af}(300, T_0)]/pTRM_{af}(300, T_0) \times 100 (\%)$. Согласно [Shcherbakov et al., 2001], для МД зерен характерны значения $A_a(300, T_0) > 15\%$ и/или $A_{af}(300, T_0) > 5\%$. Такого рода исследования были выполнены приблизительно для 80% отобранных потоков.

Анализ полученных таким образом данных приводит к следующим выводам. У большинства изученных образцов величины их численных параметров $A_a(300, T_0)$ меняются в основном в пределах (10–25)%, что означает, что остаточную намагниченность породы в этой части температурного интервала определяют зерна ПОД- или МД-размера или их смесь. В качестве иллюстрации на рис. 3а для образца № 145 из хараелахской свиты представлена кривая изменения с температурой $pTRM_a(300, T_0)$ в процессе нагрева образца до 300°C и его последующего охлаждения до T_0 . Вид-

Таблица 1. Минимальные, максимальные и средние величины характеристических параметров I_{rs}/I_s , H_{cr}/H_c по изученным свитам норильской коллекции

Свита	I_{rs}/I_s (min)	I_{rs}/I_s (max)	I_{rs}/I_s (среднее)	H_{cr}/H_c (min)	H_{cr}/H_c (max)	H_{cr}/H_c (среднее)
Кумгинская	0.09	0.36	0.19 ± 0.02	1.5	2.63	2.1 ± 0.1
Хараелахская	0.07	0.25	0.13 ± 0.01	2.0	2.8	2.35 ± 0.08
Мокулаевская	0.06	0.4	0.15 ± 0.01	1.67	3.24	2.26 ± 0.14
Моронговская	0.07	0.31	0.16 ± 0.016	1.6	3.7	2.26 ± 0.14
Надеждинская	0.06	0.26	0.14 ± 0.013	1.8	3.8	2.5 ± 0.11
Туклонская	0.15	0.28	0.21 ± 0.02	1.6	2.7	2.08 ± 0.15
Гудчихинская	0.09	0.45	0.27 ± 0.09	1.13	3.34	1.98 ± 0.42
Сыверминская	0.05	0.21	0.16 ± 0.04	1.7	14.5	4.21 ± 0.98
Ивакинская	0.01	0.36	0.1 ± 0.02	1.3	3.08	2.5 ± 0.25

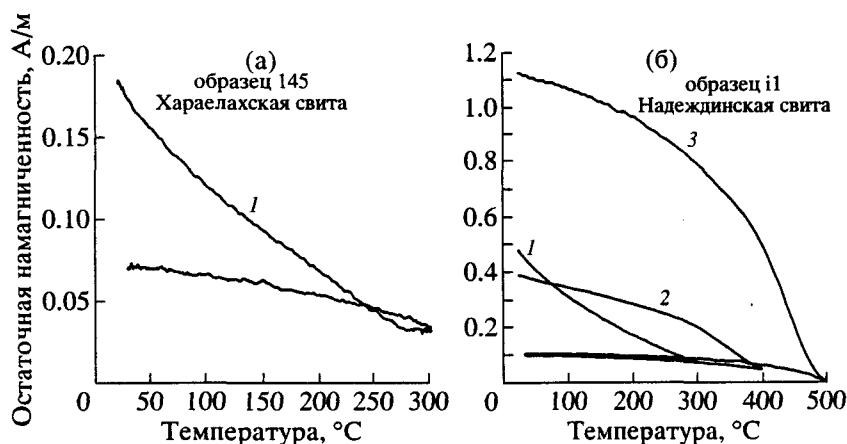


Рис. 3. Образцы Норильской коллекции. Кривые изменения с температурой парциальных намагниченностей $pTRM_a(T_1, T_2)$, созданных в различных температурных интервалах (T_1, T_2), при последующем нагреве образца до T_1 и охлаждении до T_0 : 1 – $pTRM_a(300, T_0)$; 2 – $pTRM_a(400, 300)$; 3 – $pTRM_a(500, 400)$.

но, что для этого образца величина параметра $A_a(300, T_0)$ достигает почти 40%.

Для получения более полной картины поведения $pTRM$, созданных в других интервалах (и, соответственно, для более точной оценки доменной структуры зерен – носителей NRM) на нескольких образцах была сделана аналогичная запись термокривых $pTRM_a(400, 300)$ и $pTRM_a(500, 400)$. Характерный пример приведен на рис. 3б, где для образца i1 из надеждинской свиты представлены температурные кривые $pTRM_a(300, T_0)$, $pTRM_a(400, 300)$ и $pTRM_a(500, 400)$, полученные при нагревах образца до температур T_1 и охлаждении до T_0 (кривые 1, 2 и 3, соответственно). Видно, что у данного образца численные параметры $A_a(300,$

$T_0)$ и $A_a(400, 300)$ выше 15%, а $A_a(500, 400) \approx 10\%$. Согласно [Shcherbakova et al., 2000], это говорит о том, что в низкотемпературных интервалах (300, T_0)°C и (400, 300)°C ферромагнитными носителями остаточной намагниченности в этой породе являются ПОД- или МД-зерна, либо их смесь, а в интервале (T_c , 400)°C – ПОД-частицы или смесь ПОД с однодоменными (ОД).

Как показали результаты лабораторных экспериментов по моделированию процедуры Телье на отожженных природных и искусственных образцах [Shcherbakov, Shcherbakova, 2001], при таком спектре размеров магнитных зерен, присутствующих в породе, диаграммы Араи-Нагата образцов имеют в той или иной степени вогнутый вид. Соответственно, величина “древнего” поля по таким диаграммам определялась с ошибкой: при оценке по низкотемпературной части диаграммы вычисленное поле получалось выше, а по высокотемпературной – ниже реального поля, использованного в опытах. К сожалению, в статье [Shcherbakov, Shcherbakova, 2001] численная ошибка определения величины $H_{др}$ приведена только при оценке ее по низкотемпературному интервалу, хотя аналогичные результаты были получены и для высокотемпературной части диаграммы тоже. Но практика работы с природными коллекциями показывает, что в основном оценка величины $H_{др}$ делается как раз по высокотемпературному интервалу диаграмм Араи-Нагата, поэтому мы решили здесь привести неопубликованные ранее наши данные по оценке $H_{др}$ по высокотемпературному интервалу. В табл. 2, построенной по данным экспериментов, описанных в работе [Shcherbakov, Shcherbakova, 2001], для группы изучавшихся тогда ПОД и МД природных образцов показаны значения параметра $A_a(300, T_0)$ и коэффициентов $\kappa_T = H_{др}/H_{лаб}$, полученных при оценке поля по низкотемпературному (κ_{T1}) и высокотем-

Таблица 2. Значения параметра $A_a(300, T_0)$, характеризующего доменную структуру, и коэффициентов $\kappa_T = H_{др}/H_{лаб}$, получаемых при оценке величины поля по низко- (κ_{T1}) и высокотемпературному (κ_{T2}) интервалам диаграмм Араи-Нагата ПОД- и МД-образцов (по результатам экспериментов [Shcherbakov, Shcherbakova, 2001] по моделированию методики Телье)

Номер образца	$A_a(300, T_0)$ (%)	κ_{T1} низкотемпературный интервал	κ_{T2} высокотемпературный интервал
234	4.95	1.11	0.95
324	5.11	1.16	0.97
572	10.86	1.17	0.92
388	14.5	1.21	0.9
12b	15.1	1.25	0.82
6b	21.23	1.57	0.8
11b	24	1.39	0.8
1109	28.57	1.42	0.8
7b	31.33	1.54	0.84

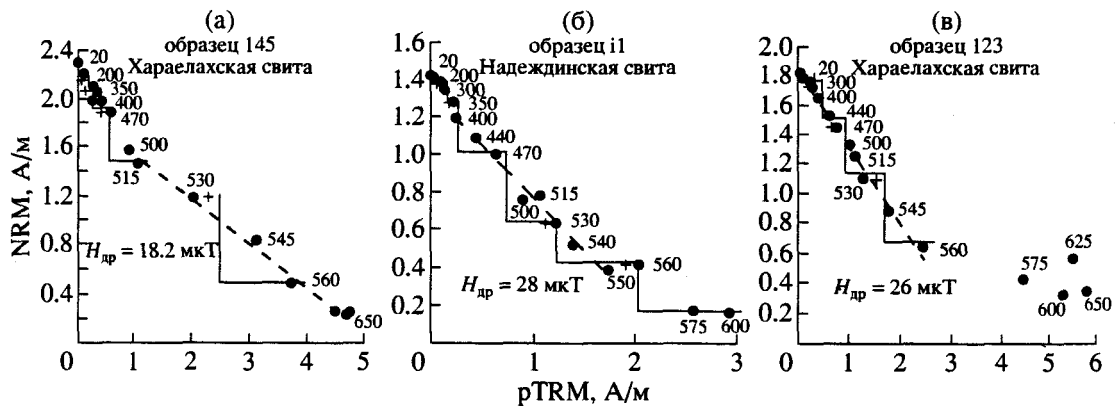


Рис. 4. Образцы Норильской коллекции. Примеры диаграмм Арай-Нагата. Крестиками отмечены check-points, цифры около точек указывают температуру прогрева; пунктирная линия отмечает температурный интервал, по которому делалась оценка величины $H_{др}$, ее значение приводится на рисунке.

пературному (κ_T) интервалам диаграмм Арай-Нагата. Напомним, что в экспериментах, описанных в [Shcherbakov, Shcherbakova, 2001], для создания как “NRM”, так и TRM использовалось одно и то же лабораторное поле, так что в идеальном случае диаграмма должна представлять прямую линию, а коэффициент κ_T должен быть одинаковым для любого температурного интервала и равняться единице. Как видно из табл. 2, для природных образцов, у которых величины параметра $A_d(300, T_0) > 10\%$, ошибка определения $H_{др}$ по высокотемпературной части диаграммы Арай-Нагата меняется в пределах (10–20)%.

Опыт работы с коллекциями образцов горных пород показывает, что, по-видимому, вышеописанный спектр размеров зерен – носителей NRM, когда в низкотемпературном интервале за намагниченность ответственны частицы ПОД- или МД-размера или их смесь, а в высокотемпературном – ПОД- или ОД- зерна или их смесь, – явление, нередко встречающееся в горных породах. В частности, как это проиллюстрировано выше, образцы норильской коллекции в своем большинстве относятся как раз к этому классу пород.

В экспериментах по определению палеонапряженности по методикам Телье и Телье-Коэ использовались неориентированные образцы в форме цилиндра диаметром 22 мм и высотой 20 мм и/или кубики с ребром 1 см – всего более 450 штук. Согласно [Gurevitch et al., 2004], NRM образцов норильской коллекции в основном однокомпонентна; в тех же случаях, когда наблюдалась вторая (низкотемпературная) компонента, определения $H_{др}$ выполнялись по высокотемпературной компоненте.

Диаграммы Арай-Нагата, удовлетворяющие сформулированным выше требованиям, получены на 200 образцах, из них 8 – из ивакинской свиты (по стратиграфической датировке – самые верхи перми). К сожалению, для туклонской сви-

ты такие диаграммы отсутствуют, и далее будут обсуждаться наши определения $H_{др}$ по 8 свитам, а именно (снизу вверх): ивакинской, сыверминской, гудчихинской, надеждинской, моронговской, мокулаевской, хараелахской и кумгинской. Типичные диаграммы Арай-Нагата образцов, использованных для определения $H_{др}$, представлены на рис. 4а, 4б и 4в. В тех случаях, когда диаграммы имели вогнутый вид, то есть репрезентативные точки располагались с изломом по отношению к прямой линии, соединяющей начало и конец диаграммы, оценка $H_{др}$ проводилась только по высокотемпературному интервалу.

Вообще говоря, причин излома в расположении точек на диаграмме может быть несколько, в частности: а) присутствие МД-частиц в качестве носителей низкотемпературной части NRM; б) изменение направления компонента – в случае многокомпонентной NRM; в) присутствующие в породе напряжения, которые снимаются в процессе выполнения процедуры Телье [Kosterov and Prevot, 1998]; г) химические изменения, происходящие в породе в процессе нагревов.

Обсудим с этой точки зрения диаграммы Арай-Нагата нескольких образцов в совокупности с другими, имеющимися для этих образцов, данными. У образца № 145 хараелахской свиты (рис. 4а) в расположении репрезентативных точек прослеживается излом в области 500°C. На диаграмме Зийдериляда, построенной в координатах образца (рис. 5а), видно, что его NRM практически однокомпонентна, за исключением незначительных вариаций в области $T < 450^\circ\text{C}$. Образец устойчив к нагреву, поскольку кривые I_{30} и I_{51} мало отличаются друг от друга (рис. 2б); позиции check-points на диаграмме Арай-Нагата близки к положению репрезентативных точек первичных pTRM, что также говорит об отсутствии химических изменений в процессе нагревов. Тогда можно полагать, что поведение pTRM_d(300,

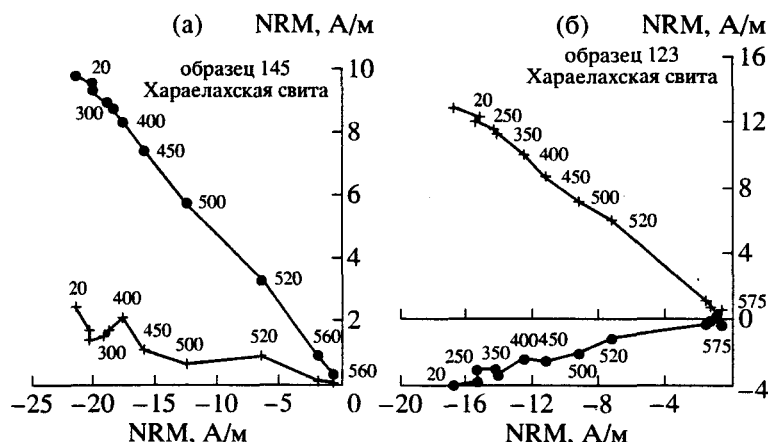


Рис. 5. Образцы Норильской коллекции. Примеры диаграмм Зийдервилда: изменение с температурой компонент NRM в горизонтальной (крестики) и вертикальной (кружки) плоскостях (в системе координат образцов). Цифры около точек указывают температуру прогрева.

T_0) этого образца при нагреве до 300°C и охлаждении (рис. 3а) отражает магнитные свойства первичной породы, не изменившиеся в результате нагрева образца до T_c в процессе создания $r\text{TRM}_a(300, T_0)$. В таком случае большая величина параметра $A_a(300, T_0) \approx 40\%$ говорит о том, что носителями остаточной намагниченности образца в низкотемпературных интервалах являются зерна МД размера, что и вызывает излом на диаграмме Араи-Нагата. Согласно [Shcherbakov, Shcherbakova, 2001] и данным табл. 2 (настоящая работа), палеонапряженность, определенная нами на этом образце по высокотемпературному интервалу, может быть занижена на величину до 20%.

Сходное поведение, только с менее выраженным изломом диаграммы Араи-Нагата, демонстрирует образец *i1* надежинской свиты (рис. 4б). Для него имеются температурные кривые $r\text{TRM}$, созданные в трех температурных интервалах: $(300, T_0)$ $(400, 300)$ и $(500, 400)$ (рис. 3б), по которым легко оценить значения соответствующих параметров $A_a(T_1, T_2)$. Согласно термомангнитному критерию, у этого образца в интервале температур до 400°C за намагниченность ответственны частицы ПОД- и/или МД-размера, а в высокотемпературном ($T > 400^\circ\text{C}$) – ПОД- и/или ОД-зерна, что и является, по-видимому, причиной вогнутости диаграммы.

Образец № 123 хараелахской свиты, также как образцы №№ 145 и *i1*, демонстрирует стабильность к нагревам (рис. 2б), однокомпонентность NRM (рис. 5б), и величина его параметра $A_a(300, T_0) \approx 20\%$, то есть также лежит в МД-области. Однако его диаграмма Араи-Нагата практически линейна (рис. 4в) вплоть до $T_c \approx 560^\circ\text{C}$ этого образца (после достижения этой температуры точки на диаграмме располагаются весьма иррегулярно, что, очевидно, связано со структурными и хими-

ческими изменениями, начавшимися при столь высоких температурах). Этот факт говорит о том, что на практике большая величина параметра $A_a(300, T_0)$ не обязательно ведет к вогнутости диаграммы и связанной с этим ошибке в определении $H_{др}$. По-видимому, в данном случае дело заключается в том, что подавляющая часть NRM образца № 123 деблокируется при $T > 400^\circ\text{C}$ (рис. 4в), а в этой области температур в природных образцах носителями NRM являются ферритмагнитные зерна преимущественно одно- или псевдооднородного размеров [Shcherbakova et al., 2000].

Для каждого (по возможности) отобранного потока на дублях образцов была сделана оценка $H_{др}$ по методу Вилсона-Буракова (WB). Кривые $\text{NRM}(T)$ и $\text{TRM}(T)$, снимавшиеся по этой процедуре, обнаруживают в большинстве случаев хорошее подобие. В качестве иллюстрации метода WB на рис. 6 приведены термоквивы $\text{NRM}(T, H_{др})$ и $\text{TRM}(T, H_{лаб})$, снятые для двух образцов Норильской коллекции: № 24 из ивакинской свиты (рис. 6а) и № 145 из хараелахской свиты (рис. 6б). Для удобства сравнения подобия этих кривых пунктиром показана редуцированная кривая $\text{NRM}^*(T, H_{др})$, для построения которой исходный файл $\text{NRM}(T, H_{др})$ умножался на определенный численный коэффициент. Видно, что у кривых первого образца нет подобия, тогда как у второго оно проявляется почти на всем температурном интервале. У тех образцов, которые использовались для определения $H_{др}$, значения коэффициента k_{WB} , полученные по методу WB, близки (или, во всяком случае, не вступают в противоречие) со значениями коэффициента $k_T = H_{др}/H_{лаб}$, полученными на образцах того же номера (т.е. из того же штуча) по методу Телле из диаграмм Араи-Нагата. Например, для образца № 145 по методу WB получено $H_{др} = 19.5 \text{ мкТ}$

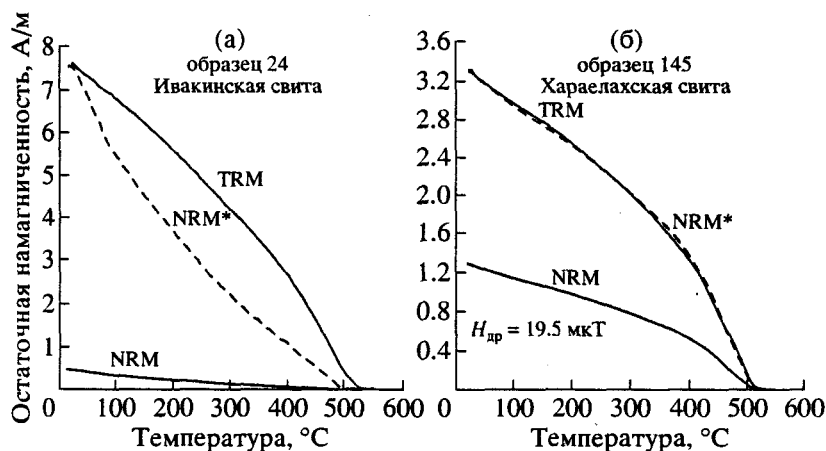


Рис. 6. Образцы Норильской коллекции. Температурные кривые NRM($H_{др}$, T), TRM($H_{лаб}$, T) (сплошные линии) и редуцированные кривые NRM*($H_{др}$, T) (пунктирные линии) (к методу Вилсона-Буракова).

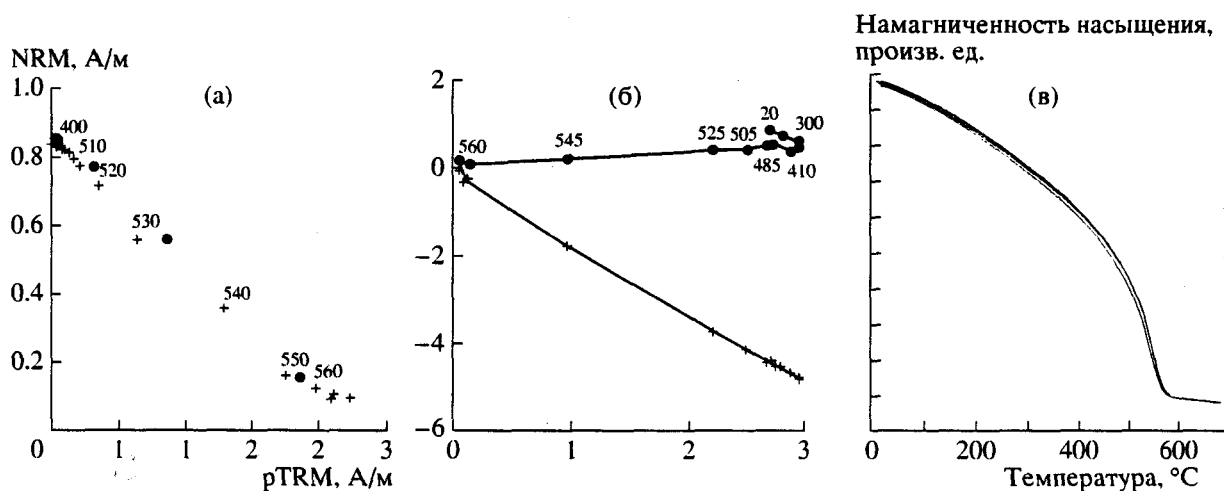


Рис. 7. Образец 1–7 из бассейна р. Б. Нирунда: (а) – диаграмма Арай-Нагата; (б) – диаграмма Зийдервилда (обозначения те же, что и на рис. 4 и рис. 5); (в) – температурные кривые $I_s(T_i)$, полученные при нагревах образца до последовательно возрастающих температур T_i : 100, 200, ... 700°C.

(рис. 6б), в то время как по методу Телье $H_{др} = 18.2$ мкТ (рис. 4а).

Большая Нирунда

Для определения палеонапряженности (по методике Телье – Коэ) использовались кубики с ребром 2 см, всего 10 образцов. Судя по величинам характеристических параметров I_{rs}/I_s и H_{cr}/H_c , практически все образцы можно отнести к классу ПОД-зерен. Петромагнитный анализ, основанный на выполнении серии нагревов I_s до последовательно возрастающих температур, показал высокую стабильность магнитных минералов к нагревам (рис. 7в) и диагностировал магнетит как носитель NRM. Для определения $H_{др}$ пригодными оказались 6 (из 10) образцов, типичная диаграмма Арай-Нагата с деблокирующими температурами,

близкими к температуре Кюри магнетита, приведена на рис. 7а, из которого видно, что критерии качества, предъявляемые к результатам экспериментов по методике Телье, здесь выполняются. В температурном интервале (20–400)°C репрезентативные точки на этой диаграмме очень близки друг к другу, основные изменения NRM и pTRM происходят выше 400°C, поэтому определение $H_{др}$ проводилось в интервале (400–580)°C. На диаграмме Зийдервилда (рис. 7б) отмечается главным образом высокотемпературная компонента NRM, небольшая прямо намагниченная вязкая компонента исчезает при прогреве уже до 300°C. С небольшими вариациями эти же черты характерны и для диаграмм других образцов данной коллекции.

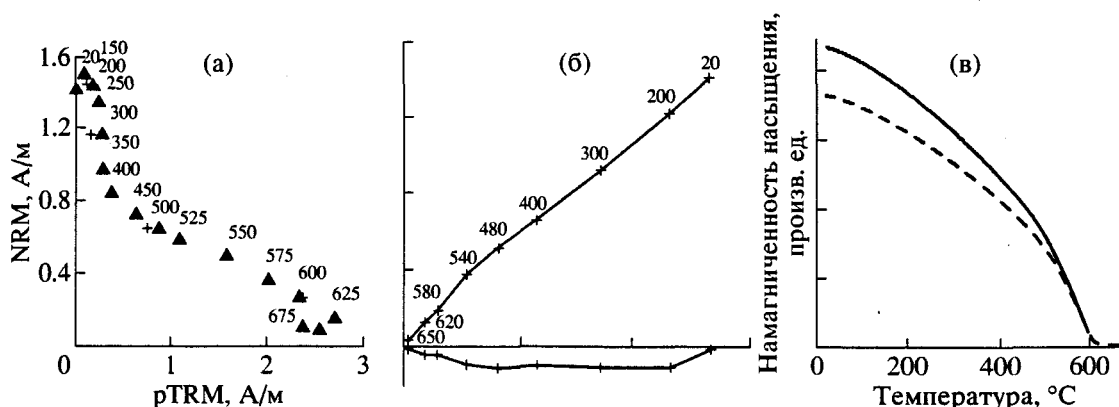


Рис. 8. Образец 6585, Казахстан, первый разрез (locality A): а), б) обозначения те же, что и на рис. 7; в) температурные кривые $I_s(T)$, полученные при последовательных нагревах образца до температур 600 и 700°C.

Восточный Казахстан

Эта коллекция андезито-базальтов была отображена нашими коллегами из Геологического института РАН с целью определения палеополусов и последующих палеотектонических построений [Levashova et al., 2003]. Первый разрез (locality A) представляет собой 600-метровую толщу, из которой было отобрано 69 штучков с расстоянием ≈ 10 метров между точками отбора. Другие образцы (числом 81) были отобраны из второго разреза мощностью до 1500 м (locality B). Полученные авторами средние значения палеонаклонов составляют $I_1 = -48.9^\circ$ для первого и $I_2 = -48.0^\circ$ для второго разрезов.

Часть этой коллекции (более 100 двухсантиметровых кубиков-дублей из обоих разрезов) была передана нам для экспериментов по определению палеонапряженности. Эксперименты велись по методике Телье, включая тест check-points; параллельно на пилотных образцах выполнялись исследования магнитных свойств пород, аналогичные описанным выше. Гистерезисные параметры I_r/I_s и H_c/H_c у образцов данной коллекции изменяются в пределах (0.05–0.22) и (2.4–5.2), соответственно, то есть в области, типичной для ПОД частиц. Петромагнитный анализ показал сравнительно высокую стабильность образцов к нагревам, что иллюстрирует рис. 8в, где для образца 6585 (locality A) представлены кривые $I_s(T)$, полученные при двух последовательных нагревах – до 600°C (сплошная линия) и 700°C (пунктир). Из этого же рисунка видно, что образец 6585 имеет довольно высокую $T_c = 600^\circ\text{C}$. Отметим, что для образцов данной коллекции типичны высокие T_c , вплоть до 650°C. Как известно, температуры Кюри выше 580°C характерны для катион-дефицитного магнетита, из чего можно заключить, что в носителе NRM в породах казахстанской коллекции является, главным образом, катион-дефицитный магнетит с $T_c = (600–650)^\circ\text{C}$.

На рис. 8а приведена диаграмма Арай-Нагата для образца 6585, соответствующая ему диаграмма Зийдервилда показана на рис. 8б. Палеомагнитные исследования, выполненные [Levashova et al., 2003], показали, что подобное, близкое к однокомпонентному, поведение NRM характерно для большинства образцов. В ряде случаев наблюдалась относительно сильная низкотемпературная компонента, простирающаяся до $T \approx 500^\circ\text{C}$, что особенно часто имело место в образцах с намагниченностью, превышающей 10 A/m. Такие образцы в экспериментах по определению H_{dr} не использовались. Значительный спад NRM в интервале температур до 400°C (рис. 8а) аналогичен тому, который нередко наблюдается различными исследователями. В частности, его происхождение исследовалось в работе [Kosterov and Prevot, 1998], где авторы пришли к выводу, что такой спад, по-видимому, вызывается снятием напряжений, присутствующих в породе, в процессе начальных нагревов образца при работе по методике Телье. Обратное движение репрезентативных точек на диаграмме при $T > 625^\circ\text{C}$ объясняется, очевидно, начавшимся превращением магнетита в гематит. Оценка палеонапряженности на образцах этой коллекции, как правило, делалась по высокотемпературной компоненте.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты определений палеонапряженности, полученные нами на образцах вышеописанных коллекций, представлены в табл. 3.

Граница пермь-триас (Норильская коллекция)

Согласно [Gurevitch et al., 2004], нижележащие свиты разреза, относимые к триасу: сыверминская, гудчихинская, хаканчанская, туклонская и значительная часть надеждынской (нижние 21 из 26 отобранных потоков) имеют переходное на-

Таблица 3. Результаты экспериментов по определению палеонапряженности.

φ – географическая широта и λ – географическая долгота места отбора; D – палеосклонение, I – палеонаклонение; N – число образцов, использованных при расчете средней величины палеонапряженности; $\langle H_{др} \rangle$ – средняя величины палеонапряженности, σ_H – ошибка определения $\langle H_{др} \rangle$, $\langle VDM \rangle$ – среднее значение виртуального геомагнитного диполя, σ_{VDM} – ошибка определения $\langle VDM \rangle$; усреднение проводилось по свите (Норильская коллекция) или по разрезу (Б. Нирунда и Казахстан)

Свита	φ	λ	D (°)	I (°)	N	$\langle H_{др} \rangle \pm \sigma_H$	$\langle VDM \rangle \pm \sigma_{VDM}$
Кумгинская	70°22'	90°04'	63.7	73.2	25	26.72 ± 1.6	3.77 ± 0.27
Хараелахская	70°22'	90°04'	88.0	65.2	22	21.13 ± 1.45	3.68 ± 0.41
Мокулаевская	70°22'	90°04'	103.3	73.9	43	15.9 ± 0.99	2.33 ± 0.27
Моронговская	70°22'	90°04'	105.7	76.8	27	21.95 ± 1.41	2.82 ± 0.32
Надеждинская	69°28'	88°43'	66.5	75.3	12	19.0 ± 2.28	2.3 ± 0.7
Ивакинская	69°28'	88°43'	251.7	–28.8	8	11.02 ± 0.4	1.76 ± 0.07
Б.Нирунда	65°	95°	265.0	–76.0	6	13.0 ± 1.3	2.35 ± 0.23
Казахстан locality A	47°	80°	265.0	–49.0	32	19.5 ± 1.34	3.68 ± 0.25
Казахстан locality B	47°	80°	237.0	–48.0	18	19.0 ± 1.61	3.76 ± 0.32

правление NRM, и только вышележащая часть разреза относится к периоду устойчивой положительной полярности. По этой причине в табл. 3 для Норильской коллекции приведены данные по ивакинской свите (верхи перми) и по свитам триаса, относимых к периоду устойчивого поля, а именно: для 5 верхних потоков надеждинской свиты (Nd5–Nd1) и для вышележащих свит (моронговской, мокулаевской, хараелахской и кумгинской). Число образцов в пределах одной свиты, использованных при усреднении для определения средних значений $H_{др}$ и VDM по свите, меняется для разных свит: от 8 (ивакинская свита) до 43 (мокулаевская свита). Подробное, от потока к потоку, изменение VDM по всему разрезу показано на рис. 9.

На основе полученных результатов можно сделать следующие выводы. По свитам триаса, имеющим прямую по направлению NRM и относящимся к периоду устойчивой полярности, средняя величина $VDM = (2.98 \pm 0.32) \times 10^{22} \text{ Ам}^2$, что меньше половины современного значения магнитного диполя Земли и хорошо согласуется с данными [Солодовников, 1994; Neupmann et al., 2004] для пород аналогичного возраста. Осторожности ради надо заметить, что ввиду ПОД-МД-размера части ферритмагнитных зерен – носителей NRM в низкотемпературном интервале наши данные могут занижать величину палеополя примерно на 10%.

Обращает на себя внимание характер изменения поведения VDM от потока к потоку (рис. 9). В переходной зоне, в низах толщи (сыверминская, гудчихинская и низы надеждинской свиты), изменение величины VDM носит колебательный характер с большим размахом в крайних значениях. Выше, где прослеживается устойчивая положи-

тельная полярность намагниченности, эти колебания уменьшаются.

Поздняя пермь

Этот период в мировой базе данных представлен работой [Thomas et al., 1998] по вулканитам

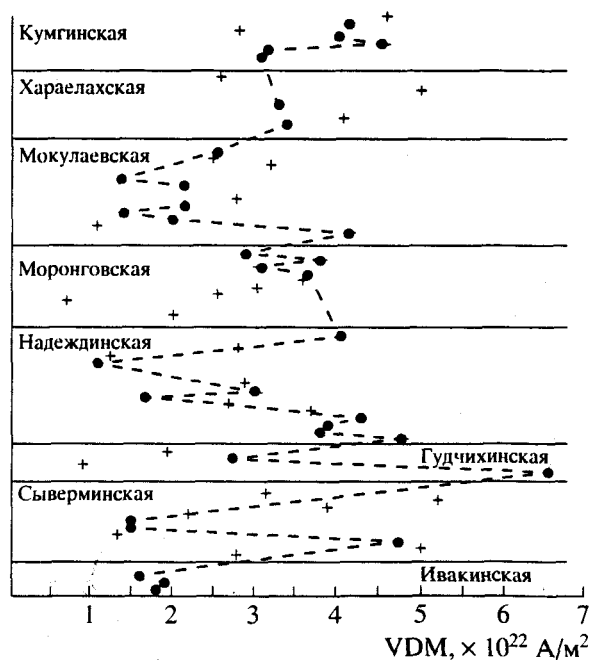


Рис. 9. Вариация средней величины виртуального дипольного момента VDM по норильскому разрезу. Кружками показаны значения $\langle VDM \rangle$, полученные усреднением по трем и более образцам из одного потока, крестиками – по двум или одному образцу. Расположение лав по вертикали соответствует стратиграфической колонке.

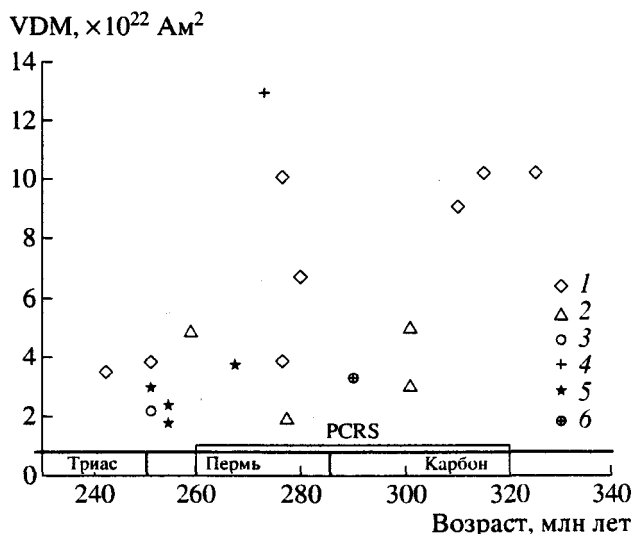


Рис. 10. Сводка данных средних значений VDM по триасу, перми и карбону, представленных в мировой базе данных <http://www.brk.adm.yar.ru/palmag/index.html>. Обозначения: 1 – Солодовников и др.; 2 – Thomas et al.; 3 – Neuenmann et al.; 4 – Krs; 5 – данная работа. 6 – величина VDM, полученная в [Harcombe-Smee et al., 1996]. Подчеркнем, что эта работа приведена здесь в порядке исключения, поскольку ошибка определения VDM в ней превышает 15%.

Южного Китая, радиологический возраст которых определяется в (255–263) миллиона лет. Согласно авторам цитируемой работы, вулканы имеют положительную полярность и относятся к post-Kiaman эпохе; величина VDM, определенная по ним, составляет половину его современного значения. Сейчас мы можем дополнить эти данные тремя новыми независимыми определениями на различных позднепермских объектах (табл. 3).

Ивакинская свита

Всего в экспериментах по определению палеонапряженности было использовано более 30 образцов, пригодными оказались результаты по 8 образцам. Полученное по ним среднее значение $VDM = (1.76 \pm 0.07) \times 10^{22} \text{ Am}^2$.

Большая Нирунда

Здесь средняя величина VDM, определенная по 6 образцам, равна $2.4 \times 10^{22} \text{ Am}^2$.

Восточный Казахстан

Для определения $H_{др}$ оказались пригодными результаты по 32 и 18 образцам из первого и второго разрезов соответственно. Средние величины палеонапряженности для этих разрезов $H_{др} = (19.5 \pm 1.3) \text{ мкТ}$ и $H_{др} = (19 \pm 1.6) \text{ мкТ}$ соответственно. Отсюда при палеонаклонениях $I_1 = -48.9^\circ$

для первого и $I_2 = -48.0^\circ$ для второго разрезов получаем для обоих разрезов практически неразличимую среднюю величину $VDM = 3.76 \times 10^{22} \text{ Am}^2$.

Заметим, что три выше рассмотренных объекта верхней перми, включая китайские вулканы [Thomas et al., 1998], относятся к post-Kiaman эпохе; стратиграфически они лежат в татарском ярусе, между пермо-триасовой границей и окончанием PCRS. Коллекция Восточно-Казахстанских андезитов-базальтов (возраст пород 260–275 млн лет) относится уже к верхней части суперхрона Kiaman.

Полученные нами результаты, показанные звездочками на рис. 10, хорошо согласуются с данными по палеонапряженности в перми-триасе, уже представленными в мировой базе. Опираясь на всю совокупность данных, имеющихся в настоящее время для периода (240–330) млн лет (рис. 10), можно сделать следующие выводы.

Средняя величина виртуального геомагнитного диполя VDM на временном промежутке между 251 млн лет и (260–275) млн лет, т.е. от границы пермь-триас вплоть до верхней части суперхрона Kiaman, была пониженной и составляла приблизительно половину ее современного значения. В этот период существенных изменений в величине палеонапряженности не происходило (оговоримся, что обозначенная здесь нижняя граница интервала (260–275) млн лет несколько размыта в силу того, что породы изученной нами казахстанской коллекции не имеют определений абсолютного возраста). Следовательно, у нас нет оснований предполагать, что катастрофическое извержение траппов на границе пермь-триас сопровождалось заметными изменениями в средней величине геомагнитного диполя.

Вместе с тем, как уже отмечалось во Введении, полученные ранее данные по перми-триасу указывают на то, что значительное изменение средней величины VDM все же имело место между средним карбоном и триасом. Наши новые определения величины $H_{др}$ поддерживают эту гипотезу, и с их учетом можно утверждать, что переход от высоких значений величины геомагнитного диполя в карбоне к низкому, характерному для триаса и мезозоя, произошел внутри пермо-карбонового обратного суперхрона PCRS (рис. 10). Из полной сводки данных, приведенной на рис. 10, можно заключить, что это случилось, скорее всего, в интервале (270–320) миллионов лет; однако значения VDM для этого периода имеют слишком большой разброс, чтобы сделать более определенные заключения.

Резюмируя вышесказанное, можно сделать также вывод о том, что существующий на настоящий момент комплекс данных по палеонапряженности в интервале (330–240) млн лет, то есть внутри суперхрона Kiaman и за его пределами, не

подтверждает наличие корреляции между средней величиной VDM и частотой инверсий геомагнитного поля, а скорее, свидетельствуют об обратном. Такое заключение согласуется с аналогичным выводом, сделанным ранее [Prevot et al., 1990; Pick and Tauxe, 1993], на примере мелового суперхрона.

Авторы благодарят Р. Веселовского и В.Э. Павлова за предоставленные образцы из бассейна реки Б. Нирунда, М.Л. Баженова и Н.М. Левашову за предоставленные образцы из района Восточного Казахстана. Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 02-05-64608 и № 00-05-64008.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.

- Большаков А.С., Солодовников Г.М., Виноградов Ю.К. Палеонапряженность геомагнитного поля в ранней Перми // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1989. № 7. С. 70-78.
- Большаков А.С., Солодовников Г.М. Напряженность геомагнитного поля в последние 400 миллионов лет // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260. № 6. С. 1340-1343.
- Веселовский Р.В., Галле И., Павлов В.Э. Палеомагнетизм траппов долин рек Подкаменная Тунгуска и Котуй: к вопросу о реальности послепалеозойских относительных перемещений Сибирской и Восточно-Европейской платформ. Материалы семинара "Палеомагнетизм и магнетизм горных пород" (Борок, 19-22 октября 2002 г.). М.: ГЕОС. С. 25-27.
- Геология и рудные месторождения Норильска. Путеводитель VII Международного симпозиума по платине / Под ред. В.В. Дистлера и В.Е. Кунилова. М. 1994.
- Солодовников Г.М. Палеонапряженность геомагнитного поля в низах ранней перми // Физика Земли. 1992. № 8. С. 100-106.
- Солодовников Г.М. Палеонапряженность геомагнитного поля в раннем триасе // Физика Земли. 1994. № 9. С. 72-79.
- Солодовников Г.М. Данные о палеонапряженности магнитного поля Земли в интервале 80-320 млн лет и их интерпретация // Физика Земли. 1995. № 5. С. 38-42.
- Солодовников Г.М. Палеонапряженность геомагнитного поля в раннем и среднем девоне // Физика Земли. 1996. № 7. С. 64-71.
- Щербаков В.П., Солодовников Г.М., Сычева Н.К. Изменение величины геомагнитного диполя за последние 400 миллионов лет (вулканические породы) // Физика Земли. 2002. № 2. С. 26-33. <http://www.brk.adm.yar.ru/palmag/papers-r.html>.
- Щербакова В.В., Щербаков В.П., Водовозов В.Ю., Сычева Н.К. Палеонапряженность на границе пермь-триас. Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин севера Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 2003. С. 269-272.
- Bowring S.A., Erwin D.H., Jin Y.G., Martin M.W., Davidek K., Wang W. U/Pb zircon geochronology tempo of the end-Permian mass extinction // Science. 1998. V. 280. P. 1039-1045.
- Coe R.S. Paleointensities of the Earth's magnetic field determined from tertiary and quaternary rocks // J. Geophys. Res. 1967. 72. P. 3247-3262.
- Coe R.S., Gramme C.S., Mankinen E.A. Geomagnetic paleointensities from radiocarbon-dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific nondipole low // J. Geophys. Res. 1978. V. 83. P. 1740-1756.
- Courtillot V. Evolutionary Catastrophes: the Science of Mass Extinctions // Cambridge University Press. 1999.
- Dalrymple B.C., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Simonov O.N., Lanphere M.A., Likhachev A.P. A reconnaissance $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological study of ore-bearing and related rocks, Siberian Russia // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. P. 2071-2083.
- Gurevitch E., Heunemann C., Rad'ko V., Westphal M., Bachtadse V., Pozzi J.P., Feinberg H. Palaeomagnetism and magnetostratigraphy of the Permian-Triassic Siberian trap basalts // Tectonophysics. 2004. V. 379. № 1. P. 211-226.
- Harcombe-Smee B.J., Piper J.D.A., Ralph T.C., Thomas D.N. A palaeomagnetic and palaeointensity study of the Mauchline lavas, south-west Scotland // Phys. Earth Planet. Interiors. 1996. V. 94. P. 63-73.
- Heunemann C., Krasa D., Gurevitch E.L., Soffel H.C., 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.
- Kama S.L., Czamanske G.K., Krogh T.E. A minimum U-Pb age for Siberian flood-basalt volcanism // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1996. V. 60. P. 3505-3511.
- Kosterov A.A., Prevot M. Possible mechanisms causing failure of Thellier palaeointensity experiments in some basalts // Geophys. J. Int. 1998. V. 134. P. 554-572.
- Krx M. Intensity of the earth's magnetic field in the geological past // Nature. 1967. 215. P. 697-699.
- Levashova N.M., Degtyarev K.E., Bazhenov M.L. et al. Permian palaeomagnetism of East Kazakhstan and the amalgamation of Eurasia // Geophys. J. Int. 2003. V. 152. P. 677-687.
- Lind E.N., Kropotov S.V., Czamanske G.K., Gramme C.S., Fedorenko V.A. Paleomagnetism of the Siberian flood basalts of the Noril'sk area: A constraint on eruption duration // Int. Geol. Rev. 1994. V. 36. P. 1139-1150.
- Loper D.E., McCartney K. Mantle plumes and the periodicity of magnetic field reversals // Geophys. Res. Lett. V. 13. P. 1525-1528.
- Larson R.L., Olson P. Mantle plumes control reversal frequency // Earth Planet. Sci. Lett. 1991. V. 107. P. 437-447.
- Opdyke N.D., Channell J.E.T. Magnetic stratigraphy // International Geophysics Series. 1996. V. 64. P. 346.
- Pick T., Tauxe L. Geomagnetic paleointensities during the Cretaceous/normal superchron measured using submarine basaltic glass // Nature. 1993. V. 366. P. 238-242.
- Perrin M., Prevot M., Mankinen E.A. Low intensity of the geomagnetic field in Early Jurassic time // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. P. 14197-14210.
- Perrin M., Shcherbakov V.P. Paleointensity of the Earth's Magnetic Field for the Past 400 Ma: Evidence for a Dipole Structure during the Mesozoic Low // J. Geomag. Geoelectr. 1997. V. 49. P. 601-614.
- Prevot M., Mankinen E.A., Gramme C.S., Lecaille A. High paleointensities of the geomagnetic field from thermomag-