

Связь между поведением геомагнитного поля и активизацией базальтового магматизма

А. Ю. Куражковский¹, Н. А. Куражковская¹, Б. И. Клайн¹, В. Ю. Брагин²

¹Геофизическая обсерватория «Борок» ИФЗ РАН, Ярославская область, п. Борок,

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. СО РАН, Новосибирск

Получено 31 марта 2010; опубликовано 5 июня 2010.

Проведено сопоставление мировых и авторских данных о напряженности древнего геомагнитного поля с частотой инверсий и активностью некоторых эндогенных процессов (крупные излияния базальтов). В интервале 0 - 160 млн. лет крупным излияниям базальтов, которые идентифицируются с проявлением плюмов на земной поверхности, предшествует сначала уменьшение, а затем рост палеонапряженности. Характерные времена между началом изменения характеристик геомагнитного поля и активизацией базальтового вулканизма обычно не превышают несколько миллионов лет.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: геомагнитное поле; базальтовый магматизм; плюм; инверсия магнитного поля

Ссылка: Куражковский А. Ю., Н. А. Куражковская, Б.И. Клайн, В.Ю. Брагин (2010), Связь между поведением геомагнитного поля и активизацией базальтового магматизма, *Вестник ОНЗ РАН*, 2, NZ6021, doi:10.2205/2010NZ000039, 2010

Введение

Ряд выводов глубинной геодинамики о скоростях теплопередачи в мантии, взаимосвязи процессов в жидком ядре и на земной поверхности базируется на сопоставлении данных о геомагнитных и геотектонических процессах. Принципиальная возможность существования связи между геомагнитными и геотектоническими процессами неоднократно обсуждалась в геофизической литературе и не вызывает сомнений. В то же время оценки скорости передачи тепла от ядра к земной поверхности или времена задержек между изменениями характеристик геомагнитного поля и, предположительно, связанных с ними геотектоническими процессами, существенно различаются. Согласно [Милановский, 1996, Добрецов, 1997] передача тепла от ядра к поверхности должна происходить за время не более первых миллионов лет, по оценке [Диденко, 1999] за 30 млн. лет и за 20-50 млн. лет [Печерский, 2007]. Такое различие в оценках скорости передачи тепла от ядра к земной поверхности свидетельствует о том, что подобные исследования нельзя считать завершенными.

Поведение древнего геомагнитного поля можно охарактеризовать двумя параметрами: частотой инверсий - F и палеонапряженностью - H (или величиной виртуального дипольного момента - V). В связи с недостаточностью палеомагнитных данных, количество которых убывает с углублением в геологическую историю, единое представление об их поведении в течение мезозоя и палеозоя пока не сформировалось.

В последние годы по осадочным породам нами был получен большой массив информации о палеонапряженности верхней юры - мела [Гужиков и др., 2002, Куражковский и др., 2008]. Кроме того, появились новые данные об инверсиях в меловом периоде [Гужиков и др., 2007]. Это позволило ликвидировать значительные пробелы в данных о поведении характеристик геомагнитного поля, существовавшего в последние 170 млн. лет и на новой основе провести исследование взаимосвязи динамики палеонапряженности и частоты инверсий [Куражковский и др., 2008].

В настоящей работе на основе новых данных продолжено исследование связи поведения характеристик древнего геомагнитного поля с активизацией базальтового магматизма (идентифицируемого с проявлениями суперплюмов на земной поверхности).

Данные о палеонапряженности

Для изучения поведения палеонапряженности фанерозоя используются осадочные и изверженные породы, сохранившие первичную (синхронную времени образования самой породы), соответственно, ориентационную и термоостаточную намагниченность. Для каждого вида намагниченности существуют свои методы определения палеонапряженности [Храмов и др., 1982, *Taux et al.*, 1995, *Yu et al.*, 2004]. Тестирование этих методов на естественных осадочных и изверженных породах, образовавшихся в известном магнитном поле, показало, что точность определения H в обоих случаях примерно одинакова, и при единичном измерении составляет около (15-20)% от величины современного магнитного поля [Куражковский и Куражковская 2001, *Valet*, 2003].

Оценки средних значений палеонапряженности временных интервалов порядка первых миллионов лет, полученные по осадочным и изверженным породам, могут несколько различаться [Куражковский и др., 2007, 2008]. Одной из причин такого различия является неравномерность осадконакопления и активности вулканизма. Согласно работе [Селиверстов, 2001] вулканизм активизируется при понижении уровня океана, тогда как накопление осадочных пород на континентах происходит при высоком уровне океана. Таким образом, древние осадочные и изверженные породы могут нести несколько различную, но взаимодополняющую друг друга информацию о длительных интервалах геологического времени. Обоснованность заключений об особенностях изменений древнего геомагнитного поля продолжительных временных интервалов возрастает при совместном использовании данных, полученных по ориентационной и термоостаточной намагниченности [Куражковский и др., 2008, *Valet*, 2003].

Для анализа поведения палеонапряженности нами использовались результаты определений модуля древнего магнитного поля из баз данных (далее БД) BOROKPINT [http://www.brk.adm.yar.ru/palmag/index_e.html], PINT08 [http://www.geo.uu.nl/~forth/people/Andy/] и ранее опубликованные авторские данные, полученные по осадочным породам [Куражковский и др., 2007, 2008]. Для продолжительных интервалов геологического времени (порядка нескольких десятков млн. лет) эти БД дают практически совпадающие средние значения палеонапряженности. Средняя палеонапряженность отдельных ярусов, полученная по разным БД, может различаться, что, главным образом, связано с процессом наполнения БД.

В БД содержатся результаты определений напряженности древнего магнитного поля, проведенные с использованием пород, обладающих термоостаточной намагниченностью. Во многих случаях кроме величины палеонапряженности приводятся значения виртуального дипольного момента (V), при этом данных о поведении H больше, чем о поведении V . Это оказывается существенным при оценке средних значений палеонапряженности удаленных (юр-мела) геологических веков. Чтобы не терять значительный массив информации в дальнейшем мы будем анализировать поведение палеонапряженности - H/H_0 , где H_0 - величина современного магнитного поля, принятая нами равной 40 мкТл, поскольку даже в пределах последних 160 млн. лет ряд интервалов геологического времени продолжительностью до десятка миллионов лет крайне слабо обеспечен палеомагнитным материалом. Сопоставление данных о V/V_0 ($V_0=8 \cdot 10^{22} \text{ Ам}^2$) и H/H_0 , показало, что эти параметры дают примерно одинаковую картину поведения модуля геомагнитного поля.

Использование результатов определения палеонапряженности по осадочным породам [Куражковский и др., 2008] позволило уменьшить пробелы в данных. На рис. 1 приведены наиболее представительные фрагменты поведения палеонапряженности, выполненные по осадочным породам, для интервала поздняя юра – мел, которые использовались для последующего анализа в данной работе.

На рис. 2 показано поведение осредненных за геологические эпохи и периоды данных о палеонапряженности мезозоя - позднего палеозоя, полученных по термонамагнитным (данные PINT08) и осадочным породам [Куражковский и др., 2008, Храмов и др., 1982].

Различная продолжительность (эпохи, периоды) временных интервалов, для которых определялись средние значения палеонапряженности, связана с недостатком палеомагнитных данных. Как видно из рис. 2, средние значения палеонапряженности, полученные по осадочным и термонамагнитным породам, не имеют значимых различий. Оба вида данных позволяют получить примерно одинаковое представление об изменениях палеонапряженности в этом

возрастном интервале. Следовательно, при изучении поведения палеонапряженности данные, полученные по осадочным и термонамагнитным породам, могут совместно использоваться и дополнять друг друга.



Рис. 1. Фрагменты поведения палеонапряженности юры - мела, полученные по осадочным породам [Куражковский и др., 2008].

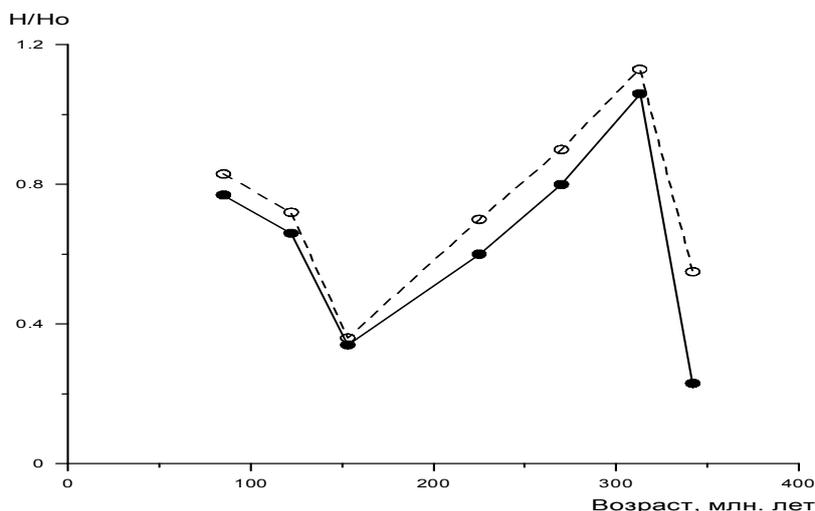


Рис. 2. Поведение осредненных по геологическим эпохам и периодам данных о палеонапряженности, полученных по термонамагнитным (сплошная линия) и осадочным породам (пунктирная линия).

Связь между поведением палеонапряженности и частоты инверсий

Современные шкалы полярности фанерозоя [Дополнения... 2000, Gradstein et al., 2004], в грубом приближении, дают примерно одинаковую картину поведения частоты инверсий. Так, согласно этим шкалам в конце раннего - начале позднего мела, в карбоне - перми и в позднем кембрии - ордовике существовали продолжительные временные интервалы, в течение которых инверсии геомагнитного поля происходили редко, либо вообще не наблюдались. В верхнем палеогене - неогене, юре - триасе и девоне - силуре инверсии геомагнитного поля происходили достаточно часто.

Различия во взглядах на поведение частоты инверсий можно проиллюстрировать на следующих примерах. Согласно [Gradstein et al., 2004] в интервале (83 - 118) млн. лет инверсий не было. По данным [Дополнения... 2000, Гужиков и др., 2003, Молоствовский и др., 2007] инверсии происходили, но их было немного. Шкалы полярности [Дополнения... 2000, Gradstein et al., 2004] значительно (в несколько раз) различаются в оценке частоты инверсий некоторых ярусов юрского периода. Таким образом, для наименее изученных в палеомагнитном отношении интервалов, частота инверсий будет существенно зависеть от выбора шкалы.

Сопоставление данных о палеонапряженности и режиме полярности сопряжено с некоторыми трудностями. Это связано с тем, что характерные времена изменений палеонапряженности и частоты инверсий существенно различаются. Так, каждому моменту геологического времени соответствует свое значение палеонапряженности. Продолжительность полярных интервалов (промежутков между соседними инверсиями) составляет от десятков тысяч до миллионов лет. В связи с этим, обсуждать изменение частоты инверсий можно только на временных промежутках от миллиона (если инверсии происходят достаточно часто) до десятков миллионов лет (в случае редких инверсий).

На рис. 3 приведено сопоставление данных о палеонапряженности и частоте инверсий в последние 160 млн. лет.

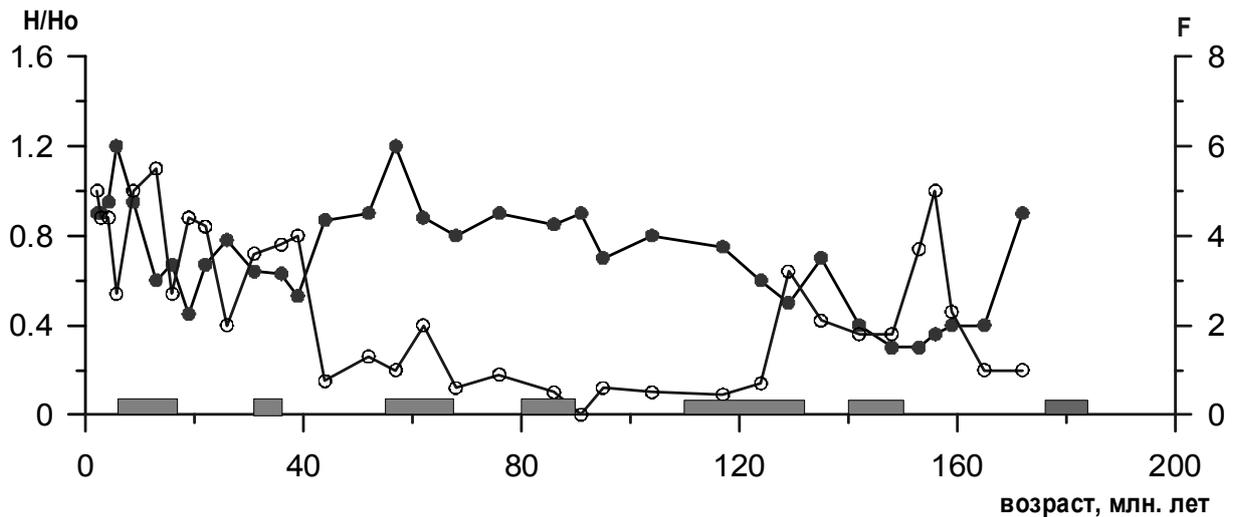


Рис. 3. Изменение средних за геологический век значений палеонапряженности (Н/Но) (темные кружки) по данным (BOROKPINT), [Куражковский и др., 2008] и частоты инверсий (F) (светлые кружки) [Гужиков и др., 2007, Дополнения... 2000] в последние 170 млн. лет. Темными прямоугольниками показаны временные интервалы излияний базальтов, идентифицируемых с проявлением плюмов на земной поверхности по [Добрецов, 1997, Courtillot and Olson, 2007].

Точки графика (юра и кайнозой) получены осреднением по геологическим векам данных о частоте инверсий [Дополнения... 2000], (мела) по [Гужиков и др., 2007] и палеонапряженности из БД BOROKPINT и работы [Куражковский и др., 2008]. Кроме того, в правой части рисунка показаны значения частоты инверсий (верхняя юра), рассчитанные в соответствии со шкалой [Gradstein et al., 2004]. Границы между геологическими веками проведены согласно шкале [Дополнения... 2000]. Данные о средних значениях характеристик геомагнитного поля коньяка - сантона объединены в связи малой продолжительностью коньякского века (около миллиона лет).

Как видно из графика, частота инверсий связана с величиной палеонапряженности обратной зависимостью. Максимальные значения палеонапряженности в большинстве случаев соответствуют минимальным значениям частоты инверсий. Продлить подобное сопоставление в глубь геологической истории не представляется возможным из-за противоречивых оценок частоты инверсий в юрском периоде и недостаточного количества данных о палеонапряженности. Стандартная ошибка оценки среднего за геологический век значения палеонапряженности в интервале 0 - 160 млн. лет, как правило, не превышает 0.1Но. Для более удаленных геологических веков эта ошибка значительно возрастает.

Характер поведения частоты инверсий и палеонапряженности меняется с течением геологического времени. Например, если сравнивать верхнюю юру и неоген, то, примерно одинаковым значениям частоты инверсий, будут соответствовать различные значения палеонапряженности. В общем случае коэффициент корреляции между этими кривыми не высок и составляет ~ -0.3, что обусловлено наличием общего возрастного тренда. Частота инверсий и палеонапряженность в среднем возрастают от прошлого к современности [Mazaud et al., 1983, Борисова, 1986]. С учетом временного тренда палеонапряженности и частоты инверсий коэффициент корреляции составит ~ -0.7.

Тенденция возрастания палеонапряженности от начала к концу фанерозоя (рис. 3) может быть связана как с особенностями генерации геомагнитного поля (что, по нашему мнению, маловероятно), так и с уменьшением величины (старении) первичной естественной термоостаточной намагниченности с течением геологического времени. Ранее вопрос об уменьшении величины первичной термоостаточной намагниченности для пород старше 10 млн. лет обсуждался в работе [Борисова, 1986].

Связь между поведением геомагнитного поля активизацией базальтового магматизма

В качестве факторов, которые, предположительно, могут быть связаны с поведением характеристик геомагнитного поля, можно рассматривать крупные излияния базальтов и рифтогенез. Данные о значительных излияниях базальтов на земную поверхность, с которыми идентифицируются плумы [Добрецов, 1997, Courtillot and, Olson, 2007], приведены на рис. 3. Как видно из рис. 3, в большинстве случаев эти излияния сопровождаются примерно одинаковыми изменениями в поведении геомагнитного поля. Палеонапряженность уменьшается перед проявлением на поверхности Земли эндогенного процесса, затем в течение нескольких миллионов лет возрастает в среднем на $(0.3 - 0.4)H_0$. Частота инверсий увеличивается перед магматическим событием. Характерные времена этих циклов изменений палеонапряженности и частоты инверсий составляют 10 - 20 млн. лет. Временной интервал между началом изменения характеристик геомагнитного поля и началом излияния базальтов составляет 2 - 5 млн. лет. Если излияния магмы происходят часто (в интервале 110 - 137 млн. лет отмечено несколько таких событий [Добрецов, 1997, Courtillot and, Olson, 2007]), то при осреднении характеристик геомагнитного поля в соответствии с геологическими веками, короткие циклы не обнаруживаются. Это не говорит о том, что подобной цикличности в поведении характеристик геомагнитного поля не существует. Так, на рис. 1 видно, что в валанжине, готериве, барреме, апте, альбе, сеномане можно выделить интервалы с относительно высокими и относительно низкими средними значениями палеонапряженности. К сожалению, пока фрагментарность этих данных является серьезным препятствием для их точного сопоставления с особенностями проявления базальтового магматизма.

Для кайнозоя можно провести сопоставление изменений частоты инверсий с крупными излияниями базальтов более точно. Используя результаты работ [Mazaud et al., 1983] и [Добрецов, 1997, Courtillot and, Olson, 2007], на рис. 4 показано, что в этом возрастном интервале начало активизации базальтового вулканизма совпадает с уменьшением частоты инверсий.

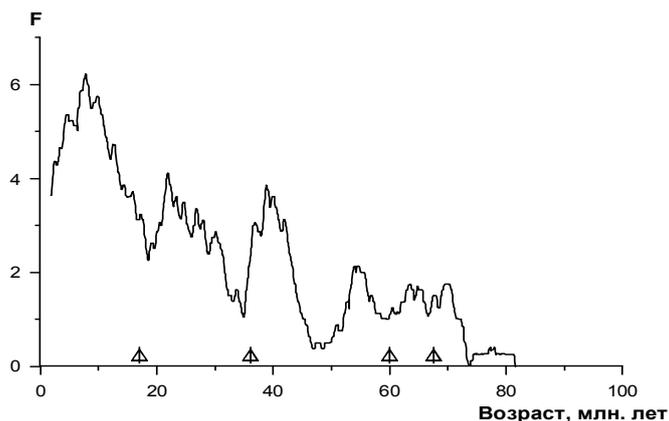


Рис. 4. Связь изменений частоты инверсий [Mazaud et al., 1983] с активизацией базальтового магматизма последние 80 млн. лет (треугольники) [Добрецов, 1997].

Для анализа поведения палеонапряженности перед образованием сибирских трапов нет достаточного количества данных, но поведение частоты инверсий можно проанализировать по данным [Селиверстов, 2001, Дополнения..., 2000]. Также как и в мелу - кайнозое частота инверсий возросла (265 млн. лет назад) перед образованием трапов и уменьшилась после их излияния (245 млн. лет).

Следует отметить, что данные о палеонапряженности и частоте инверсий получены с использованием различных методик и геологических объектов. При этом перед крупными излияниями базальтов обе характеристики геомагнитного поля меняют свое поведение. Таким образом, два вида независимо полученных палеомагнитных данных указывают на существование связи между геомагнитными и эндогенными процессами.

Обсуждение

Рассмотренные материалы позволяют сделать заключение о том, что поведение палеонапряженности, частоты инверсий и активизация базальтового вулканизма происходят взаимосвязано. Вероятно, рассмотренные изменения характеристик геомагнитного поля и активизации магматизма являются следствием общего эндогенного процесса, связанного с переносом тепла от ядра к Земной поверхности. Теоретическое обоснование такого механизма выходит за рамки представленной статьи, и мы лишь ограничиваемся констатацией существующей взаимосвязи.

Данные об изменениях характеристик геомагнитного поля, существовавшего 80 - 250 млн. лет тому назад позволяют сделать предварительное заключение о связи базальтового магматизма с геомагнитными процессами. Подробные данные о частоте инверсий в кайнозой делают этот вывод более обоснованным и свидетельствуют о том, что перед активизацией базальтового магматизма происходит уменьшение частоты инверсий.

Объяснить связь между геомагнитными и геотектоническими процессами можно в рамках двух следующих широко известных предположений. Перенос тепла через границу ядро - мантия происходит неравномерно. Ослабление теплопереноса ведет к перегреву внешнего ядра и ухудшению работы геодинамо (увеличению частоты инверсий) [Добрецов, 1997]. При интенсификации переноса тепла через границу ядро - мантия геодинамо работает более эффективно (частота инверсий уменьшается) [Диденко, 1999, Larson and Olson, 1991]. Перегрев границы ядро - мантия (большая частота инверсий) ведет к последующему усилению оттока тепла к поверхности. Усиление оттока тепла к поверхности сопровождается снижением частоты инверсий и проявлению плюмового вулканизма. Мы не делаем предположений о том, когда происходит формирование плюма, и в какой момент осуществляется его отрыв от внешнего ядра. Тем не менее, на наш взгляд, достаточно отчетливо видно, что весь процесс от предположительного перегрева ядра до активизации вулканизма не превышает первых миллионов лет. В соответствии с этим скорость теплопереноса через мантию должна быть не меньше 1 метра в год. Это достаточно близко к оценкам, сделанным в работах [Милановский, 1996, Добрецов, 1997].

Выводы

В результате проведенного сопоставления мировых и авторских данных о напряженности древнего геомагнитного поля с частотой инверсий и активностью некоторых эндогенных процессов обнаружено, что изменения средних за геологический век значений палеонапряженности и частоты инверсий в интервале 0-160 млн. лет происходят противофазно. При увеличении средних за геологический век значений палеонапряженности увеличивается амплитуда и меняется структура ее вариаций.

В интервале 0 - 160 млн. лет крупным излияниям базальтов, которые идентифицируются с проявлением плюмов, предшествует уменьшение, а затем рост палеонапряженности. Характерные времена между началом изменения характеристик геомагнитного поля и активизацией базальтового вулканизма обычно не превышают несколько миллионов лет.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 08-05-00385-а) и (грант № 07-05-01026-а).

ЛИТЕРАТУРА

Борисова Г. П. (1986), Новые данные о древнем геомагнитном поле, *Палеонапряженность: физические основы и методы исследования*, Ред. В. И. Белоконов и Л. Л. Афремов, Издательство Дальневосточного университета, Владивосток, с. 18-26.

- Гужиков А. Ю., Е. Ю. Барабошкин, В. А. Фомин (2007), Магнитостратиграфическая шкала меловой системы: современное состояние, проблемы построения и перспективы развития, *Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии*, Ред. Е. М. Первушов. Изд-во Сарат. ун-та, Саратов с. 69-86.
- Гужиков А. Ю., А. Ю. Куражковский, Н. А. Куражковская (2002), Определение палеонапряженности геомагнитного поля в барреме по северокавказским сероцветным осадкам, *Физика Земли*, № 4, 78-82.
- Гужиков А. Ю., Э. А. Молоствовский, Х. Назаров, В. А. Фомин, Е. Ю. Барабошкин, Л.Ф. Копаевич (2003), Магнитостратиграфические данные по верхнему мелу Туаркыра (Туркменистан) и их значение для общей палеомагнитной шкалы, *Физика Земли*, №9, 31-44.
- Диденко А. Н. (1999), О временной связи процессов в ядре и литосфере, *Российский журнал наук о Земле*, 1, № 3, 187-198.
- Добрецов Н. Л. (1997), Мантийные суперплюмы как причина главной геологической периодичности и глобальных перестроек, *Докл. РАН*, 357, № 6, 797-800.
- Дополнения к Стратиграфическому кодексу России*, 2000, Отв. ред. А. И. Жамойда, Изд-во ВСЕГЕИ, СПб.
- Куражковский А. Ю., Н. А. Куражковская (2001), Оценка ошибок, вносимых меняющимися условиями осадконакопления в реконструкцию вариаций напряженности геомагнитного поля, *Физика Земли*, № 4, 31-35.
- Куражковский А. Ю., Н. А. Куражковская, Б. И. Клайн (2007), О связи изменений напряженности магнитного поля Земли с геотектоническими процессами, *Докл. РАН*, 414, № 1, 97-100.
- Куражковский А. Ю., Н. А. Куражковская, Б. И. Клайн (2008), Связь напряженности геомагнитного поля и особенностей его вариаций с частотой инверсий, *Докл. РАН*, 420, № 2, 243-247.
- Милановский Е. Е. (1996), О корреляции фаз учащения инверсий геомагнитного поля, понижений уровня Мирового океана и фаз усиления деформаций сжатия земной коры в мезозое и кайнозое, *Геотектоника*, № 1, 3-11.
- Молоствовский Э. А., Д. М. Печерский, И. Ю. Фролов (2007), Магнитохроностратиграфическая шкала фанерозоя и ее описание с помощью кумулятивной функции распределения, *Физика Земли*, № 10, 15-23.
- Селиверстов Н. И. (2001), Глобальные изменения уровня океана и четвертичный вулканизм // *Вулканология и сейсмология*, № 5, 22-31.
- Печерский Д. М. (2007), Геомагнитное поле на границах палеозоя/мезозоя, мезозоя/кайнозоя и нижнемантийные плюмы, *Физика Земли*, № 10, 49-59.
- Храмов А. Н., Г. И. Гончаров, Р. А. Комиссарова и др. (1982), *Палеомагнитология*, Ред. А. Н. Храмов, Недра, Ленинград.
- Courtillot V., P. Olson (2007), Mantle plumes link magnetic superchrons to Phanerozoic mass depletion events, *Earth and Planetary Science Letters*, 260, 495-504.
- Gradstein F. M., J. G. Ogg, A. G. Smith et al. (2004), *A Geologic Time Scale 2004*, University Press, Cambridge.
- Larson R. L., P. Olson (1991), Mantle plumes control magnetic reversal frequency, *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 107(3/4), 437-447.
- Mazaud A., C. Laj, Laurent de Seze, K. L. Verosub (1983), 15-Myr periodicity in the frequency of geomagnetic reversals since 100 Myr., *Nature*, 304, 328-330.
- Tauxe L., T. Pick, Y. S. Kok (1995), Relative paleointensity in sediments: a pseudo-Thellier approach, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 2885-2888.
- Valet J.-P. (2003), Time variations in geomagnetic intensity, *Rev. Geophysics*, 41(1), 1004. doi: 10.1029/2001/RG000104, 2003.
- Yu Y., L. Tauxe, A. Genevey (2004), Towards an optimal geomagnetic field intensity determination technique, *Geochem., Geophys., Geosyst.*, 5, Q02H07, doi: 10.1029/2003GC000630, 2004.

А. Ю. КУРАЖКОВСКИЙ¹, Н. А. КУРАЖКОВСКАЯ¹, Б. И. КЛАЙН¹, В. Ю. БРАГИН²

¹Геофизическая обсерватория «Борок» ИФЗ РАН, 152742, Россия, Ярославская область, Некоузский район, поселок Борок, ²Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН. +7 (383) 333-29-00 Новосибирск, Коптюга просп., 3.