НОВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО ПЕРМО-ТРИАСОВЫМ ТРАППАМ СИБИРИ И ПРОБЛЕМА НЕДИПОЛЬНОСТИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ НА ГРАНИЦЕ ПАЛЕОЗОЯ И МЕЗОЗОЯ

Р.В. Веселовский¹, В.Э. Павлов¹

¹Институт физики Земли РАН, Москва, veselovskiy@ifz.ru

Аннотация.

В настоящей работе выполнен анализ имеющихся на настоящий момент палеомагнитных данных для Сибирской платформы и стабильной Европы. отвечающих границе перми и триаса. На основе отобранных палеомагнитных определений рассчитаны средние пермо-триасовые палеомагнитные полюсы для Сибири и Европы, отвечающие современным критериям надежности. Проведенное сравнение полученных полюсов показало их значимое различие. В работе подробно обсуждаются четыре возможных причины наблюдаемого различия палеомагнитных полюсов Сибири и Европы: наличие масштабных относительных перемещений этих кратонов в послепалеозойское время, различие возрастов сравниваемых палеомагнитных полюсов, существенный вклад недипольных компонент в геомагнитное поле на рубеже палеозоя и мезозоя, занижение магнитных наклонений в европейских осадочных породах. Также обсуждается адекватность произведенной селекции исходных данных.

Приведены аргументы, которые указывают на то, что возможность крупномасштабных относительных перемещений рассматриваемых кратонных блоков в послепалеозойское время может рассматриваться как крайне маловероятная. Одновозрастность используемых средних полюсов установлена с достаточной степенью точности. Выполнены оценки значений квадрупольного и октупольного коэффициентов сферического разложения магнитного поля, а также коэффициента занижения наклонения, которые могли бы объяснить наблюдаемое расхождение сибирских и европейских полюсов. Наилучшее согласование европейских и сибирских палеомагнитных данных достигается при значении октупольного коэффициента $g_3 = -$ 10% или при значении коэффициента занижения наклонения f=0.62. При этом выполненные расчеты показывают, что для того, чтобы устранить статистически значимое отличие сибирских и европейских средних полюсов достаточно допустить совсем небольшую величину занижения наклонения, соответствующую значениям f =0.9-0.95, связанную, возможно, с некоторым уплотнением исследованных осадочных пород. Это дает нам основание рассматривать занижение наклонений в европейских объектах как наиболее вероятный источник наблюдаемого рассогласования европейских и сибирских палеомагнитных данных.

Key words: палеомагнетизм, Сибирские траппы, "Стабильная" Европа, недипольное поле, занижение наклонения.

Key words: paleomagnetism, Siberian traps, Stable Europe, non-dipole field, inclination shallowing.

Современное состояние проблемы и постановка задачи.

Несмотря на то, что гипотеза центрального осевого диполя (Geocentric Axial Dipole – GAD) широко используется при палеотектонических интерпретациях палеомагнитных данных и, более того, является их "краеугольным камнем", в настоящее время невозможно с уверенностью утверждать, что магнитное поле Земли (осредненное за период времени порядка 10⁴-10⁵ лет) на протяжении большей части геологической истории представляло собой поле диполя, помещенного в центр Земли и ориентированного по оси ее вращения. Очевидно, что необходимо искать подтверждения справедливости этой гипотезы для всех интервалов геологического времени, для которых она используется. Особенно это важно для таких древних времен

как палеозой и докембрий, для которых применение актуалистического подхода представляется достаточно проблематичным.

Хосперс [Hospers, 1954] был первый кто показал, что виртуальный полюс, осредненный за несколько последних тысяч лет, с высокой точностью совпадает с географическим полюсом. Этот результат, наряду со многими другими [Irving, 1964; Opdyke and Henry, 1969; и др.], послужил основой для выдвижения GAD-гипотезы, которая впоследствии тестировалась неоднократно.

Рядом исследователей [McElhinny, 1973; Merrill and McElhinny, 1977, 1983; Quidelleur et al., 1994] и, в первую очередь, Вильсоном [Wilson, 1970] было показано, что помимо дипольной компоненты в осредненном за последние несколько миллионов лет поле могут присутствовать также недипольные члены второго порядка, чей суммарный вклад, однако, не превышает 5% от величины дипольной составляющей поля. МакЭлхинни с соавторами [McElhinny et al., 1996] изучили в деталях, какие члены (гармонического разложения геомагнитного поля) второго порядка могут быть уверенно установлены исходя из палеомагнитных данных для последних 5 Ma. Их анализ показал, во-первых, что никаких уверенных указаний на существование в TAF (осредненное поле – time averaged field) незональных (секториальных, тессеральных) компонент не существует и, во-вторых, что только геоцентрический аксиальный квадрупольный член может быть сколько-нибудь надежно установлен. Этот результат был независимо подтвержден в работе [Quidelleur и Courtillot, 1996].

В этой связи важно напомнить, что в ряде работ [Храмов и др., 1982; Яновский, 1978] высказывалось предположение о возможной асимметрии палеомагнитного поля с карбона по триас, связанной, по мнению авторов этих работ, со смещением ориентированного по оси вращения Земли диполя в сторону западной части Тихого океана. Рассмотрим этот вопрос более подробно.

А. Н. Храмов с соавторами [Храмов и др., 1982], отмечая возможность некоторого смещения диполя относительно центра Земли (что равнозначно присутствию в сферическом гармоническом разложении палеомагнитного поля (TAF) незональных членов), ссылается на 2 работы: [Adam et al., 1975] и [Benkova et al., 1973]. В этих работах авторы используют несферическое гармоническое представление осредненного поля, предполагая, по-видимому, что используемая ими модель, пусть даже сильно идеализированная, имеет большее физическое содержание, чем сферическая модель. Однако, как отмечает [Merrill, 1996], ни одна из моделей, предусматривающих несферическое разложение, не является сколько-нибудь реально удовлетворительной при описании физической картины внутренних источников поля. Более того, современная динамо-теория предполагает, что "реальные" источники должны быть значительно более сложными и многочисленными, чем предусматривает любая из физических моделей, опирающаяся на несферическое разложение. Поэтому, исходя из удобств математического описания, большинство исследователей, в настоящее время, предпочитают описывать поле в терминах сферического гармонического разложения. В этом случае, упомянутое смещение центра диполя будет означать, что в сферическом гармоническом разложении, как уже сказано выше, появятся незональные члены. Помимо названных авторов мнение о существовании незональных членов высказывалось также Крир и Джоржи [Creer et al., 1973; Georgi, 1974], предполагавших, что величина незональных составляющих может быть сравнима с величиной зональных членов разложения. Однако Веллс [Wells, 1973] строго доказал, что только зональные члены реально значимы, а определенные незональные составляющие есть результат неравномерного пространственного распределения анализируемых данных. В дальнейшем на основе анализа гораздо более широкой базы данных [McElhinny et al., 1996] показали, что для объяснения наблюдаемых данных нет нужды привлекать незональные коэффициенты.

Все вышесказанное касается интервала времени, отвечающего четвертичному времени и, отчасти, неогену, когда движениями литосферных плит при анализе палеомагнитных данных можно пренебречь. Очевидно, что предположение о существенном вкладе незональных компонент в палеомагнитное поле в более древние времена становится еще менее доказательным в связи с все возрастающими в глубь времени неопределенностями палеогеографических реконструкций и пространственновится временной неравномерности распределения данных.

В некоторых моделях, построенных на основе анализа плиоцен-плейстоценголоценовых данных, помимо дипольного и квадрупольного, предполагается также существование октупольного зонального члена. Аксиальный октуполь в этих моделях всегда меньше 3% (между 1 и 1.6% в работах [Johnson and Constable, 1997; Carlut and Courtillot, 1998]; 2.9% в модели [Kelly and Gubbins, 1997]; [McElhinny et al, 1996], определили величину октупольного члена между 1 и 3%, отметив при этом, что точность имеющихся данных не позволяет считать эти результаты статистически значимыми).

Ряд авторов [Johnson and Constable, 1995, 1997; Gubbins and Kelly, 1993; Kelly and Gubbins, 1997] интерпретируют результаты выполненного ими полного сферического гармонического анализа геомагнитного поля, усредненного за последние 5 Ма, как свидетельство существования малых, но статистически значимых незональных членов. Этот вывод был детально рассмотрен в работах [Carlut and Courtillot, 1998; McElhinny and McFadden, 2000], которые показали, что в силу малости предполагаемых недипольных членов, сам факт их обнаружения сильно зависит от возможных мелких неточностей палеомагнитной записи и может являться, например, следствием использования данных, полученных при не полностью отвечающей современным требованиям лабораторной обработке.

Таким образом, на настоящий момент можно более или менее уверенно говорить о том, что геомагнитное поле последних 5 Ма достаточно хорошо описывается полем аксиального геоцентрического диполя с небольшим вкладом аксиального геоцентрического квадруполя. Меррилл с соавторами [Merrill et al., 1996] оценивают этот вклад отношением $g_2^0/g_1^0 = 0.038 \pm 0.012$. Присутствие квадрупольного члена может приводить к ошибке вычисления палеомагнитного полюса в пределах 3-4° по сравнению с чисто дипольной моделью. Принимая во внимание, что эта величина меньше типичной ошибки определения положения палеомагнитного полюса, определяемой 95-%-м доверительным интервалом (кругом доверия), можно считать, что GAD-модель достаточно точно описывает геометрию геомагнитного поля за последние 5 Ма [Merrill and McFadden, 2003].

Данные о напряженности геомагнитного поля последних 10 Ма также находятся в хорошем соответствии с моделью геоцентрического аксиального диполя [Tanaka et al., 1995].

Анализ планетарных закономерностей геометрии геомагнитного поля в более древние эпохи осложняется тем обстоятельством, что приходится определяться относительно возможности или невозможности крупных движений литосферных плит. В том случае, если такие движения действительно имели место (мнение, разделяемое в настоящее время подавляющим большинством геологов и геофизиков), необходимо первоначально на основе независимых данных (например, морские аномалии, батиметрия) построить на интересующий момент времени плитотектоническую реконструкцию, а затем изучить распределение палеомагнитных направлений в "древней системе координат". Для мелового периода и более молодых эпох такой анализ показывает малую вероятность того, что недипольные члены когда-либо превышали величину в несколько процентов от геоцентрического аксиального диполя [Coupland and Van der Voo, 1980; Livermore et al., 1983, 1984]. Недавно Бесс и Куртийо

[Besse and Courtillot, 2002, 2003, in press] выполнили детальный анализ палеомагнитных данных для периода 0-200 Ма, содержащихся в одной из самых последних версий палеомагнитной данных (МПБД). На основе Мировой базы современных кинематических моделей [Rover and Sandwell, 1989; Rover et al., 1992; Nurnberg and Muller, 1991; Muller et al., 1993] все данные были пересчитаны на одну плиту (Африканскую) и затем, используя метод общей долготы [Wilson, 1971], ими были рассчитаны палеомагнитные полюсы для каждого временного окна в 20 Ма. Эти полюсы почти всегда находятся в противоположной, по отношению к референтной точке, полусфере на угловом расстоянии от географического полюса, обычно не превышающим 2°. При этом географический полюс всегда оказывается внутри 95%-го доверительного интервала, отвечающего каждому из рассчитанных палеомагнитных полюсов. И только когда в расчет принимаются данные за весь интервал времени (200 Ma), отклонение среднего палеомагнитного полюса ОТ географического В противоположную полусферу (относительно референтной точки) становится статистически значимо, что можно рассматривать как реальное указание на существования «far-side» эффекта, который может являться следствием присутствия в составе геомагнитного поля квадрупольной компоненты с величиной около 3±2% от Эта величина не имеет практического значения при построении липоля. палеотектонических реконструкций на основе палеомагнитных данных и в этом смысле результаты, полученные Бессом и Куртийо, являются сильным подтверждением GADгипотезы для интервала 0-200 Ма.

Для более древних времен неопределенность плитотектонических реконструкций быстро нарастает, что требует привлечения других методов для оценки геометрии магнитного поля Земли.

В 1976 г. для тестирования GAD-гипотезы применительно к докембрию и фанерозою, Эванс [Evans, 1976] предложил метод, основанный на сравнении фактического распределения палеомагнитных наклонений, определенных для достаточно длинного интервала времени, с теоретическим, рассчитанным исходя из характера поля равномерного предположения дипольного И распределения "палеомагнитных замеров" по поверхности земного шара. Статистическое совпадение наблюденных и расчетных данных рассматривалось как доказательство дипольности поля, в противном случае эта гипотеза отвергалась. Необходимо отметить, однако, что корректное применение этого метода требует, по крайней мере, использования большого количества надежных палеомагнитных данных – требование, не соблюдаемое, строго говоря, ни для позднего протерозоя, ни для раннего палеозоя.

Будучи применен к докембрию и раннему палеозою [Piper and Grant, 1986; Kent and Smethurst, 1998] метод Эванса показывает аномальное распределение палеонаклонений, что может указывать на существенный вклад в геомагнитное поле недипольных источников. Не исключая возможности того, что наблюдаемые распределения палеонаклонений могут отражать неравномерное (низкоширотное) распределение континентов в рассматриваемый период времени, обусловленное, например, их вхождением в состав суперконтинента, Кент и Сметарс высказали предположение, что в течение протерозоя вклад недипольных компонент был значительно выше, чем в последующие периоды геологической истории и что интенсивность зонального октупольного поля в это время могла составлять до 25% от дипольного.

Однако, совсем недавно Макфадденом и Миртом с соавторами [McFadden, 2004; Meert et al., 2003] было показано, что базовое предположение о равномерном распределении палеомагнитных определений по поверхности земного шара, лежащее в основе метода Эванса, не является надежным и, таким образом, результаты анализа Пайпера и Гранта, Кента и Сметарса, должны рассматриваться с крайней осторожностью. Между тем в ряде недавно опубликованных статей [Van der Voo and Torsvik, 2001; Torsvik and Van der Voo, 2002; Si and Van der Voo, 2001; и др.] приводятся результаты расчетов, которые представляют собой довольно серьезный вызов гипотезе центрального осевого диполя.

Используя оригинальный метод, подробно описанный в работе [Van der Voo and Torsvik, 2001], авторы выполнили анализ базы европейских и североамериканских палеомагнитных данных, отобранных Торсвиком [Torsvik et al., 2001] для интервала времени 300-40 Ма. Полученные в ходе этого анализа результаты могут рассматриваться как указание на существование в составе суммарного геомагнитного поля в периоды 120-40 и 300-200 Ма заметной зональной октупольной компоненты, чей вклад может доходить до 10% от дипольной составляющей. Каких-либо явных свидетельств присутствия квадрупольной компоненты в этом интервале времени не отмечено. При этом в интервале 200-120 Ма значимых отклонений от дипольной модели не обнаружено,

Допущение существования октупольной компоненты с $g_3^0/g_1^0 \approx 0.1$ позволяет разрешить ряд проблем, таких как широко известное противоречие между центральноазиатскими и евроазиатскими палеомагнитными данными для мела и палеогена, требующих, при прямолинейном их применении, значительного сокращения земной коры между центральноазиатскими континентальными блоками и Северной Евразией, совершенно не приемлемого с геологической точки зрения. Заметим, однако, что упомянутая проблема, кажется, уже нашла свое разрешение и без привлечения гипотезы о существенной недипольности поля. Баженов и Миколайчук [Bazhenov and Mikolaichuk, 2003] показали, что изученные ими палеогеновые базальты Тянь-Шаня содержат первичную намагниченность, наклонение которой достаточно хорошо согласуется с кривой кажущейся миграции полюса Северной Евразии. Этот результат является сильным доводом в пользу того, что в изученных ранее палеогеновых осадочных породах (преимущественно континентальных красноцветах) Средней Азии широко распространено явление занижения наклонения при записи, что ограничивает возможность их применения для палеотектонических реконструкций.

В том случае, если для времени 300-200 Ма осредненное геомагнитное поле (TAF) действительно может быть представлено как сумма дипольного и октупольного полей, это позволит снять некоторые существенные противоречия между геологическими и палеомагнитными данными, возникающими при реконструкции Пангеи. Для того, чтобы добиться наилучшего схождения палеомагнитных полюсов Лавруссии и Гондваны, совмещенных согласно модели Пангеи-A, рассматриваемой авторами как наиболее обоснованной, Торсвик и Ван дер Ву [Torsvik and Van der Voo, 2002] предполагают, что вклад октупольного источника менялся в течение времени.

Важно отметить, что допущение заметного вклада зональных компонент в TAF несколько (но незначительно) усложняет необходимые вычисления, однако ни в коем случае не отменяет возможность применения палеомагнитных данных для выполнения палеогеографических и палеотектонических реконструкций.

Гипотеза Ван дер Ву и Торсвика активно обсуждалась в течение последних 2-3 лет. В марте 2003 года на конференции, посвященной юбилею Н. Опдайка, по этому вопросу выступил М. МакЭлхинни [McElhinny, 2003], который отметил, что полученные в работах Ван дер Ву и Торсвика результаты не могут считаться доказательством существования в прошлом существенной недипольной компоненты и могут быть вполне объяснены в рамках GAD-гипотезы. [Courtillot and Besse, 2004] посвятили специальную статью проблеме, поднятой названными авторами, и показали на основе анализа более широкой базы данных, что для рассмотренного ими интервала времени 0-200 Ма возможный вклад октупольного источника не превышает 3%, при этом погрешность определения существенно превышает эту величину, что делает ее

статистически незначимой. Одновременно они отметили, что по результатам их анализа выделяется слабый (3%), но достоверный квадрупольный сигнал.

Таким образом, многочисленные исследования, выполненные к настоящему времени, с большой долей вероятности указывают на то, что в течение геологической истории существенно преобладало дипольное поле, при этом не исключено, что в отдельные интервалы времени проявлялись зональные (осесимметричные) источники.

Большинство авторов приходят к выводу, что вклад недипольных зональных источников был настолько мал, что не мог сколько-нибудь заметно исказить результаты, получаемые в допущении выполнения GAD-гипотезы. В то же время имеются данные (см. табл. 1 и рис. 1), которые могут рассматриваться как указание на существование заметных недипольных составляющих в отдельные периоды геологической истории и это обстоятельство выдвигает задачу тестирования GAD-гипотезы в ряд важных задач современной палеомагнитологии.

Таблица 1. Значения недипольных компонент согласно различным авторам.

| Время (Ma) | G2 (%) | G3 (%) | Источник | | | | | |
|---------------|----------|-----------|---|--|--|--|--|--|
| 0-5 | 2.6–5.0 | < 3 | Johnson and Constable, 1997; Carlut and Courtillot, 1998; Kelly and Gubbins, 1997; McElhinny et al., 1996 | | | | | |
| 0-40 | | ~ 6 | Si and Van der Voo, 2001 | | | | | |
| 0-200 | 1–5 | | Besse and Courtillot, 2002 | | | | | |
| 40-95 | | 8 | Torsvik et al., 2001 | | | | | |
| 40-300 | | ≤ 10 | Van der Voo and Torsvik, 2001 | | | | | |
| 70-350 | | 0-20 | Torsvik and Van der Voo, 2002 | | | | | |
| 250-360 | <u>≤</u> | 16 | Храмов, 1967 | | | | | |
| 250-3500 | 10 | 25 | Kent and Smethurst, 1998 | | | | | |

G2, *G3* – квадрупольный и октупольный коэффициенты ($G2 = g_2^0 / g_1^0$; $G3 = g_3^0 / g_1^0$).

 g_1^0, g_2^0 и g_3^0 - коэффициенты разложения Гаусса.



Рис. 1.

Максимальные оценки вклада недипольных компонент в геомагнитное поле на протяжении 350 Ма (ссылки см. в табл. 1).

В принципе, помимо упомянутых выше методов, палеомагнитные данные могут быть использованы для тестирования дипольной природы геомагнитного поля также путем сравнения палеомагнитных направлений, полученных по большим недеформированным блокам земной коры. К таким блокам относятся в частности эпигерцинские платформы, чьи составные элементы, как правило, не смещались друг относительно друга, по крайней мере, со времени их образования. Среди эпигерцинских платформ наибольшую протяженность и наилучшую изученность имеет Северо-Евроазиатская. А.Н.Храмов [Храмов и др., 1982] выполнил анализ позднепермских данных по этой платформе, который показал, что вся картина распределения палеомагнитных направлений хорошо соответствует полю центрального диполя с полюсом, расположенным в северо-западной части Тихого океана. Близкая по смыслу работа, выполненная на материале мезозойских палеомагнитных определений для Африки (подробно описана в книге [McElhinny et al., 1996]), также подтверждает состоятельность дипольной гипотезы для рассматриваемого интервала времени.

В течение последнего десятилетия накоплен большой объем качественных, полученных с учетом современных требований, данных по пермо-триасовым траппам Сибирской платформы. В настоящей работе сделана попытка тестирования GADгипотезы для границы палеозоя и мезозоя путем сравнения соответствующих сибирских палеомагнитных полюсов с одновозрастными европейскими полюсами и выполнена оценка возможного вклада недипольной компоненты в усредненное геомагнитное поле этого времени.

Метод.

Считается, что к концу позднего палеозоя уже сформировался новый суперконтинент – Пангея [Хаин, 2001], объединивший в себе все основные континентальные блоки, в том числе и те, что образуют основу современной Северной Евразии. Допустим (позднее мы вернемся к этому вопросу), что западная часть северной Евразии, включающая Восточно-Европейскую платформу с входящими в ее состав складчатыми поясами предмезозойского возраста (в дальнейшем мы будем использовать термин «Стабильная» Европа) и Сибирский кратон не испытывали взаимных относительных перемещений в послепалеозойское время. В этом случае можно попытаться проверить дипольность геомагнитного поля на границе палеозоя и мезозоя, путем сравнения одновозрастных или близких по возрасту палеомагнитных полюсов Сибирской платформы и «Стабильной» Европы. Отсутствие значимой разницы между сравниваемыми полюсами (рассчитанными исходя из дипольного закона) будет являться подтверждением дипольности поля Земли в рассматриваемое время; в противоположном случае дипольность геомагнитного поля на границе палеозоя-мезозоя будет поставлена под сомнение. Наблюденное различие положений палеомагнитных полюсов можно будет сравнить с ожидаемым, исходя из допущения того или иного соотношения зональных недипольных (квадрупольных и/или октупольных) и дипольных источников. Такое сравнение позволит оценить возможную величину вклада недипольных компонент в геомагнитное поле границы палеозоя и мезозоя. В качестве временного уровня для сопоставления сибирских и европейских палеомагнитных полюсов удобно выбрать уровень, приблизительно отвечающий пермо-триасовой границе (возраст около 250 Ма). Мы выбираем этот уровень поскольку, с одной стороны, к настоящему времени получено значительное число качественных палеомагнитных определений для пород этого возраста, с другой стороны, именно этому уровню, согласно некоторым авторам [Torsvik and Van der Voo, 2002], возможно соответствует максимальный за последние 300 Ма уровень недипольности геомагнитного поля (TAF).

Сибирский пермо-триасовый палеомагнитный полюс.

Практически все палеомагнитные определения по Сибирской платформе для рассматриваемого времени получены по породам, участвующим в строении одной из самых крупных в мире платобазальтовых провинций и известных под общим названием сибирские пермо-триасовые траппы. Поскольку масштабные излияния траппов явились причиной массового перемагничивания вмещающих пород, то данные, полученные по перемагниченным породам, также могут использоваться для расчета пермо-триасового полюса Сибирской платформы.

Среди многочисленных палеомагнитных определений, имевшихся до последнего времени по сибирским траппам, только небольшая часть была получена с использованием современных процедур лабораторной обработки. В последние годы разными авторами получены новые определения (см. табл. 2, рис. 2), которые позволяют рассчитать новый пермо-триасовый палеомагнитный полюс Сибирской платформы, основывающийся исключительно на результатах, отвечающих принятым критериям палеомагнитной надежности [Van der Voo, 1993].

| РАЙОН | | | | полюс | | | | | | | |
|----------------------|----|-------|--------|---------------|-----------------|-----------|--------------|--------|--|--|--|
| | | S.Lat | S.Long | P.Lat | P.Long | К | A95° | Ссылка | | | |
| СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА: | | | | | | | | | | | |
| Абагалах** | | 70.3 | 90.1 | 58.0 | 149.9 | 25 | 4.4 | [1] | | | |
| Западный Норильск | | 69.3 | 87.9 | 52.4 | 159.5 | 55 | 8.2 | [2] | | | |
| Вилюй | | 66.1 | 111.5 | 57.5 | 162.7 | 19 | 29.3 | [3] | | | |
| Мойеро | 22 | 67.6 | 104.1 | 58.4 60.8* | 133.8 153.5* | 66 42* | 2.6 7.1* | [4] | | | |
| Кулюмбэ | 26 | 68.0 | 89.0 | 51.4 56.4* | 128.9 141.7* | 21 14* | 6.4 13.5* | [4] | | | |
| Большая Нирунда | 4 | 62.0 | 95.3 | 55.1 54.4* | 142.5 143.8* | 83 60* | 4.8 12.0* | [5] | | | |
| Столбовая | 7 | 62.1 | 91.5 | 53.3 55.3* | 150.2 148.7* | 56 68* | 5.3 11.2* | [5] | | | |
| Котуй | 5 | 73.0 | 102.4 | 52.7 | 148.4 | 31 | 13.9 | [5] | | | |
| NSP2 | | 67 | 95 | 55.3 | 146.9 | 126 | 5.0 | [4] | | | |
| VP | | 67 | 95 | 56.1 | 151.0 | 268 | 3.4 | [6] | | | |

Таблица 2. Палеомагнитные пермо-триасовые полюсы Сибирской платформы.

S.Lat, S.Long – широта и долгота места отбора; P.Lat, P.Long – широта и долгота палеомагнитного полюса; К – кучность; А95 – радиус круга доверия; N – количество используемых при осреднении полюсов.

- альтернативные полюсы, отвечающие варианту 2 (пояснение смотри в тексте);

* – полюсы, соответствующие переходной зоне (согласно [Heunemann et al., 2003]) не рассматриваются;

NSP2 – полюс, полученный при осреднении районных средних полюсов. **VP** – такой же полюс, но рассчитанный с использованием альтернативных (вариант 2) полюсов.

Ссылки: 1 – [Gurevitch et al., 2004]; 2 – [Павлов и др., 2001]; 3 – [Kravchinsky et al., 2002]; 4 – [Bazhenov et al., в печати]; 5 – [Веселовский и др., 2003]; 6 – эта работа



Рис. 2.

Географическое положение объектов, палеомагнитные полюсы которых используются в настоящей работе. 1 – Котуй, 2 – Большая Нирунда, 3 – Столбовая, 4 – Вилюй, 5 – Мойеро, 6 – западный Норильск, 7 – Кулюмбэ, 8 – Абагалах.

Среди этих определений в первую очередь следует отметить те, что были выполнены недавно Гуревичем с соавторами [Gurevich et al., 2004] и Хейнеманном с соавторами [Heunemann et al., 2003] по нескольким разрезам трапповых эффузивов в районе Норильска и на севере плато Путораны.

В районе Норильска (Талнах, Листвянка, Каеркан) в 35 сайтах опробованы породы лавовых потоков и небольших интрузий. Выделенные характеристические компоненты намагниченности имеют как прямую, так и обратную полярность и, в среднем, существенно неантиподальны, при этом единичные виртуальные полюса довольно сильно разбросаны (кучность – 6.5). Хейнеманн с соавторами [Heunemann et al., 2003] предполагают, что в этой части траппового разреза записан переход от прямой к обратной полярности и только, возможно, самые стратиграфически нижние горизонты содержат запись стабильного поля. Мы полагаем, что данные по этим 35 сайтам следует исключить из расчета среднего Сибирского полюса.

В разрезе Абагалах (север плато Путораны, долины рек Абагалах и Икон) изучено 60 лавовых потоков, из которых нижние 16, по мнению [Heunemann et al., 2003], содержат запись завершающего этапа перехода от обратной к прямой полярности. Намагниченность остальных 44 потоков отражает направление стабильного (в смысле неинверсионного) геомагнитного поля и может быть использована для расчета палеомагнитного полюса.

Павлов с соавторами [Павлов и др., 2001] изучили в 7 сайтах несколько потоков и небольших интрузий к западу от Норильска. Выделенная характеристическая намагниченность имеет как прямую, так и обратную полярность. Тест обращения дает положительный результат. Соответствующий палеомагнитный полюс, приведенный в табл. 2, несколько отличается от полюса, опубликованного в статье [Павлов и др., 2001]. Это связано с тем, что в ходе пересмотра исходных данных некоторые образцы с шумным сигналом были отброшены, а несколько близко расположенных сайтов объединены.

В 2003 году опубликованы результаты палеомагнитных исследований траппов и перемагниченных ими пород, выходящих на поверхность в долинах правых притоков реки Подкаменная Тунгуска – рек Большая Нирунда и Столбовая, а также в долине р.Котуй (Маймеча-Котуйский район) [Веселовский и др., 2003].

В долине р.Столбовой изучены 4 сайта из большой интрузии в устье реки и 3 сайта из трех обнажений перемагниченных пород ордовикского возраста. В зависимости от способа расчета среднего (разбивать обнажения перемагниченных пород на сайты (вариант 1), или рассматривать каждое из них как один сайт (вариант 2); рассчитывать среднее на уровне сайтов (вариант 1) или на уровне объектов, где объект – это одно перемагниченное обнажение, одно магматическое тело и т.д. (вариант 2)), соответствующие палеомагнитные полюсы имеют несколько различающиеся координаты (см. табл. 2).

В долине р.Б.Нирунда в одном сайте изучено крупное магматическое тело; также изучены перемагниченные породы из трех обнажений осадочных пород ордовикского возраста. Также как и для изученных объектов р.Столбовой, для расчета среднего направления объектов р.Б.Нирунда возможно использовать 2 способа, один из них отвечает варианту 1 (см. выше) и использован в статье [Bazhenov et al., в печати], другой – варианту 2, примененному к своим данным авторами статьи [Веселовский и др., 2003].

В долине р.Котуй изучено 5 сайтов из 5 лавовых потоков. Выделенная характеристическая намагниченность имеет как прямую, так и обратную полярности.

Кравчинский с соавторами [Kravchinsky et al., 2002] изучили несколько трапповых потоков в Алакит-Мархинском районе Вилюйского региона вблизи кимберлитовых трубок Сытиканская, Айхальская и Юбилейная. Данные, приводимые

авторами по перемагниченным кимберлитовым трубкам в настоящей работе не рассматриваются, поскольку эти трубки находятся на значительном расстоянии от изученных пермо-триасовых трапповых образований и связь их намагниченности с внедрением траппов представляется недостаточно очевидной.

Помимо ранее опубликованных данных в настоящей работе мы также используем результаты, полученные по трапповым телам и перемагниченным ими осадочным породам долин рек Кулюмбэ и Мойеро [Bazhenov et al., в печати]. По реке Кулюмбэ были опробованы 6 лавовых потоков, 7 силлов и 13 обнажений осадочных пород, оказавшихся полностью перемагниченными траппами. В долине реки Мойеро результаты получены по 11 интрузиям и по 11 обнажениям осадочных пород, также перемагниченных траппами.

В случае р.Мойеро, в связи с чрезвычайно высокой кучностью средних направлений, полученных по осадочным обнажениям (К=1327, при 50% распрямлении, при К=793 в географической системе координат и К=805 в стратиграфической системе координат) и значимому отличию их среднего от соответствующего среднего, рассчитанного по магматическим породам, было предложено не учитывать данные по перемагниченным породам при расчете среднего по региону (вариант 2). В качестве основания для такого решения предлагались две альтернативные гипотезы. Первая из них предполагала крайне быстрое перемагничивание пород, в ходе которого вековые вариации не были осреднены. Вторая, напротив, предполагала достаточно длительное перемагничивание, отнесенное по времени от эпохи внедрения трапповых тел и связанное с неизвестным перемагничивающим эпизодом.

Другой способ расчета (вариант 1), также как и для объектов из долин рек Б.Нирунда и Столбовая, предполагал разбиение перемагниченных обнажений на сайты и расчет среднего для региона на уровне сайтов отобранных как из осадочных, так и магматических пород.

По причине высокой кучности направлений, полученных по силлам и перемагниченным осадочным породам низовьев реки Кулюмбэ, было высказано предположение о том, что первые из них являются одномоментными апофизами крупного магматического тела, расположенного поблизости, а вторые были перемагничены сразу же в момент внедрения этих апофиз. Исходя из этого предположения было предложено рассматривать все объекты низовьев реки Кулюмбэ (за исключением силла KV7, имеющего другую полярность – см. табл. 1 в [Bazhenov et общего печати]: таблица доступна доступа по al., В для адресу: "http://paleomag.ifz.ru/bazhenov-tab.html") как отражение кратковременного события и при расчете регионального среднего придать всем им вместе такой же (единичный) вес. как каждому из потоков верхнего течения р.Кулюмбэ и силлу KV7 в отдельности. Среднее направление, рассчитанное по перемагниченным породам красноцветного девона, как полученное по образцам, отобранным из разных частей одного и того же обнажения, также предлагалось принимать в расчет с единичным весом. Описанную процедуру расчета среднего мы также включаем в набор правил варианта 2. Также как и для других регионов, для Кулюмбэ этот вариант предполагает рассматривать отдельно расположенное обнажение перемагниченных осадочных пород как один сайт, независимо от того, сколько образцов в нем было отобрано.

Рассчитанные на основе описанных процедур палеомагнитные полюсы для изученных регионов приведены в таблице 2. Расположение районов Сибирской платформы, полюсы которых используются в этой работе, изображены на рис. 2.

Несмотря на то, что при расчете использовались существенно различные методики (вариант 1 и вариант 2), полученные средние полюсы NSP2 [Bazhenov et al., в печати] и VP (настоящая работа) находятся на расстоянии всего 2.4° друг от друга. Это расстояние заметно меньше величины критического угла (γ_c =5.7° – [McFadden and

McElhinny, 1990]), что позволяет говорить о статистически незначимом различии этих полюсов.

Европейский пермо-триасовый палеомагнитный полюс.

сегодняшний лень количество определений Ha палеомагнитных по «Стабильной» Европе достаточно велико, однако далеко не все из них в достаточной степени удовлетворяют современным требованиям, предъявляемым к качеству палеомагнитных данных. Недавно Ван дер Ву и Торсвик [Van der Voo and Torsvik. 2004] провели тщательный отбор палеомагнитных данных по «Стабильной» Европе и рассчитали средние палеомагнитные полюсы для интервала 40-300 Ма с различными критериями отбора (таких, как качество оценки возраста, интенсивность магнитных чисток – DC). В нашей работе мы будем использовать только те полюсы "Стабильной" Европы, которые имеют параметр DC больший или равный 3 и получены по позднепермским или раннетриасовым породам, чей средний возраст отвечает интервалу 240-260 Ма.

В дополнение к выборке Ван дер Ву и Торсвика мы добавили 3 полюса. Один из них [Szurlies et al., 2003] опубликован только недавно. Полюсы Бикан [Biquand, 1977] и Ротера [Rother, 1971], согласно Мировой базе данных [Pisarevsky and McElhinny, 2003], имеют DC=3, а не 2, как это указано в работе [Van der Voo and Torsvik, 2004]. Кроме того, полюс Ротера в работе Ван дер Ву и Торсвика указан как скифско-ладининский (227-250 Ма), тогда как в Базе Данных ему соответствует возрастной интервал 241-245 Ма.

Ниже мы также обсудим полюс, полученный по магматическим (в том числе эффузивным) породам Esterel [Zijderveld, 1975], возраст которого в статье [Van der Voo and Torsvik, 2004] указан как саксонский, тогда как согласно Базе Данных эти породы имеют возраст 245-256 Ма. В данном случае мы принимаем саксонский (258-270 Ма) возраст для этих пород, поскольку вмещающие их породы имеют саксонский возраст [Zijderveld, 1975].

Необходимо пояснить, почему в данной работе не используются пермотриасовые полюсы, полученные по восточной части Восточно-Европейской платформы [см., напр., Храмов, 1963; Боронин и др., 1971; Буров, 1979; Иосифиди и др., 2005]. Для этого есть две причины. Первая состоит в том, что для того чтобы расхождение сравниваемых средних полюсов (если таковое имеется) было наиболее заметно, желательно использование палеомагнитных данных из максимально удаленных друг от друга областей предполагаемого жесткого континентального блока. Следовательно, для решения нашей задачи полюсы, полученные по самой западной части Северо-Азиатского кратона, более предпочтительны, чем полюсы, полученные по востоку Русской плиты.

Вторая причина состоит в том, что практически все полюсы востока Русской плиты имеют DC меньше 3 и, таким образом, не отвечают принятым критериям отбора. Недавний полюс Гиаланеллы с соавторами [Gialanella et al., 1997] удовлетворяет современным критериям качества, однако в силу своей единственности не может быть использован при статистических расчетах. Кроме того, его положение заметно отличается от положения других пермо-триасовых полюсов Русской плиты [Иосифиди и др., 2005], что требует отдельного обсуждения, выходящего за рамки настоящей работы.

В таблице 3 приведены два варианта среднего европейского пермо-триасового полюса. Один из них рассчитан исходя из выборки, предложенной Ван дер Ву и Торсвиком [Van der Voo and Torsvik, 2004], другой – из несколько расширенной выборки, предложенной в настоящей работе (см. выше). Так же, как и для Сибири, оба рассчитанных полюса находятся в непосредственной близости один от другого и статистически не различаются ($\gamma/\gamma_c = 2.1/7.8$).

Важно отметить, что большинство из европейских палеомагнитных определений сделано по осадочным породам.

| Nº | Объект | Возраст, (Ма) | Средний возраст | S.Lat | S.Long | DC | A95 | P.Lat | P.Long | ССЫЛКА (МПБД- REFNO) |
|---|--|--|--------------------|-------|--------|----------|------|-------|--------|-----------------------------------|
| 1 | Bunter and Musschelk sandstones, East Germany | 241-245 (GPDB=245-251) | 243 (248) | 50.8 | 11 | 3 | 15.1 | 49 | 146.2 | Rother, 1971 (158) |
| 2 | Upper Buntsandstein sandstones, France | Olenekian 242-245 (GPDB=245-251) | 243 (248) | 48.2 | 6.7 | 2 (3) | 4.8 | 43.1 | 145.7 | Biquand, 1977 (1028) |
| 3 | Lunner Dikes, Oslo, Norway | Ar-Ar -237-246 | 243±5 | 60.3 | 10.5 | 4 | 5.9 | 52.9 | 164.4 | Torsvik et al., 1998 (3188) |
| 4 | Sudetes Sediments, Poland | Zechstein-Bunts 245-258 | 251 | 50.9 | 16.1 | 4 | 4.9 | 50 | 163 | Nawrocki, 1997 (3161) |
| 5 | Dome de Barrot Redbeds, France | Early Thuringian 253-258 | 255 | 44 | 6.8 | 3 | 2.7 | 46.3 | 147.4 | Van den Ende, 1977 (652) |
| 6 | Massif des Maures Sediments, France | Thuringian 251-258 | 255 | 43.4 | 6.3 | 4 | 4.1 | 51.1 | 160.7 | Merabet & Daly, 1986 (1408) |
| 7 | Lower Buntsandstein Sediments, Central Germany | 245-260 | 252 | 51.7 | 11.1 | 4 | 3.3 | 50.6 | 165.6 | Szurlies et al., 2003 (3525) |
| 8 | Esterel extrusives, France | Saxonian 258-270 (GPDB=245-256) | 264 (251) | 43.5 | 6.8 | 3 | 6.1 | 51.5 | 142 | Zijderveld, 1975 (165) |
| Средние полюсы: | | | | | | | | | | |
| Выборка | | | | | S.Long | Ν | K | A95 | P.Lat | P.Long |
| Выборка Ван дер Ву и Торсвика (VT) (полюсы №№ 3-6): | | | | 49.7 | 9.6 | 4 | 194 | 6.6 | 50.3 | 158.6 |
| Альтернативная выборка (AS) (полюсы №№ 1-7): | | | | | 9.6 | 7 | 138 | 5.2 | 49.3 | 155.7 |

Таблица 3. Палеомагнитные пермо-триасовые полюсы «стабильной» Европы.

Lat, Long – координаты "средней" европейской точки, рассчитанные, как средние для использованных точек отбора.

Сравнение полюсов.

Результаты проведенного сравнения четырех пар средних пермо-триасовых (одновозрастных) полюсов Сибирской платформы и «Стабильной» Европы, полученных выше, приведены в таблице 4. Как можно видеть из таблицы, все рассматриваемые пары полюсов статистически значимо отличаются друг от друга.

| | | Исходные дан | ные | | | | | |
|-------------|-----------------------|--|--------|------|-----|-------|------------------|--|
| Выборка N К | | | | | | P.Lat | P.Long | |
| | VT | VT [Van der Voo & Torsvik, 2004] | | 194 | 6.6 | 50.3 | 158.6 | |
| Европа | AS (алн | AS (альтернативная выборка) (эта работа) | | 139 | 5.2 | 49.3 | 155.7 | |
| | | [Иосифиди и др., 2005] | | | 3 | 48 | 163 | |
| | | [Gialanella et al., 1997] | | | 3 | 51 | 195 | |
| | N | SP2 (Bazhenov et al, в печати) | 8 | 126 | 5.0 | 55.3 | 146.9 | |
| Сибирь | | VP (эта работа) | | 268 | 3.4 | 56.1 | 151.0 | |
| | грь | [Иосифиди и др., 2005] | | 165 | 20 | 50 | 152 | |
| | | [Lyons et al., 2002] | | | 10 | 53 | 153 | |
| | | Результаты сра | внения | | | | | |
| N⁰ | 🖻 Сравниваемые полюсы | | | | | (°) | $\gamma_{cr}(°)$ | |
| 1 | 1 AS и VP | | | | | .4 | 5.6 | |
| 2 | VT и VP | | | | | .4 | 6.0 | |
| 3 | AS и NSP2 | | | | | .0 | 6.7° | |
| 4 | | VT и NSP2 | 8 | 7.8° | | | | |

Таблица 4. Сравнение полюсов: используемые данные и результаты.

 γ -угловое расстояние , γ_{cr} -критическое угловое расстояние [McFadden and McElhinny,1990]

Важно заметить, что оба сибирских полюса (NSP2 и VP) смещены относительно европейских полюсов (VT и AS) в сторону Европы, причем это смещение происходит

практически по дуге большого круга, соединяющего центр Европы и соответствующий ей полюс (см. рис. 3).

Поскольку рассматриваемые полюсы получены с использованием разных процедур осреднения и по разным выборкам, такое соотношение полюсов не может рассматриваться как случайное и должно иметь свое объяснение.

Обсуждение результатов.

Нам представляется, что наблюдаемое различие в положении европейских и сибирских полюсов может иметь в своей основе одну из следующих причин:

- наличие относительных перемещений Сибирской платформы и Европы в послепалеозойское время;
- различие возрастов европейских и сибирских полюсов;
- наличие существенного вклада в геомагнитное поле недипольных компонент на границе палеозоя-мезозоя;
- занижение магнитных наклонений в европейских данных;
- неустойчивость решения из-за малой и неадекватной выборки исходных данных.



Рис. 3. Положение средних палеомагнитных полюсов Сибири и Европы.

Тектоника.

Можно предположить, что одной из возможных причин расхождения пермотриасовых полюсов Сибири и Европы является наличие относительных перемещений этих континентальных блоков в мезозое или кайнозое.

Вопрос о возможности относительных перемещений Сибирской и Восточно-Европейской платформ неоднократно рассматривался в отечественной литературе. В работе [Храмов, 1982] на основании имевшихся к тому времени палеомагнитных данных, автор предполагает отодвигание северного края Сибирской платформы от Восточно-Европейской.

Несколько позже, исходя из критериев палеомагнитной надежности, М.Л. Баженовым и А.А. Моссаковским [Баженов и Моссаковский, 1986] была выполнена тщательная селекция сибирских и восточно-европейских палеомагнитных данных, которая позволила установить заметное различие положений соответствующих раннетриасовых полюсов. Это различие было интерпретировано как свидетельство вращения Сибирского докембрийского континентального блока относительно Восточно-Европейского на величину порядка 10° против часовой стрелки (при этом предполагалось, что полюс вращения находится в районе Северного Казахстана). Анализ особенностей размещения раннемезозойских структур сжатия и растяжения

по периферии Сибирской платформы [Баженов и Моссаковский, 1986] как будто подтверждал этот вывод. В частности, М.Л. Баженов и А.А. Моссаковский отмечали, что образование системы триасовых западно-сибирских грабенов может быть объяснено с позиций высказанной ими гипотезы.

Западно-Сибирских грабенов является История возникновения системы дискутируемым вопросом и однозначного ответа на него пока не дано. Краткая сводка по проведенным исследованиям в этой области изложена в работе [Кременецкий и др., 2002. с. 751. По результатам интерпретации многочисленных геофизических исследований, выполненных в этом районе, в глубинном строении Западно-Сибирской плиты выделяется мощный (до 15 км) мезо-кайнозойский осадочный бассейн, палеозойском протерозойском залегаюший на И складчатом основании неопределенного состава. С последним связывают наличие в гравимагнитных полях субмеридиональных линейных аномалий преимущественно положительного знака и большой протяженности (300-500 км), интерпретация которых различна [Кременецкий и др., 2002]. Так, С.В.Аплонов [Аплонов, 2000], затрагивающий этот вопрос в нескольких работах, предполагает наличие под упомянутым осадочным чехлом коры Обского палеоокеана субмеридионального простирания, рифтовая стадия которого началась (одновременно с другими рифтами) около 240-230 Ма назад, а стадия кратковременного спрединга, в результате которого границы рифта разошлись на 200-300 км, завершилась около 215 Ма назад. В результате, по мнению автора, спрединг гипотетического Обского палеоокеана привел к развороту Сибири относительно Восточно-Европейской платформы примерно на 12°-14° по часовой стрелке вокруг полюса вращения, расположенного к югу от 60-ой параллели.

Заметим, однако, что в случае подобного рода вращений сибирский полюс должен сместиться к востоку по отношению к европейскому полюсу, т.е. ситуация будет обратной по отношению к наблюдаемой нами (рис. 3).

В противовес точке зрения, высказываемой в работах [Баженов и Моссаковский, 1986; Аплонов, 2000], имеются данные, которые указывают на то, что западносибирские рифтовые структуры вырождаются к северу, что отражается в уменьшении количества и выразительности их глубинных геофизических признаков. В частности, согласно [Bogdanov et al., 1998], поперечные размеры Колтогорско-Уренгойского рифта в районе бурения Тюменской сверхглубокой скважины ТСГ-6 составляют 120-130 км, а амплитуда рифтовой долины составляет порядка 1.5 км. В заполярной области ширина рифтовой долины уже не превышает 50-70 км, а глубина трога сокращается до первых сотен метров. Далее на север рифт еще более затухает и к Карскому морю полностью исчезает. Аналогичные данные имеются по Худосейскому рифту.

Также стоит отметить, что гипотеза о существовании Обского палеоокеана, предложенная С.В.Аплоновым, ставится под сомнение результатами бурения Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6, которая была пробурена в центре Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта – предполагаемом центре ожидаемого палеоокеана. Океаническая кора не была обнаружена; напротив, на глубинах 6424-7502 м (забой) была вскрыта толща вулканических пород, преимущественно сложенная низкокалиевыми толеитовыми базальтами Р₂-Т₁ возраста, детальное изучение которых позволило сопоставить их с одновозрастными толеитами трапповой формации Сибирской платформы [Кременецкий и Гладких, 1997]. По мнению авторов работы [Казанский и др., 1996], структурно-текстурные особенности вскрытых базальтов указывают на то, что их излияние происходило в условиях суши. Имеются сообщения, что в этом интервале глубин встречены комплексы остатков континентальных растений [Киричкова и др., 1999]. Возраст западно-сибирских траппов, определенный Аг-Аг методом в работе Рейшоу с соавторами [Reichow et al., 2002], очень близок к возрасту траппов Сибирской платформы, что также находится в противоречии с гипотезой С.В. Аплонова.

При рассмотрении полученных нами средних палеомагнитных полюсов отчетливо видно, что для объяснения их несовпадения только за счет взаимных перемещений рассматриваемых кратонов, необходимо допустить значительное (на расстояние порядка 8° дуги большого круга) сближение этих платформ в послепалеозойское время. Это сближение должно являться следствием поворота Сибири вокруг полюса Эйлера, значительно удаленного от ее геометрического центра.

Поясним: эйлеровский полюс Сибирской платформы, в случае ее вращения относительно «Стабильной» Европы, должен лежать на дуге большого круга, проходящего через середину дуги, соединяющей рассматриваемые полюсы, и перпендикулярного ей. Из построений видно, что большой круг, на котором должен лежать полюс вращения Сибирской платформы, значительно удален от ее геометрического центра, что и определяет характер вращения этой платформы – оно не может выражаться простыми сдвиговыми смещениями на западной окраине Сибирской платформы, а требует значительного смещения платформы в западном направлении.

Такие масштабные перемещения Сибирской платформы (около 700-800 км) повлекли бы за собой образование крупных структур сжатия на современной западной окраине платформы, однако геологических данных, подтверждающих наличие таких структур, не найдено. Как уже отмечалось выше, на территории Западной Сибири широко распространены грабены раннемезозойского возраста, триасовые и раннеюрские отложения, заполняющие их, часто смяты в складки [Бочкарев, 1973]. Это обстоятельство демонстрирует существование некоторого эпизода сжатия на рассматриваемой территории в мезозое, масштаб которого не сопоставим с тем, которого следует ожидать при названном выше сближении Сибирской и Восточно-Европейской платформ.

Единственной структурой крупномасштабного сжатия между Восточно-Европейской и Сибирской платформами является горно-складчатое сооружение Урала, в пределах которого наблюдаются следы как мезозойской, так и кайнозойской тектонической активности, в том числе и напряжений сжатия/растяжения. Но, вопервых, масштаб структур сжатия, имевших место после позднегерцинского орогенеза, в сумме соответствует максимальному сжатию в сотни метров, что опять-таки несоизмеримо с оценкой сжатия в сотни километров. И, во-вторых, в мезозое-кайнозое преобладающими являлись преимущественно продольные разломы [Бачманов и др., 2001].

Тем самым мы отвергаем возможность объяснения различия пермо-триасовых полюсов Сибири и Европы их относительными тектоническими перемещениями.

Возраст.

К настоящему времени накоплено достаточно большое число данных [Bogdanov et al., 1998], указывающих на то, что длительность пермо-триасового магматизма на Сибирской платформе составляла не более 10-15 Ма, при этом большинство пород трапповой формации сформировалось в интервале от 255-253 Ма до 248-244 Ма [Золотухин и др., 1996]. Ряд исследователей [Gurevich et al., 1995; Renne et al., 1995] указывают на то, что самый активный этап траппового вулканизма, приведший к излиянию на поверхность огромной массы базальтов, мог занимать очень короткий в геологическом масштабе времени промежуток времени и вследствие этого повлечь за собой массовые вымирания организмов и кардинальные изменения биоценозов, имевшие место на границе палеозоя и мезозоя около 250 Ма назад. Этот вывод подтверждается новыми U-Pb датировками для верхней и нижней частей траппового комплекса Маймеча-Котуйского района, опубликованными недавно в работе Камо с соавторами [Каmo et al., 2003].

Следовательно, время образования изученных нами пород (и соответственно возраст полученных палеомагнитных полюсов) лежит в интервале 255-244 Ма и, с

достаточно большой вероятностью, может рассматриваться как близкий к границе перми и триаса, возраст которой в настоящее время оценивается как 251.4±0.3 Ма [Bowring et al., 1998]. С другой стороны, поскольку возраст базальтов из долины р.Подкаменная Тунгуска, полученный изохронным 39Ar/40Ar методом, составляет 238-248 Ма (согласно [Золотухин и др., 1996]), не исключено, что трапповый магматизм не завершился полностью сразу же после излияния основной массы эффузивных пород на севере Сибирской платформы.

Так или иначе. все имеюшиеся ланные. как изотопные. так И биостратиграфические [Геология..., 1994], указывают на то, что образование пород трапповой формации началось в самом конце пермского периода и завершилось в самом начале раннего триаса. При этом важно отметить (несмотря на возможно очень короткий срок излияния основной массы трапповых пород), что в полученных нами данных следует ожидать достаточно хорошее осреднение вековых вариаций магнитного поля. Основанием для такой уверенности служит тот факт, что эти данные получены по породам, образование и намагничивание которых происходило на протяжении эпох как прямой, так и обратной полярности, т.е. в течение интервала времени никак не меньшего нескольких десятков тысяч лет.

Большая часть европейских данных получена по осадочным породам. Эти породы отвечают биостратиграфически охарактеризованным позднепермским раннетриасовым индско-оленекским тюрингийским И слоям непосредственно предшествующим и последующим пермо-триасовой границе. По современным представлениям [Menning, 1995], образование этих слоев происходило в интервале времени 240-260 Ма. Только одно палеомагнитное определение среди использованных для расчета среднего европейского полюса, получено по магматическим породам дайкам Луннер (Lunner dikes). Возраст этих даек определен с помощью современного Ar-Ar метода и составляет 243±5 Ма. Если исходить из очень короткого времени образования сибирских трапповых пород, можно ожидать, что они имеют гораздо более узкое распределение возрастов, чем рассматриваемые европейские объекты. европейские возраста в нашей выборке Олнако. поскольку. распределены приблизительно симметрично относительно возраста пермо-триасовой границы, можно ожидать, что средние значения возраста палеомагнитных полюсов из европейских и сибирских выборок близки между собой. Таким образом, можно с достаточно большой уверенностью полагать, что средний возраст изученных европейских объектов близок к среднему возрасту пермо-триасовых Сибирских траппов и различие в возрасте не может служить объяснением расхождения сибирских и европейских палеомагнитных полюсов.

Недипольность геомагнитного поля.

Другое возможное объяснение расхождения палеомагнитных полюсов Сибири и Европы состоит в предположении о значимом вкладе недипольных компонент в магнитное поле Земли в позднем палеозое и раннем мезозое.

Для оценки возможного вклада квадрупольных и октупольных компонент в геомагнитное поле на границе палеозоя и мезозоя, имеющиеся координаты европейских и сибирских пермо-триасовых полюсов (первоначально полученные исходя из дипольного закона) были пересчитаны по схожему с приведенным в работе [Torsvik and Van der Voo, 2002] алгоритму, учитывающему недипольный характер поля (см. Приложение А). Соответственно были получены новые средние полюсы Европы (AS, VT) и Сибири (NSP2, VP) для каждой пары значений *G2* и *G3*. Пересчет проводился для значений квадрупольного (*G2*) и октупольного (*G3*) коэффициентов, лежащих в интервале [-40%; 40%]; значения, лежащие вне этого интервала, представляются крайне маловероятными.

Результаты расчетов представлены на рисунке 4. По координатным осям отложены значения G2 и G3 в процентах от дипольной составляющей. Изолинии отвечают угловому расстоянию (гамма) между сравниваемыми сибирским и европейским полюсами, пересчитанными по недипольному закону при соответствующих значениях недипольных коэффициентов.

На графике показана только та область, где при данных значениях G2 и G3 величина угла гамма меньше критической γ_{cr} [McFadden and McElhinny, 1990]. По сути дела, соответствующие этой области значения G2 и G3 и являются теми искомыми решениями, при которых различия между сибирскими и европейскими средними палеомагнитными полюсами становятся статистически незначимы. При этом интересно определить те значения G2 и G3, при которых схождение сибирского и европейского палеомагнитных полюсов будет наилучшим.

Полюсы AS и NSP2 (рис. 4а). Наилучшее схождение рассматриваемых полюсов (угол гамма между ними близок или равен 0°) наблюдается в области значений недипольных коэффициентов $G2=-10\div10\%$ и $G3\sim-10\%$. Отметим тот факт, что гамма обращается в ноль при значениях G2=0 и G3=-10%. Таким образом, наблюдаемое расхождение полюсов AS и NSP2 легко устраняется при допущении небольшого 10%-го вклада октупольной компоненты в суммарное пермско-триасовое TAF.



Рис. 4.

Зависимость расстояния (угла гамма) между сибирским и европейским средними полюсами от величины вклада недипольных компонент. Ступенчатость краевых частей графиков определяется дискретностью значений *G2* и *G3* (1%) для которых производились расчеты.

Полюсы AS и VP (рис. 4b). Как видно из рисунка область наилучшего схождения рассматриваемых полюсов (угол гамма между ними близок или равен 1°) располагается узкой полосой в четвертом квадранте графика в области значений недипольных коэффициентов $G2=25\div40\%$ и $G3=-20\div-10\%$.

Отметим, что хотя полюсы и станут статистически неразличимы уже при очень малом смещении коэффициентов от 0, угол между ними становится близким к минимальному только при довольно высоком вкладе как октупольной, так и квадрупольной компонент. Вслед за Ван дер Ву и Торсвиком [Van der Voo and Torsvik, 2001] отметим, что заметный вклад квадрупольной компоненты в геомагнитное поле должен был бы приводить к заметному смещению положения палеоэкватора, определенного палеомагнитным методом, от такового, полученного на основании изучения различных палеоклиматических индикаторов. На самом деле этот эффект не наблюдается, что в очередной раз было подтверждено результатами работы [Kent and Olsen, 2000], посвященной изучению палеоширотного положения позднетриасового осадочного бассейна. расположенного вдоль восточной окраины Северо-Американского континента.

Полюсы VT и VP (рис. 4с). Максимальное сближение этих полюсов (при гамма близком к нулю) достигается при относительно небольших значениях G2 и G3 равных 10÷12%.

Полюсы VT и NSP2 (рис. 4d). Как и в случае сравнения полюсов AS и VP точка наилучшего схождения рассматриваемых полюсов (при гамма близком к 0°) значительно смещена в области высоких значений квадрупольного коэффициента (G2~-30%), существенный вклад которого в геомагнитное поле представляется крайне сомнительным. При этом величина коэффициента G3 составляет около -5%.

Неадекватный выбор модели геомагнитного поля должен иметь своим следствием увеличение разброса палеомагнитных полюсов, полученных по разным объектам в пределах одного региона. Казалось бы, максимум кучности таких полюсов можно было бы использовать в качестве критерия выбора оптимальной модели. Однако представляется очевидным, что сильное влияние на кучность полюсов других факторов, таких как локальная тектоника, ошибки в определении элементов залегания, недостаточное осреднение вековых вариаций и прочие, исключает возможность использования кучности региональных полюсов для решения названной задачи. Этот вывод иллюстрирует серия графиков, представленная на рис. 5, где максимальные значения кучности для разных регионов и для разных комбинаций полюсов достигаются при крайне маловероятных значениях коэффициентов *G2* и *G3*.



Рис. 5.

Зависимость кучности полюсов Сибири и Европы от величины недипольных коэффициентов. При тех значениях недипольных коэффициентов, когда разным палеоширотам соответствовали одинаковые магнитные наклонения (полюс по наклонениям определялся неоднозначно) – это касается значений недипольных коэффициентов близких к граничным – расчеты проводились с использованием полюса, расположенного наиболее близко к соседнему (при близких значениях *G2* и *G3*) однозначно определенному полюсу.

Занижение наклонения европейских данных.

Значит ли выше сказанное, что в геомагнитном поле границы перми и триаса действительно существенную роль играли недипольные компоненты? Несмотря на то, что наши данные в целом согласуются с этой гипотезой, такой вывод нельзя сделать с полной определенностью, поскольку возможен другой источник рассогласования европейских и сибирских полюсов. Этот источник – возможное занижение наклонения европейских палеомагнитных направлений, поскольку все эти направления (за исключением одного) получены по осадочным породам, занижение наклонений в которых довольно широко распространено.

Поскольку коэффициент занижения наклонения должен определяться для каждого конкретного случая отдельно, а для имеющихся европейских данных мы не располагаем такими исследованиями, то можно провести оценку некоторого общего, усредненного параметра занижения наклонения f, при котором сравниваемые средние полюсы Сибирской платформы и «Стабильной» Европы статистически не различаются.

Используя для пересчета среднего европейского полюса соотношение $\tan(I_{observed}) = f \times \tan(I_{field})$

(где Iobserved – среднее наклонение, пересчитанное из среднего европейского полюса,

рассчитанного по дипольному закону, в соответствующую данному полюсу среднюю европейскую точку, а I_{field} – наклонение геомагнитного поля в момент образования намагниченности в породе), установленное эмпирически и называемое правилом (законом) Кинга (King's Rule) [King, 1955; Barton and McFadden, 1996], мы получили зависимости угла гамма между парами полюсов от коэффициента занижения наклонения f (см. рис. 6). На графиках по горизонтальной оси отложены значения параметра f (в интервале от 0 до 1), а по вертикальной оси – соответствующие значения угла гамма между сибирским полюсом и пересчитанным европейским.

Рисунок 6(а) наглядно показывает, что расхождение полюсов AS и NSP2 минимально при коэффициенте занижения наклонения f = 0.62 (отметим, однако, что угол гамма при этом значении коэффициента больше 2°), а при значениях f от 0.46 до 0.91 полюсы статистически не различаются.

Из рисунка 6(b) видно, что расхождение полюсов AS и VP могло возникнуть вследствие занижения магнитного наклонения европейских определений со средним коэффициентом f = 0.47-0.86, при этом наилучшая сходимость полюсов имеет место при f = 0.62.

Рисунки 6(с, d) показывают, что расхождение пар полюсов AS–NSP2 и VT– NSP2 также может быть объяснено занижением наклонения европейских данных – на большом интервале значений коэффициента f от 0.45 до 0.95 полюсы статистически не различаются. Однако минимальный угол между ними заметно (больше 1.5° и 4° соответственно) отличается от 0. Это объясняется некоторой удаленностью сибирского полюса NSP2 от большого круга, соединяющего европейский полюс и среднюю точку Европы.

Таким образом, наблюдаемое различие сибирских и европейских полюсов может быть объяснено явлением занижения наклонения в европейских осадочных породах. Интересно заметить, что для того, чтобы устранить статистически значимое отличие сибирских и европейских средних полюсов достаточно допустить совсем небольшую величину занижения наклонения, соответствующую значениям f = 0.9-0.95, связанную, возможно, с некоторым уплотнением исследованных осадочных пород. Отметим при этом, что экспериментально показана возможность существенно большего занижения наклонения в осадочных породах, коэффициент f в которых достигает значений 0.4 [McFadden and McElhinny, 1996].



Рис. 6.

Зависимость расстояния (угла гамма) между сибирским и европейским полюсами от коэффициента занижения наклонения, предполагаемого для европейских данных.

Интересное наблюдение можно сделать при сравнении средних сибирских полюсов с полюсом (Plat= 53.0; Plong = 152.9), полученным при осреднении данных по дайкам Луннер и вулканитам Эстерель (см. табл. 3). Хотя последние и исключены из рассматриваемых выборок в силу того, что их возраст (261 Ma) формально выходит за пределы рассматриваемого интервала возрастов (240-260 Ma), это не исключает возможности того, что полюс, получаемый при осреднении их полюса с полюсом даек Луннер, может оказаться близок к истинному европейскому палеомагнитному полюсу границы перми и триаса. Выполненное сравнение показывает, что средний полюс, полученный по рассматриваемым европейским магматическим породам, находится в непосредственной близости от сибирских полюсов VP (угловое расстояние составляет 3.3°) и NSP2 (расстояние – 4.2°), внутри их овалов доверия. Это обстоятельство может рассматриваться как дополнительное указание на возможность занижения наклонений части европейских палеомагнитных направлений.

С практической точки зрения важным параметром является пространственная ошибка в определении палеоширот при их нахождении без учета недипольных компонент поля или при игнорировании возможного эффекта занижения наклонения. На рисунке 7 показана зависимость ошибок в определении палеоширот при использовании GAD-гипотезы (связь между наклонением поля и широтой определяется выражением $tan(I)=2 \times tan(fi)$) для вычисления компонент геомагнитного поля, отличающегося от дипольного (рис. 7, синяя кривая), а также вследствие пренебрежения эффектом занижения наклонения (рис. 7, красная кривая).



Ошибка в определении палеоширотного положения при отличии геомагнитного поля от поля диполя. Красные кривые – ошибки для разных коэффициентов занижения наклонения. Синяя кривая – ошибка при наличии (-10%) вклада октупольной компоненты в магнитное поле Земли.

Казалось бы, для того чтобы оценить, какое из рассматриваемых предположений лучше подходит для объяснения расхождения пермо-триасовых европейских и сибирских полюсов, можно привлечь недавно полученное палеомагнитное определение по одновозрастным породам Семейтау (Казахстан) [Lyons et al., 2002]: Plat=56°; Plong=139°; N=15; K=24.6; А95=7.9°. Этот полюс, полученный по магматическим породам, статистически значимо отличается ОТ европейского полюса AS $(\gamma/\gamma_{cr}=12.1^{\circ}/11.8^{\circ})$ и не отличается от сибирского полюса VP $(\gamma/\gamma_{cr}=6.7^{\circ}/10.8^{\circ})$ и NSP2 $(\gamma/\gamma_{cr}=4.5^{\circ}/11.1^{\circ})$. Именно так должно было бы быть в случае занижения наклонения европейских данных. Однако, выполненные расчеты показывают, что такое же соотношение полюсов может наблюдаться и при допущении недипольности поля (G3 =-10%). Введение соответствующей поправки делает различие европейских, казахстанских и сибирских полюсов незначимым. Таким образом, привлечение

казахстанского полюса не позволяет определиться с тем, какое из рассматриваемых объяснений является наиболее вероятным.

Неустойчивость решения из-за малой и неадекватной выборки исходных данных.

Количество использованных для осреднения палеомагнитных полюсов Сибирской платформы и "Стабильной" Европы может показаться недостаточным для получения устойчивого статистически корректного результата. Для того чтобы проверить влияние этого фактора, нами было выполнено сравнение средних палеомагнитных полюсов, полученных на основе разных критериев отбора исходных данных и разными авторами. Помимо средних полюсов, полученных в настоящей работе, для сравнения были также привлечены соответствующие средние полюсы, использовавшиеся в работах [Иосифиди и др., 2005; Lyons et al., 2002; Gialanella et al., 1997].

Анализ этих данных показывает, что, несмотря на различие координат используемых пермо-триасовых средних полюсов Сибири и Европы, относительное их расположение остается неизменным: средний полюс Европы всегда смещен к юговостоку относительно среднего полюса Сибирской платформы и расположен дальше от Европы, чем Сибирский полюс (см. табл. 4).

Таким образом, наблюдаемое расхождение полюсов не является следствием неадекватной выборки, а носит систематический характер.

Заключение.

1. Предложен новый средний позднепермско-раннетриасовый (трапповый) палеомагнитный полюс Сибирской платформы, полученный исключительно с использованием палеомагнитных данных, отвечающим современным критериям палеомагнитной надежности.

2. Сравнение полученного траппового палеомагнитного полюса Сибирской платформы с одновозрастным ему средним полюсом «Стабильной» Европы показывает значимое различие между этими полюсами.

3. Это различие не может быть объяснено перемещением Сибирской платформы относительно Европы в послепалеозойское время.

4. Наблюдаемое различие средних полюсов Европы и Сибири может быть объяснено:

- а) значимым присутствием недипольных компонент в геомагнитном поле на рубеже палеозоя и мезозоя (по нашим оценкам расстояние между рассматриваемыми полюсами минимально при отрицательном 10% вкладе октупольной компоненты), и/или
- б) неучетом явления занижения магнитного наклонения в осадочных породах, которые в подавляющем большинстве участвовали при вычислении среднего полюса «Стабильной» Европы. Наилучшее схождение полюсов достигается при использовании величины коэффициента занижения f = 0.62.

5. Имеющиеся данные не позволяют сделать окончательный вывод о том, какое из возможных объяснений расхождения полюсов (занижение наклонения или недипольность) является действительно верным. Однако, поскольку выполненные расчеты показывают, что для того чтобы наблюдаемое различие полюсов стало статистически незначимым, достаточно допустить совсем небольшую и вполне реальную величину занижения наклонения (f = 0.9-0.95), мы полагаем, что на настоящий момент гипотеза занижения наклонения в европейских данных должна рассматриваться как наиболее вероятная.

Благодарности.

Работа выполнена при поддержке INTAS, грант №03-51-5807, РФФИ, грант №04-05-65024 и программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)».

Приложение А.

Алгоритм пересчета палеомагнитных полюсов (изначально полученных исходя из GAD-гипотезы) в соответствии с предположением о вкладе недипольных составляющих G2 и G3 в геомагнитное поле.

Дано:

(*j*, *l*) – широта и долгота места отбора палеомагнитных проб;

(*F*, *L*) – широта и долгота палеомагнитного полюса, рассчитанного по дипольному закону;

G2, *G3* – квадрупольный и октупольный коэффициенты ($G2 = g_2^0 / g_1^0$; $G3 = g_3^0 / g_1^0$).

Требуется найти:

(*F*₃₂, *L*₃₂) – широту и долготу соответствующего палеомагнитного полюса с учетом вклада недипольных компонент.

Решение:

- 1) Зная координаты места отбора и координаты полюса находим *D* и *I* склонение и наклонение древнего геомагнитного поля в точке отбора:
 - $j_m = \arcsin[\sin(j) \sin(F) + \cos(j) \cos(F) \cos(L-I)]$
 - (ј *m* палеоширота точки отбора)
 - $D = \arccos[(\sin(F) \sin(j_m) \sin(j)) / (\cos(j) \cos(j_m))]$

 $I = \arctan[2 \times \tan(j_m)]$

2) Используя выражение

$$\tan I = \frac{2\cos(j_{\rm m32}) + 1.5 \times G2(3\cos^2 j_{\rm m32} - 1) + 2 \times G3(5\cos^3 j_{\rm m32} - 3\cos j_{\rm m32})}{\sin j_{\rm m32} + G2(3\sin j_{\rm m32}\cos j_{\rm m32}) + 1.5 \times G3(5\sin j_{\rm m32}\cos^2 j_{\rm m32} - \sin j_{\rm m32})}$$
(1)

(где I – наклонение магнитного поля в точке с палеоширотой j_{m32}), находим новую палеошироту точки отбора j_{m32} с учетом вклада недипольных компонент.

3) По стандартной методике вычисляем новые координаты палеомагнитного полюса: $F_{32} = \arcsin[\sin(j) \sin(j_{m32}) + \cos(j) \cos(j_{m32}) \cos(D)]$ $L_{32} = -b + l + p$, если $\sin(j_{m32}) < \sin(j) \sin(F_{32})$ или $L_{32} = b + l$, если $\sin(j_{m32}) \ge \sin(j) \sin(F_{32})$

 $b = \arcsin[\cos(j_{m32})\sin(D) / \cos(F_{32})]$

4) В итоге имеем палеомагнитный полюс (*F*₃₂, *L*₃₂), вычисленный с учетом вклада в магнитное поле Земли недипольных компонент *G2* и *G3*.

Литература:

- Adam N.V., Benkova N.P., Khramov A.N., Cherevko T.N., Spherical harmonic analysis of the geomagnetic field of the Brunhes epoch. – Studia Geoph. e. Geod., v.19, 1975, p.141-149.
- 2. Barton C.E., P.L. McFadden, Inclination shallowing and preferred transitional VGP paths, Earth Planet. Sci. Lett., 140, 1996, pp. 147–157.
- Bazhenov M.L. and A.V. Mikolaichuk, Paleomagnetism of Paleogene basalts from the Tien Shan, Kyrgyzstan: rigid Eurasia and dipole geomagnetic field, Vol. 195, Iss. 1-2, 2002, pp. 155-166.
- 4. Bazhenov M.L. et al., Paleomagnetism of the Siberian traps: tectonic and geomagnetic implication (in press).
- Benkova N.P., Khramov A.N., Cherevko T.N., Adam N.V., Spherical harmonic analyses of the palaeomagnetic field, Earth a. Planet. Sci. Lett., v. 18, N 2, 1973, pp. 141-147.
- Besse J. and V. Courtillot, Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr, J. Geophys. Res., V. 107, N.B11, 2002, 2300, doi:10.1029/2000JB000050.
- Besse J. and V. Courtillot, Correction to Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr, J. Geophys. Res, V. 108, N.B10, 2003, 2469, doi:10.1029/2003JB002684.
- Biquand D., Paleomagnetisme de la formation des 'gres-a-Voltzia' (Bundsandstein superieur) du Massif des Vosges (France), Canad. J. Earth Sci., V. 14, 1977, pp. 1490-1514.
- Bogdanov N.A., V.Ye. Khain, O.M. Rosen, V.E. Shipilov, V.A. Vernikovsky, S.S. Drachev, S.L. Kostyuchenko, A.V. Kuz'michev, S.V. Sekretov, Explanatory notes for the tectonic Map of the Kara and Laptev seas and Nortehrn Siberia, Institut of the litosphere of marginal seas, Russian academy of science, Moscow, 1998.
- 10. Bowring S.A., D.H. Erwin, Y.G. Jin, M.W. Martin, K. Davidek, W. Wang, U/Pb zircon geochronology and tempo of the end-Permian mass extinction, Science, V. 280, 1998, pp. 1039-1045.
- 11.Carlut J. and V. Courtillot, How complex is the time-averaged geomagnetic field over the past 5 million years? Geophys. J. Int., V. 134, 1998, pp. 527-544.
- Coupland D.H. and R. Van der Voo, Long-term nondipole components in the geomagnetic field during the last 130 Ma, J. Geophys. Res., V. 85, 1980, pp. 3529-3548.
- Courtillot V. and J. Besse, A Long-term Octupolar Component in the Geomagnetic Field? (0-200 Million Years B.P.), Timescales of the Paleomagnetic Field (James E.T. Channell ... [et al.], editors), Geophysical monograph, 145, 2004, pp. 59-74.
- 14. Evans M.E., Test of the dipolar nature of the geomagnetic field throughout Phanerozoic time, Nature, V.262, 1976, pp. 676-677.
- 15. Creer K.M., Georgi D.T. and Lowrie W., On the representation of the Quaternary and late Tertiary geomagnetic field in terms of dipoles and quadrupoles, Geophys. J. Roy. Astron. Soc., v. 33, 1973, p. 323.
- Georgi D.T., Spherical harmonic analysis of paleomagnetic inclination data, Geophys. J. Roy. Astron. Soc., v. 39, 1974, p. 71.
- 17. Gialanella P.R., Heller F., Haag M., Nurgaliev D., Borisov A., Burov B.V., Yasonov P.G., Khasanov D., Ibragimov S. Late Permian magnetostratigraphy on the eastern part of the Russian platform. Geology en Mijnbow. 1997. V.76. P.145-154.
- 18. Gubbins D. and P. Kelly, Persistent patterns in the geomagnetic field over the past 2.5 Myr, Nature, V.365, 1993, pp. 829-832.

- 19. Gurevich E.L., M. Westfal, J. Daragan-Suchov, H. Feinberg, J.P. Pozzi, A.N. Khramov, Paleomagnetism and magnetostratigraphy of the traps from Western Taimyr (northern Siberia) and the Permo-Triassic crisis, Earth Planet. Sci. Lett., V. 136, 1995, pp. 95-105.
- 20. Gurevitch E.L., C. Heunemann, V. Rad'ko, M. Westphal, V. Bachtadse, J.P. Pozzi, H. Feinberg, Palaeomagnetism and magnetostratigraphy of the Permian–Triassic northwest central Siberian Trap Basalts, Tectonophysics, V. 379, 2004, pp. 211–226.
- 21. Heunemann C., E.L. Gurevitch, M. Westphal, H. Soffel and V. Bachtadse, Palaeomagnetic record of a Permo-Triassic field reversal, Geophys. Res. Abs., V. 5, 2003, p. 12793.
- 22. Hospers J., Rock magnetism and polar wandering, Nature, V. 173, 1954, pp. 1183-1184.
- 23. Irving E., Paleomagnetism and its application to geological and geophysical problems, Publisher: New York, Wiley, 1964.
- 24. Johnson C.L. and C.G. Constable, The time-averaged geomagnetic field: global and regional databases for 0-5 Ma, Geophys. J. Int., V. 131, 1997, pp. 643-666.
- 25. Johnson C.L. and C.G. Constable, The time-averaged geomagnetic field as recorded by lava flows over the last 5 Myr, Geophys. J. Int., V. 122, 1995, pp. 489–519.
- 26. Kamo S. L., G. K. Czamanske, Y. Amelin V. A. Fedorenko, D.W. Davis, V.R. Trofimov, Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251Ma, Earth and Planetary Science Letters, 214, 2003, pp. 75-91.
- 27. Kelly P. and D. Gubbins, The geomagnetic field over the past 5 million years, Geophys. J. Int., V. 128, 1997, pp. 315–330.
- 28. Kent D.V., P.E. Olsen, Magnetic polarity stratigraphy and paleolatitude of the Triassic-Jurassic Blomidon Formation in the Fundy basin (Canada): implications for early Mesozoic tropical climate gradients, Earth Planet.Sci. Lett., 179, 2000, pp. 311-324.
- 29. Kent D.V. and M.A. Smethurst, Shallow bias of paleomagnetic inclinations in the Paleozoic and Precambrian, Earth Planet. Sci. Lett., 160, 1998, pp. 391-402.
- 30. King R.F., The remanent magnetism of artificially deposited sediment, Mon. Not. R. Astron. Soc., Geophys. Suppl. 7, 1955, pp. 115–134.
- 31.Kravchinsky V.A., K.M. Konstantinov, V. Courtillot, J.I. Savrasov, J.P. Valet, S.D. Cherniy, S.G. Mishenin, B.S. Parasotka, Paleomagnetism of East-Siberian traps and kimberlites: two new poles and paleogeographic reconstruction at about 360 and 250 Ma, Geophysical Journal International, V. 148, 2002, pp. 1-33.
- 32. Livermore R.A., F.J. Vine and A.G. Smith, Plate motions and the geomagnetic field I. Quaternary and late Tertiary, Geophys. J.R. Astr. Soc., V. 73, 1983, pp. 153-171.
- 33.Livermore R.A., F.J. Vine and A.G. Smith, Plate motions and the geomagnetic field -II. Jurassic to Tertiary, Geophys. J.R. Astr. Soc., V. 79, 1984, pp. 939-961.
- 34. Lyons J.J., Coe R.S., Zhao X., Renne P.R., Kazansky A.Y., Izokh A.E., Kungurtsev L.V. and Mitrokhin D.V., Paleomagnetism of the early Triassic Semeitau igneous series, eastern Kazakstan, J. of Geophys. Res., v. 107, N. B7, 10.1029/2001JB000521, 2002.
- 35. McElhinny M. W., Palaeomagnetism and Plate Tectonics, Cambridge University Press, 1973, pp. 358.
- 36. McElhinny M.W., The Geocentric Axial Dipole Hypothesis Current Status, Chapman Conference on Chapman Conference on Timescales of the Geomagnetic Field University of Florida, Gainesville, 9-11 March 2003. <u>http://www.agu.org/meetings/cc03babstracts/McElhinny.pdf</u>

- 37. McElhinny M.W., P.L. McFadden, R.T. Merrill, The time-averaged paleomagnetic field 0–5 Ma, J. Geophys. Res., V. 101, 1996, pp. 25007–25027.
- 38. McElhinny M. W. and P. L. McFadden, Paleomagnetism; continents and oceans, Int. Geophys. Ser., V. 73, Academic, San Diego, Calif., 2000, 386 pp.
- 39. McFadden P.L. Is 600 Myr long enough for the random palaeogeographic test of the geomagnetic axial dipole assumption? Geophys. J. Int., V. 158, 2004, pp. 443-445.
- 40. McFadden P. L. and M. W. McElhinny, Classification of the reversal test in palaeomagnetism, Geophys. J. Int., V. 103, 1990, pp. 725–729.
- 41. Meert J.G., E. Tamrat and J. Spearman, Non-dipole fields and inclination bias: insights from a random walk analysis, Earth & Planetary Science Letters, V. 214, 2003, pp. 395-408.
- 42. Menning M., A numerical time scale for the Permian and Triassic periods: an integrated time analysis, In: Scholle P.A., Peryt T.M. and Ulmer- Scholle D.S. (eds.), The Permian of Northern Pangea, Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, V. 1, 1995, pp. 77-97.
- 43. Merabet N. and L. Daly, Determination d'un pole paleomagnetique et mise en evidence d'aimantations a polarite normale sur les formations du Permien superieur du Massif des Maures (France), Earth Planet.Sci.Letters., V. 80, 1986, pp. 156-166.
- 44. Merrill R.T. and M.W. McElhinny, Anomalies in the time-averaged paleomagnetic field and their implications for the lower mantle, Rev. Geophys. Space Phys., V. 15, 1977, pp. 309–322.
- 45. Merrill R.T., M.W. McElhinny, The Earth's magnetic field, Academic Press, London, 1983.
- 46. Merrill R.T., M.W. McElhinny, P.L. McFadden, Magnetics Field of the Earth, Academic Press, San-Diego, California, 1996.
- 47. Merrill R.T. and P.L. McFadden, The geomagnetic axial dipole field assumption, Physics of the Earth and Planetary Interiors, V. 139, 2003, pp. 171-185.
- 48. Müller D.M., J.Y. Royer and L.A. Lawver, Revised plate motions relative to the hotspots from combined Atlantic and Indian Ocean hotspot tracks, Geology, 1993, pp. 275-278.
- 49. Nawrocki J., Permian and Early Triassic magnetostratigraphy from the Central European Basin in Poland: implications on regional and worldwide correlations, Earth Planet Sci. Letters, V. 152, 1997, pp. 37-58.
- 50. Nürnberg D. and R.D. Müller, The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to Present, Tectonophysics, V. 191, 1991, pp. 27-53.
- 51.Opdyke N.D. and K.W. Henry, A test of the Dipole Hypothesis, Earth Planet. Sci. Lett., V. 6, 1969, pp. 139–151.
- 52. Piper J.D.A. and S. Grant, A paleomagnetic test of the axial dipole assumption and implications for continental distributions through geological time, Phys. Earth Planet. Inter., 55, 1989, pp. 37-53.
- 53. Pisarevsky S. and M.W. McElhinny, Global paleomagnetic Visual Database, EOS Transactions, 2003, 84: 20.
- 54. Quidelleur X. and V. Courtillot, On low-degree spherical harmonics models of paleosecular variation, Phys. Earth. Plan. Int., V. 82, 1996, pp. 55-77.
- 55. Quidelleur X., J. P. Valet, V. Courtillot, G. Hulot, Long-term geometry of the geomagnetic field for the last five million years: An updated secular variation database, Geophys. Res. Lett., V. 21, 1994, pp. 1639–1642.
- 56.Reichow M.K., A.D. Saunders, R.V. White, M.S. Pringle, A.I. Al'Mukhamedov, A.I. Medvedev, N.P. Kirda, 40Ar/39Ar dates from the West Siberian Basin Siberian flood basalt province doubled, Science, V. 296, 2002, pp. 1846-1849.

- 57.Renne P.R., Z.C. Zhang, M.A. Richards, M.T. Black, A.R. Basu, Synchrony and causal relation between Permian-Triassic boundary crises and Siberian flood volcanism, Science, V. 33, 1995, pp. 93-101.
- 58. Rother K., Gesteins-und palaomagnetische Untersuchungen an Gesteinsproben vom Territorium der DDR, Ph.D thesis, University of Berlin, East Germany, 1971, 92 pp.
- 59. Royer J.-Y. and D.T. Sandwell, Evolution of the Eastern India Ocean Since the Late Cretaceous: Constraints from geosat altimetry, J. Geophys. Res., V. 94, 1989, pp. 13755-13782.
- 60. Royer J.Y., R.D. Müller, L.M. Gahagan, L.A. Lawver, C.L. Mayes, D. Nürnberg and J.G. Sclater, A Global isochron Chart, University of Texas Institute for Geophysics, Technical Report N. 117, 1992.
- 61.Si J. and R. Van der Voo, Too-low magnetic inclinations in central Asia: an indication of a long-term Tertiary non-dipole field? Terra Nova, V. 13, 2001, pp. 471–478.
- 62. Szurlies M., G. Bachmann, M. Menning, N. Nowaczyk, Karl-C. Kading, Magnetostratigraphy and high-resolution lithostratigraphy of the Permian-Triassic boundary interval in Central Germany, Earth and Planetary Science Letters, 212, 2003, pp. 263-278.
- 63. Tanaka H., M. Kono and H. Uchimura, Some global features of paleointensity in geological time, Geophys. J. Int., V. 120, pp. 97–102.
- 64. Torsvik T.H., R. Van der Voo, J.G. Meert, J. Mosar and H.J. Walderhaug, Reconstructions of the Continents around the North Atlantic at about the 60th parallel, Earth Planetary Science Letters, V. 187, 2001, pp. 55-69.
- 65. Torsvik T.H., R. Van der Voo, Refining Gondwana and Pangea palaeogeography; estimates of Phanerozoic non-dipole (octupole) fields, Geophys. J. Int., 151, 2002, 771-794.
- 66. Van den Ende C., Secular variation in Permian redbeds from the Dome de Barrot. In: Palaeogeophysics (ed. S.K. Runcorn, Academic Press, London), 1970, pp. 101-116.
- 67. Van der Voo R., Paleomagnetism of the Atlantic Tethys and Iapetus oceans, Cambridge Univ. Press, 1993, 411 pp.
- 68. Van der Voo R. and T.H. Torsvik, Evidence for Permian and Mesozoic non-dipole fields provides an explanation for Pangea reconstruction problems, Earth Planet. Sci. Lett., 187, 2001, pp. 71-81.
- 69. Van der Voo R. and T.H. Torsvik, The quality of the European Permo-Triassic paleopoles and its impact on Pangea reconstructions, Timescales of the Paleomagnetic Field (James E.T. Channell ... [et al.], editors), Geophysical monograph, 145, 2004, pp. 29-42.
- 70. Wells J.M., Non-linear spherical harmonic analysis of paleomagnetic data. In Methods in Computational Physics, vol. 13, Geophys. (B.A.Bolt, ed.), 1973, p. 239, Academic Press, New York and London.
- 71. Wilson R.L., Permanent Aspects of the Earth's Non-dipole Magnetic Field over Upper Tertiary Times, Geophys. J. R. Astr. Soc., V. 19, 1970, pp. 417-37.
- 72. Wilson R.L., Dipole offset The time-average paleomagnetic field over the past 25 million years, Geophys. J. R. Astronom. Soc., V. 22, 1971, pp. 491-504.
- 73.Zijderveld J.D.A., Paleomagnetism of the Esterel rocks, Ph.D. thesis, State University Utrecht, Holland, 1975, 199 pp.
- 74. Аплонов С.В., Геодинамика глубоких осадочных бассейнов, СПб., 2000, 210 с.
- 75.Баженов М.Л. и А.А. Моссаковский, Горизонтальные перемещения Сибирской платформы в триасе по палеомагнитным и геологическим данным, Геотектоника, № 1, 1986, С. 59-69.

- 76.Бачманов Д.М., Н.Н. Говорова, С.Ф. Скобелев, В.Г. Трифонов, Неотектоника Урала (проблемы и решения), Геотектоника, №5, 2001, С. 61-75.
- 77. Боронин В.П., Буров Б.В., Петров П.П. Некоторые результаты палеомагнитных исследований верхнепермских отложений вблизи д..Монастырка, Тат.АССР. В сб. Аппаратура, методика и интерпретация геофизических наблюдений. Ред.Боронин В.П. Казань:1971. С.104-108.
- 78. Бочкарев В.С., Тектонические условия замыкания геосинклиналей и ранние этапы развития молодых платформ (на примере Западно-Сибирской плиты и ее обрамления), М., Недра, 1973, С. 127.
- 79.Буров Б.В. Отдельные детали пермских инверсий. В сб. Методика палеомагнитного изучения красноцветов. Ред.Боронин В.П. Казань:1979. С.92-102.
- 80. Веселовский Р.В., И. Галле, В.Э. Павлов, Палеомагнетизм траппов долин рек Подкаменная Тунгуска и Котуй: к вопросу о реальности послепалеозойских относительных перемещений Сибирской и Восточно-Европейской платформ, Физика Земли, №10, 2003, С. 78-94.
- 81. Геология и рудные месторождения Норильска. Путеводитель VII международного симпозиума по платине. Под. Ред. В.В. Дистлера и В.Е. Кунилова, Москва, 1994.
- 82.Золотухин В.В., В.А. Пономарчук, А.В. Травин, Ю.Р. Васильев, Эволюция пермо-триасового магматизма на севере Сибирской платформы согласно Ar40/Ar39 данным, Геодинамика и эволюция Земли. Тезисы конференции РФФИ, Новосибирск, 1996.
- 83. Иосифиди А.Г., Храмов А.Н., Трапезников В.Г., Пухонто С.К. Палеомагнетизм раннепермских отложений печорской плиты: оценка горизонтальных поворотов структур. Физика Земли, №2, 2005, с. 52-65.
- 84.Казанский Ю.П., Е.В. Мозгунова, В.И. Москвин, Э.П. Солотчина, Состав и строение триасовых вулканогенных отложений сверхглубокой скважины ТСГ-6, Геология и геофизика, Т.36, N6, 1995, С. 157-164.
- 85. Киричкова А.И., Н.К. Куликова, Л.Л. Овчинникова и др., Биостратиграфическое расчленение мезозойских отложений, вскрытых Тюменской сверхглубокой скважиной, Стратиграфия и геологическая корреляция, Т. 7, № 1, 1999, С. 71-85.
- 86. Кременецкий А.А., А.К. Алексеева, М.И. Диденко, Прогноз нефтегазоносности Западной Сибири по данным глубинных геолого-геофизических исследований, Разведка и охрана недр, №5, 2002, С. 73-80.
- 87.Кременецкий А.А., В.С. Гладких, Низкокалиевые толеитовые базальты индикатор эволюции палеогеодинамических обстановок и прогноза глубинного углеводородного сырья (по данным Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6), Геохимия, №6, 1997, С. 609-617.
- 88. Павлов В.Э., В.Ю. Водовозов, Н.В. Лубнина, Новые палеомагнитные данные о траппах западной части Норильского района: была ли завершена консолидация Северо-Евразийской плиты к началу Мезозоя? Вестник МГУ, Сер. 4, Геология, № 5, 2001, С. 77-84.
- 89. Хаин В.Е., Тектоника континентов и океанов, Москва, Научный Мир, 2001, 606 с.
- Храмов А.Н.Палеомагнитное изучение разрезов верхней Перми и нижнего триаса севера и востока Русской платформы. В сб. Палеомагнитные стратиграфические исследования. Ред. Храмов А.Н. Ленинград:1963. С.175-211.
- 91. Храмов А.Н., Магнитное поле Земли в позднем палеозое (анализ мировых палеомагнитных данных), Физика Земли, №1, 1967, С. 86-108.

- 92. Храмов А.Н., Г.И. Гончаров, Р.А. Комиссарова и др., Палеомагнитология, Л.: Недра, 1982, 312 с.
- 93. Яновский Б.М., Земной магнетизм, Л.: изд-во Ленингр. ун-та, 1978, 592 с.