

О временной связи процессов в ядре и литосфере

А. Н. Диденко

Институт физики Земли ОИФЗ им. О. Ю. Шмидта РАН

Аннотация. Совместный анализ изменения частоты геомагнитных инверсий, величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морских карбонатных осадках и скорости миграции Восточно-Европейского континента в палеозойское время показал существование корреляционных связей между ними, обязанных своим существованием единому эволюционному процессу с периодом около 100 млн. лет. Этапы усиления тектономагматической активности на поверхности Земли в палеозое, вызывающие увеличение скоростей миграции континентальных плит и уменьшение величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морских карбонатных осадках, предваряются периодами спокойного стояния геомагнитного поля, когда инверсии редки или их нет вовсе на протяжении 40–60 млн. лет. Время задержки проявлений экстремумов в зависимостях скорости плиты и величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, соответствующих усилению тектономагматического режима, по отношению к середине периодов спокойного состояния геомагнитного поля составляет около 28 млн. лет, что, вероятно, соответствует скорости передачи энергии от границы ядро-мантия на поверхность Земли в 10 см/год.

Введение

Одной из основных черт современного развития геологии и геофизики является разработка вопросов глубинной геодинамики, так как именно глубинные процессы, происходившие и происходящие в нижней мантии и ядре, в основном определяют и определяют энергетическое состояние более верхних оболочек Земли. После выхода в свет нескольких статей Роджера Ларсона и Питера Олсона [Larson, 1991a, 1991b; Larson, Olson, 1991], где были показаны отчетливые связи между столь различными процессами от развития в нижней мантии суперплюмов и генерации во внешнем ядре геомагнитного поля до изменений скорости спрединга в срединно-океанических хребтах и уровня вод Мирового океана, накопления полезных ископаемых и др., интерес к этой проблеме существенно вырос. Именно в это время наметился процесс перерастания научной парадигмы тектоники плит в более общую теорию глобальной геодинамики [Лобковский, 1988; Хаун, 1989; Fuller, Weeks, 1992; Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Добрецов и др., 1993; Maruyama et al., 1994; и др.].

Проблема связи основных характеристик геомагнитного поля, с помощью которых можно описать

историю процессов в ядре Земли, и тектономагматических, климатических, палеогеографических явлений на ее поверхности привлекает внимание исследователей многие годы [Апарин, 1982; Варыгин, Апарин, 1989; Добрецов, 1994; Милановский, 1996; Молоствовский и др., 1976; Нукишин, Лейбов, 1987; Печерский, Нечаева, 1988; Храмов и др., 1982; Bullard, 1970; Courtillot, Besse, 1987; Gaffin, 1987; Larson, Olson, 1991; Loper et al., 1988; Merrill, McElhinny, 1984; Vogt, 1975; и др.]. Данные перечисленных работ подтверждают широко известную точку зрения о глубинном заложении тектономагматических проявлений в литосфере Земли. Конкретные механизмы связи геомагнитных и геотектонических проявлений пока еще точно не известны, но достаточно четко высказываются предположения, что процессы генерации геомагнитного поля во внешнем ядре и тепловой, возможно термохимической [например, Manga, Jeanloz, 1996], конвекции на границе ядро-нижняя мантия, за счет которой выносятся более 90% тепла и энергии в верхние оболочки Земли, взаимосвязаны и могут, в той или иной мере, оказывать влияние друг на друга. Например, эффективность геодинамо увеличивается, когда идет интенсивный отток тепла и легкой фракции с границы ядро-мантия, наблюдаются длительные периоды существования геомагнитного поля одного знака – суперхроны преимущественной полярности [Larson, Olson, 1991], но и геодинамо, со своей стороны, может оказывать влияние на структуру конвективных течений в жидком ядре и на его границе с мантией [Старченко, 1993].

©1999 Российский журнал наук о Земле.

Статья RJE98010.

Онлайновая версия этой статьи опубликована 15 декабря 1998.
URL: <http://eos.wdcb.rssi.ru/rjes/RJE98010/RJE98010.htm>

Если в оценке генетических сторон механизма передачи энергии от границы ядро-мантия к поверхности спорных вопросов практически нет, то в оценке скорости ее передачи в приповерхностные слои Земли единого мнения нет. Так, по данным разных авторов время задержки между событием в поведении геомагнитного поля и соответствующим откликом в литосфере может составлять от первых [Милановский, 1996; Larson, Olson, 1991] до десятков [Молостовский и др., 1976; Храмов и др., 1982] и, возможно, сотен [Hofmann, 1997] млн. лет.

Настоящая работа посвящена как раз вопросу оценки времени задержки между проявлениями в палеозойскую эру единого эндогенного процесса по экспериментально полученным временным рядам, отражающим события как в ядре, так и на поверхности Земли.

Представление данных

В истории Земли выделяются четыре глобальных цикла – раннепротерозойский (~2,5–1,6 млрд. лет), ранне-среднерифейский (~1,6–0,8 млрд. лет), поздне-рифейский-палеозойский (~0,8–0,25 млрд. лет) и мезо-кайнозойский, продолжающийся до настоящего времени. Каждый из циклов начинался с распада соответствующего суперконтинента, а три предыдущих заканчивались образованием нового [Хаун, Селавинский, 1991, 1994; и др.]. Длительность этих глобальных циклов имеет тенденцию к уменьшению от 0,9 до 0,6 млрд. лет, что, вероятно, свидетельствует об уникальности их характерных времен. И, вероятно, не существует полной тождественности по времени протекания и амплитуде проявлений сходных явлений, будь то поведение геомагнитного поля или тектономагматические процессы, от одного глобального цикла к другому. Проведенное В. Н. Вадковским (устное сообщение) численное моделирование работы плито-тектонического механизма для времен соизмеримых с возрастом Земли показало, что каждый цикл от раскола до нового образования суперконтинента не есть копия более раннего и уникален по своей продолжительности.

Венд-палеозойский этап развития Земли представляется в настоящее время наиболее информативным для изучения вариаций, так как, с одной стороны, мы имеем полный мегацикл от распада одного суперконтинента до аккреции другого, и, с другой, достаточно полные ряды некоторых характеристик, описывающих эволюцию Земли: эвстатические колебания, проявления магматизма различного типа, гранитообразование, складчатость, скорость движения континентальных плит, различные характеристики магнитного поля Земли.

Свой выбор мы остановили на частоте геомагнитных инверсий, величине $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в палеозойских морских карбонатных осадках, абсолютной скорости движения одного из континентов лавразийской группы – Восточно-Европейского. Наблюденные ряды этих характеристик были оцифрованы через каждые 5 млн. лет. При анализе временных рядов в настоящей статье использована шкала геологического времени по [Harland et al., 1990].

Частота геомагнитных инверсий. Магнитное поле Земли испытывало неоднократные инверсии – смену полярности. Инверсии очень нерегулярны – в фанерозое одна от другой может отстоять от 1×10^4 до $3 - 4 \times 10^7$ лет [Печерский, 1997]. Несмотря на подобную нерегулярность, шкала геомагнитной полярности имеет статистическую закономерность, выраженную свойством фрактальности [например, Ануфриев и др., 1997], то есть подразумевается, что в вероятностном смысле любой, но не очень малый, отрезок этой последовательности напоминает весь ряд в целом. Наличие такой закономерности подразумевает, вероятно, существование механизма, влияющего на последовательность инверсий. Возможны две причины фрактальности магнитостратиграфической шкалы – внутренняя, связанная с самим процессом генерации геомагнитного поля в жидком ядре, и внешняя, связанная с процессами в мантии, которые влияют на работу геодинамо через границу ядро-мантия.

Для описания поведения геомагнитного поля во времени используют ряд параметров: модуль палеонапряженности, стандартное отклонение одновозрастных палеомагнитных направлений, асимметрию полярности и частоту инверсий. Характерные времена “низкочастотных” вариаций по этим данным имеют весьма широкий диапазон: от 30 до 460 млн. лет. Наиболее часто в литературе упоминаются периоды с характерными временами 50–70, 90–110, 150–170 и более 300 млн. лет [Печерский, Диденко, 1995]. Проведенный анализ асимметрии полярности геомагнитного поля в фанерозое на основе данных Глобальной палеомагнитной базы [Algeo, 1996; Johnson et al., 1995] показал наличие периода близкого к 200 млн. лет. Собственно такой же вывод был высказан более 20-ти лет тому назад о повторяемости крупных интервалов частых инверсий, приблизительно через 200 млн. лет, которые приурочены к конечным этапам тектонических циклов или к крупным фазам складчатости [Молостовский и др., 1976].

Для исследования поведения геомагнитной полярности в палеозое в настоящей работе использована сводная шкала геомагнитной полярности, построенная Д. М. Печерским [Печерский, 1997; Печер-

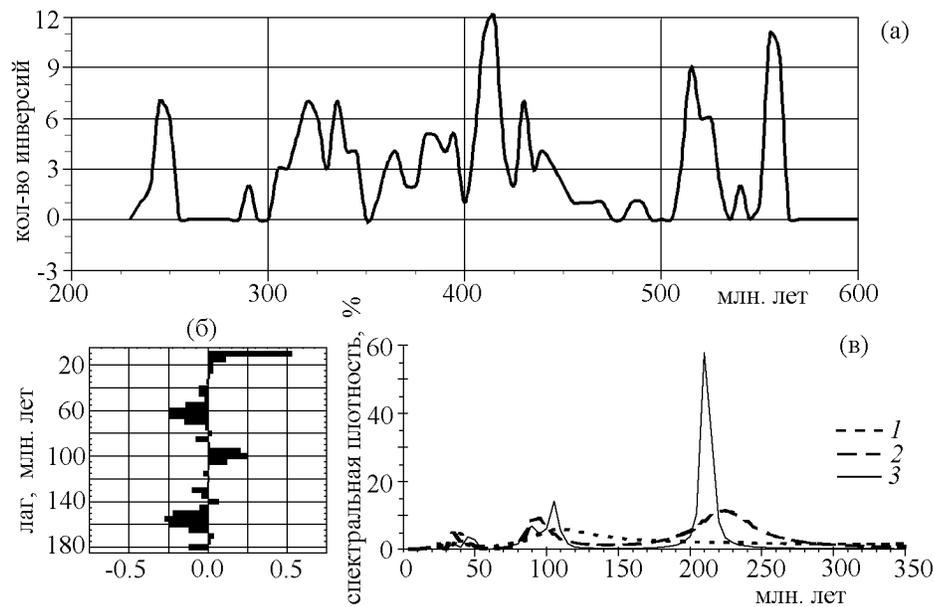


Рис. 1. Поведение частоты геомагнитных инверсий в палеозое (а), зависимости коэффициента автокорреляции (б) и величины спектральной плотности для частоты геомагнитных инверсий (в). 1 – для фильтра в 1/4 наблюдаемого ряда; 2 – для фильтра в 1/2 наблюдаемого ряда; 3 – для фильтра в 3/4 наблюдаемого ряда.

ский, Диденко, 1995], где за основу принята магнитостратиграфическая шкала территории бывшего СССР [Храмов и др., 1982] и дополнена данными следующих региональных магнитостратиграфических шкал: карбон Северной Америки [Opdyke, Divener, 1995]; нижний карбон-верхний кембрий Урала [Данукалов и др., 1983]; нижний кембрий Восточной Сибири [Kirschvink, Rozanov, 1984].

На рис. 1 а и табл. 1 показано изменение частоты геомагнитных инверсий во времени; подсчитано количество инверсий за каждые 5 млн. лет. При качественном анализе этой зависимости отмечаются двоянные пики увеличения частоты инверсий от 0 до 7–12 в интервалах 210–260, 310–350, 410–450 и 510–560 млн. лет, то есть примерно через 100 млн. лет. Три из этих четырех дуплетов предваряются участками относительно спокойного геомагнитного поля, когда инверсии крайне редки: 250–300, 450–500 и 560–600 млн. лет. Автокорреляционный и спектральный анализы¹ этого ряда (рис. 1 б, в) выявили

три периода (циклических изменений этой характеристики) с характерными временами: 30–50, 90–110 и 200–220 млн. лет. При изменении длины фильтра пики на спектрограмме несколько мигрируют и могут исчезать вовсе (например, 210-миллионная гармоника при фильтре в 1/4 ряда). Только 100-миллионная гармоника отчетливо видна для фильтров от 1/4 до 3/4 ряда.

Полученные в настоящей работе характерные времена вариаций частоты геомагнитных инверсий близким к циклическим имеют в палеозое три масштаба – 40, 100 и 210 млн. лет. Самую большую спектральную плотность (более 50%) имеет цикличность с характерным временем 210 млн. лет, что согласуется с данными для всего фанерозоя [Algeo, 1996; Johnson et al., 1995]. Нельзя исключить вероятность того, что этот период является результатом сложения более высокочастотных гармоник. Следует отметить, что отмеченную 100-миллионную цикличность в поведении частоты инверсий можно связать с совпадением по времени минимумов частоты инверсий геомагнитного поля с экстремальными расстояниями Луны от Земли [Абсюк, 1996], когда режимы

¹Ряды прошли следующую математическую обработку: 1) на первом этапе с использованием пакета “STATISTICA for Windows” [StatSoft, Inc., 1995] были рассчитаны коэффициенты автокорреляции, которые показали что они содержат гармонические составляющие с периодами в 30–60 и 70–100 млн. лет; 2) затем эти ряды были обработаны по алгоритму, предложенному Дж. Бергом, с использованием принципа максимума энтропии (программа PRMEM написана С. В. Филиповым) для оценки спектра мощности стационарного случай-

ного процесса; 3) на последнем этапе методом наименьших квадратов были найдены стабильные решения этой гармонической составляющей с вычислением фазы вступления по отношению к 230 млн. лет для всех трех характеристик, построены их модельные ряды.

Таблица 1. Экспериментальные данные трех независимо полученных характеристик

Время, млн. лет	Кол-во инверсий	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Скорость, см/год	Время, млн. лет	Кол-во инверсий	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Скорость, см/год
230	0	0.70777	4.86	415	12	0.70878	0.94
235	1	0.70776	5.69	420	4	0.70868	1.46
240	2	0.70752	5.15	425	2	0.70852	1.49
245	7	0.70735	4.86	430	7	0.70832	0.90
250	6	0.70700	4.51	435	3	0.70816	0.15
255	0	0.70676	4.29	440	4	0.70803	1.79
260	0	0.70684	3.86	445	1	0.70781	5.79
265	0	0.70706	3.70	460	1	0.70787	5.74
270	0	0.70745	2.57	465	1	0.70806	5.50
275	0	0.70794	2.50	470	1	0.70835	5.21
280	0	0.70810	0.89	475	0	0.70861	3.63
285	0	0.70811	0.88	480	0	0.70871	1.29
290	2	0.70806	0.47	485	1	0.70876	1.29
295	0	0.70811	0.47	490	1	0.70881	3.34
300	0	0.70826	1.33	495	0	0.70885	3.33
305	3	0.70831	1.31	500	0	0.70889	0.44
310	3	0.70829	2.45	505	0	0.70895	0.44
315	5	0.70826	3.27	510	3	0.70907	1.22
320	7	0.70823	4.15	515	9	0.70911	1.22
325	6	0.70816	4.61	520	6	0.70906	2.78
330	3	0.70805	4.61	525	6	0.70899	2.79
335	7	0.70787	3.96	530	2	0.70891	3.83
340	4	0.70756	2.41	535	0	0.70879	3.88
345	4	0.70758	2.39	540	2	0.70859	3.73
350	0	0.70784	1.56	545	0	0.70851	6.50
355	1	0.70800	1.55	550	1	0.70835	9.25
360	3	0.70816	2.22	555	11	0.70848	10.18
365	4	0.70826	2.89	560	10	0.70841	0.83
370	2	0.70830	3.98	565	0	0.70911	0.83
375	2	0.70827	4.03	570	0	0.70895	3.73
380	5	0.70794	5.82	575	0	0.70860	6.55
385	5	0.70779	6.17	580	0	0.70849	6.09
390	4	0.70782	5.71	585	0	0.70853	4.00
395	5	0.70801	4.39	590	0	0.70842	3.83
400	1	0.70835	2.13	595	0	0.70819	
405	5	0.70855	2.18	600	0	0.70793	
410	11	0.70871	0.93				

Примечание: количество инверсий рассчитано для каждых пяти миллионов лет по шкале геомагнитной полярности [Лечерский, 1997]; величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ рассчитана по данным [Burke et al., 1982; Montanez et al., 1996; Nicholas, 1996]; скорость меридионального смещения Восточно-Европейского континента в точке 60° с.ш., 30° в.д. рассчитана, исходя из траектории палеомагнитного полюса по [Didenko, Pechersky, 1993].

замедления-ускорения вращения Земли за счет приливных движений могли приводить к предпочтению одной из полярностей.

Величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морских карбонатных осадках в палеозое. Химически осажденные породы состоят, в первую очередь, из аутигенных ми-

нералов, химический и изотопный состав которых отражает среду осаждения. Предполагается, что тектономагматический режим Земли может отражаться в изменении изотопного состава некоторых химических элементов в морской воде, и это прежде всего относится к величине $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, так как данное отношение латерально выдержано для каждого

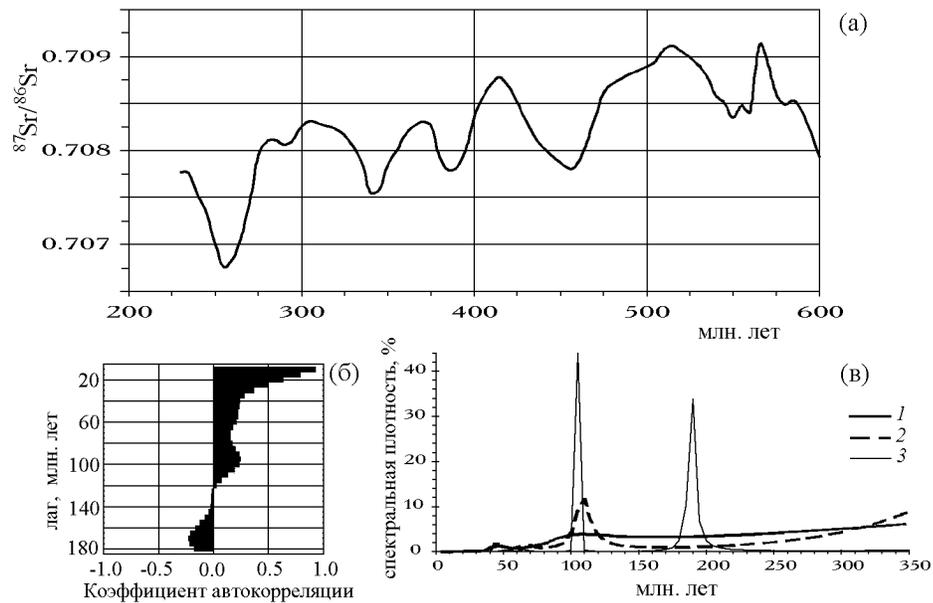


Рис. 2. Поведение величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в палеозое (а), зависимости коэффициента автокорреляции (б) и величины спектральной плотности для величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (в). 1 – для фильтра в 1/4 наблюдаемого ряда; 2 – для фильтра в 1/2 наблюдаемого ряда; 3 – для фильтра в 3/4 наблюдаемого ряда.

временного среза в водах Мирового океана, а во времени меняется под влиянием мантийного с низким и континентального с высоким отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ потоков вещества, поступающих в воды Мирового океана [Фоп, 1989; Burke et al., 1982; и др.]. Наиболее подходящим объектом для изучения этого отношения во времени являются морские карбонатные породы, стронций которых на стадии седиментации находился в изотопном равновесии с водами Мирового океана.

На рис. 2 а и табл. 1 дано изменение в венд-палеозойское время величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в водах Мирового океана, рассчитанное по данным для ордовикско-триасового [Burke et al., 1982] и для венд-кембрийского [Montanez et al., 1996; Nicholas, 1996] интервалов. Эта временная зависимость так же, как и частота инверсий была оцифрована через 5 млн. лет. При ее качественном анализе можно отметить следующее: 1) минимальные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ приходятся на 250–260 и примерно 610 млн. лет; 2) после резкого подъема величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ свыше 0.7091 к началу кембрия прослеживается отчетливый тренд ее уменьшения ниже 0.7068; 3) на фоне вышеупомянутого тренда прослеживаются относительные минимумы значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, приходящиеся на времена 560–540, 470–440, 400–380, 355–335 и 265–245 млн. лет. Видно, что все минимумы, кроме ранне-среднедевонского (400–380 млн. лет), раннекембрийский, средне-позднеордовикский, турне-визейский и

артинско-цехштейнский – отстоят друг от друга примерно на 100 млн. лет.

Автокорреляционный и спектральный анализы венд-палеозойского ряда величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 2 б, в) выявили два характерных периода: 90–110 и 170–200 млн. лет. Спектральная плотность 100-миллионной гармонике более 40%. Выделение более высокочастотной гармонике (40–50 млн. лет) в этом ряду сомнительно, так как при спектральном анализе она прослеживается на уровне всего лишь 2% только при длине фильтра в четверть и половину ряда (рис. 2 в), а на автокорреляционной зависимости этому времени соответствует низкое значение коэффициента (рис. 2 б). В поведении этой характеристики во времени, отражающей баланс между мантийным и континентальным источниками изотопов стронция, отчетливо фиксируется наличие циклического процесса с характерным временем близким 100 млн. лет.

Как было указано выше, минимальные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ приходятся на 250–260 и более 610 млн. лет, то есть на времена, когда еще или уже существовали соответствующие времени суперконтиненты (или их значительные по площади фрагменты) и снос радиогенного ^{87}Sr должен был достигать максимума. Объяснение наблюдаемого тренда в поведении этого отношения, по-видимому, надо искать в зависимости от общей длины береговой линии существовавших континентальных блоков. В эпохи существования

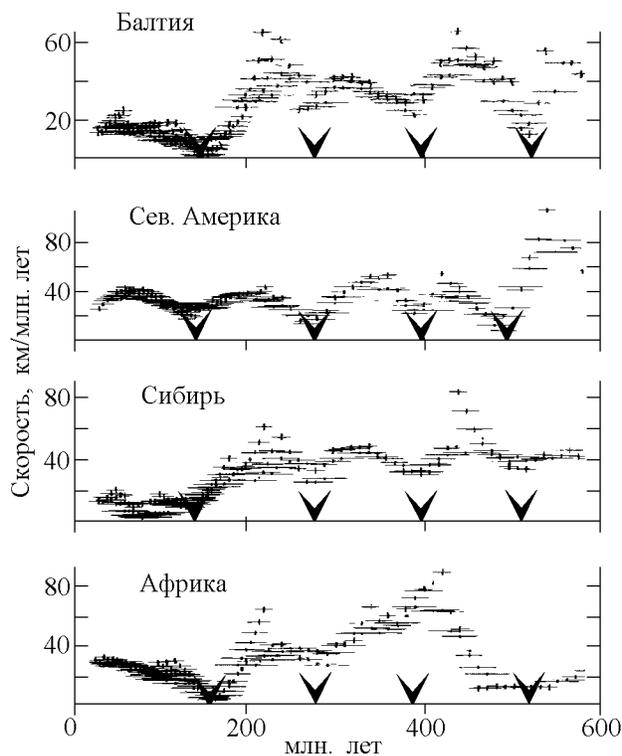


Рис. 3. Абсолютные скорости движения Балтийского (а), Северо-Американского (б), Сибирского (в) и Африканского (г) континентов в фанерозое по данным [Jurdy *et al.*, 1995]. Минимальные значения скоростей континентов выделены автором настоящей статьи.

суперконтинентов значительная доля радиогенного стронция аккумулировалась, вероятно, во внутренних бассейнах, не достигая вод Мирового океана.

Скорость движения Восточно-Европейского континента. Анализ скоростей дрейфа палеомагнитных полюсов основных континентальных плит для фанерозоя проводился неоднократно, например в работах, [Апарин, 1982; Зоненшайн и др., 1987; и др.], где были отмечены вариации скоростей с характерными периодами в 60–70, 90, 150, 315 млн. лет. Увеличение скоростей миграции полюсов и, соответственно, самих плит объясняется интенсификацией спредингового процесса в существовавших океанах или раскрытием новых бассейнов с океанической корой [Зоненшайн и др., 1987].

Проведенный автором настоящей статьи анализ скоростей миграции палеомагнитных полюсов основных континентальных плит Северной Евразии в палеозое [Диденко, 1997], также показал наличие циклических процессов (процесса) в движении этих плит. Замечено, что скорости миграции палеомагнитных полюсов континентальных плит в некоторые интервалы палеозоя возрастают до 10–20 см/год и

близки по времени раскрытию или максимальному развитию океанических палеобассейнов: Азиатскому, Уральскому, Туркестанскому, Гиссарскому и др. Более строгая оценка скорости движения континентальных плит возможна по абсолютным реконструкциям относительно долгоживущих “горячих” точек, плюмов. Впервые подобную задачу для фанерозоя попытались выполнить в [Зоненшайн и др., 1990].

На наш взгляд, в ряде случаев, когда для анализа не важна полная амплитуда движения блока, а важно выявление цикличности (периодичности) процесса, можно ограничиться анализом только изменения палеоширот континентальных плит (движение вдоль меридиана), для чего достаточно одних палеомагнитных данных. Именно такой случай, вероятно, реализуется для палеозойской истории континентов лавразийской группы, так как определяющим для них было движение из южного полушария в северное, обусловленное развитием океанов почти широтного простирания: Прото- и Палеотетиса [Хаин, Сеславинский, 1991], отдельных частей Япетуса [Pickering, Smith, 1995], Уральского [Диденко, Печерский, 1986] и других более мелких палеобассейнов тетического типа [Диденко и др., 1994].

В работе [Jurdy *et al.*, 1995] на основе разработанных абсолютных реконструкций были рассчитаны абсолютные скорости движения шести континентальных плит: трех гондванских, трех лавразийских. Как видно из графиков абсолютных скоростей Европейского, Северо-Американского и Сибирского континентов (рис. 3), относительные минимумы скоростей их движения в палеозое приходятся примерно на 500, 400 и 280–300 млн. лет. Относительные максимумы скоростей – примерно на 550, 450, 320–350 и 220–250 млн. лет, достигая значений 6–10 см/год (рис. 3 а, б, в). Достаточно хорошо соотносятся экстремумы скорости Африканского континента с вышеуказанными блоками (рис. 3 г), то есть можно говорить о глобальной закономерности расположения максимумов и минимумов скоростей движения континентальных плит в палеозое.

Учитывая хорошее качественное и количественное совпадение величин скоростей движения в палеозое лавразийских континентов, рассчитанных в [Jurdy *et al.*, 1995] на основе абсолютных реконструкций, со скоростью меридионального дрейфа Восточно-Европейского и Сибирского континентов, рассчитанных в [Диденко, 1997] на основе только палеомагнитных данных, можно, вероятно, воспользоваться данными вариаций скоростей одной из континентальной плит, имеющих наиболее полные палеомагнитные ряды для палеозойской эры.

Для этой цели в работе использована траектория кажущейся миграции полюса Восточно-Европейского континента [Диденко, Печерский, 1993], по кото-

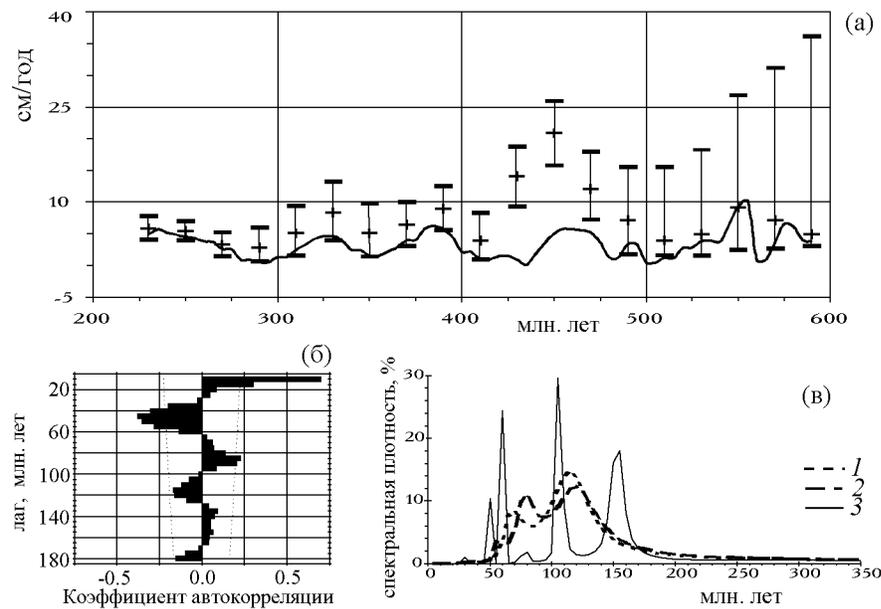


Рис. 4. Поведение скоростей миграции палеомагнитного полюса (крест) и меридионального дрейфа (сплошная линия) Восточно-Европейского континента в палеозое (а), зависимости коэффициента автокорреляции (б) и величины спектральной плотности для частоты геомагнитных инверсий (в). 1 – для фильтра в 1/4 наблюдаемого ряда; 2 – для фильтра в 1/2 наблюдаемого ряда; 3 – для фильтра в 3/4 наблюдаемого ряда. Доверительные интервалы для скорости кажущейся миграции полюса рассчитаны по [Шипунов, в печати].

рой были рассчитаны скорости смещения как самого полюса, так и меридионального дрейфа точки с координатами г. Санкт-Петербург через каждые 5 млн. лет (рис. 4 а, табл. 1).

При качественном анализе этих зависимостей можно отметить наличие хорошо выраженных максимумов и минимумов скоростей в интервалах 570–550, 470–450, 400–380, 340–320, 250–230 млн. лет и 510–490, 420–400, 360–340, 300–280 соответственно (рис. 4 а). Видно, что за исключением раннекарбонного относительного минимума (360–340 млн. лет) остальные 4 минимума – раннеордовикский, позднесилурийско-раннедевонский и позднекаменноугольно-раннепермский – отстоят друг от друга примерно на 100 млн. лет. Необходимо отметить корреляцию во времени минимумов зависимости $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 2 а), с одной стороны, и максимумов скоростей миграции палеомагнитных полюсов и меридионального дрейфа Восточно-Европейского континента (рис. 4 а), с другой. Интерпретация автокорреляционной и спектральной зависимостей скорости смещения Восточно-Европейского континента в палеозое не столь отчетлива как для предыдущих двух рядов. Если автокорреляционная зависимость (рис. 4 б) представляет собой практически синусоиду со значимым коэффициентом автокорреляции для лага с

временами 30–50, 70–80, 110–115 и 180 млн. лет, то на спектральной зависимости (рис. 4 в) пики наибольших плотностей при изменении длины фильтра или значительно мигрируют (40–80 млн. лет), или исчезают вовсе (150–170 млн. лет). Исключение составляет гармоника с характерным временем 100–115 млн. лет, которая с небольшим сдвигом прослеживается при длине фильтра от 1/4 до 3/4 ряда (рис. 4 в), спектральная плотность этой гармоника более 30% при длине фильтра в 3/4 ряда.

Спектральный и автокорреляционный анализы трех экспериментальных рядов, отражающих эволюционные процессы как в глубине Земли (генерация геомагнитного поля), так и на ее поверхности (скорость движения континента и величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), показали присутствие 100-миллионной циклической составляющей. Если для последних двух характеристик отмечается обратная корреляция минимумов и максимумов, то для первой, частоты инверсий, минимальные значения несколько (первые десятки млн. лет) предваряют экстремумы скорости движения континента и величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 5).

Методом наименьших квадратов были найдены стабильные решения этой гармонической составляющей с вычислением фазы вступления по отношению к 230 млн. лет для всех трех характеристик (табл. 2).

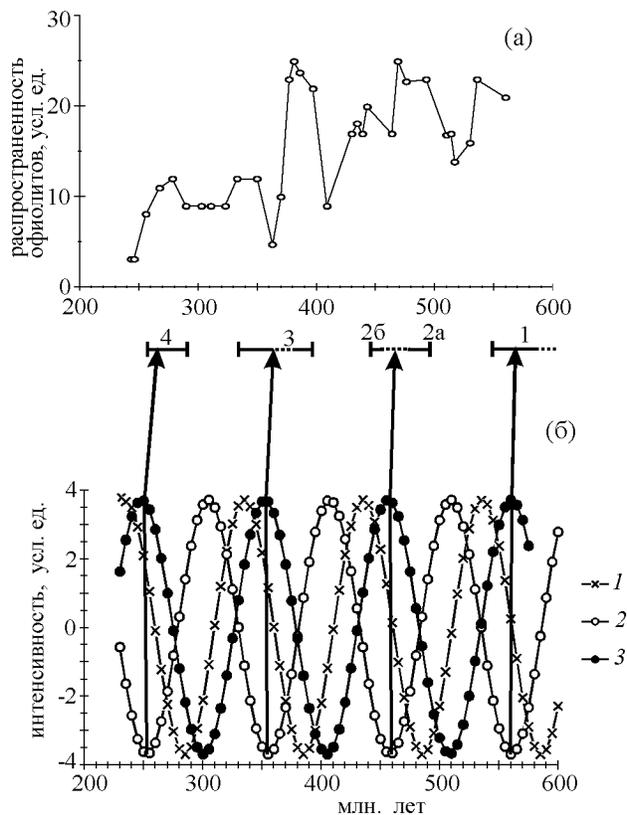


Рис. 5. Поведение во времени распространенности офиолитов (а) и модельной стомиллионлетней гармоник (б) для частоты геомагнитных инверсий (1), величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2) и скорости меридионального смещения Восточно-Европейского континента (3). Зависимость распространенности офиолитов взята по [Хаин, Сеславинский, 1991]. Цифры у горизонтальных отрезков соответствуют номерам пяти эпох усиления офиолитообразования (см. текст).

Обсуждение и сопоставление с другими геологическими данными

Выше указывалось, что увеличение скоростей движения плит и уменьшение величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ связывается с увеличением скорости спрединга, с раскрытием новых океанических бассейнов и соответственно с увеличением объема вновь образованной океанической коры. В таком случае мы вправе ожидать и увеличение объема офиолитов соответствующих возрастов в складчатых поясах палеозоя.

По данным [Зоненшайн и др., 1990; Хаин, Сеславинский, 1991; Моссаковский и др., 1993; Пучков, 1993; Pickering, Smith, 1995; и др.] в позднерифей-

ское-палеозойское время намечается пять эпох увеличения образования океанической коры:

1) поздний рифей – ранний кембрий. Образование коры океанического типа получило широкое развитие в океанах Прототетис, Среднеевропейский, Палеоазиатский и в Верхояно-Колымской, Тасманской складчатых областях;

2а) конец кембрия – средний ордовик. Образование океанической коры получило широкое развитие в океане Япетус, остаточных бассейнах Центрального Казахстана, Северного Тянь-Шаня. Вероятно, в середине этого периода начал развиваться Уральский палеоокеан;

2б) конец ордовика – силур. Остатки новообразованной океанической коры этого времени находятся сейчас в виде офиолитов в герцинских складчатых областях – Уральской, Южно-Тяньшанской, Чарской, Гоби-Хинганской и др. складчатых зонах;

3) средний девон – ранний карбон. Офиолиты, образовавшиеся в начале этого периода, также принадлежат герцинским складчатым областям. Они развиты на Урале, Южном Тянь-Шане, Южном Гоби и представляют новую генерацию продуктов спрединга в уже существовавших бассейнах Палеотетиса-1 и закрывшихся в позднем девоне-раннем карбоне. По данным В. А. Аристовой и С. В. Руженцева (устное сообщение) в вулканогенно-осадочной толще нижней аллохтонной пластины офиолитового массива Сьум-Кей (Полярный Урал) обнаружены конodontы фаменско-раннекарбонного возраста. Одновременно с закрытием бассейнов Палеотетис-1 формируется система океанических бассейнов Палеотетис-2: Внутренне-Монгольский, Южно-Гиссарский и Северо-Памирский;

4) поздний палеозой (пермский). Офиолиты этого возраста известны на Центральном Памире, Афганистане, Тибете, по обе стороны Тихого океана [Хаин, Сеславинский, 1991], замыкание этих бассейнов произошло уже в мезозое.

Эти интервалы, вероятно, максимального развития океанической коры отчетливо фиксируются на зависимости распространенности офиолитов, построенной В. Е. Хаиным и К. Б. Сеславинским [Хаин, Сеславинский, 1991]. Как видно по этим данным, периоды наибольшего развития офиолитовых комплексов в палеозойскую эру (600–540, 500–470, 450–420, 400–330, 290–250 млн. лет; рис. 5 а) примерно совпадают по времени с увеличением скорости миграции палеомагнитного полюса и меридионального дрейфа Восточно-Европейского континента и уменьшением величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морских карбонатных осадках (570–550, 470–450, 400–380, 340–320, 250–230 млн. лет; рис. 5 б). Видимо, можно говорить, что периоды увеличения скоростей миграции плиты и уменьшения величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ связаны с эпохами увеличе-

Таблица 2. Частотно-фазовые характеристики 100-миллионной гармоники

Изученный ряд	Период, Ма.	Пика, %	Фаза, °
Частота геомагнитных инверсий	100.0 ± 11.8	15	$+115 \pm 5$
Величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	102.5 ± 6.8	44	-170 ± 9
Скорость меридионального дрейфа ВЕК	103.5 ± 14.3	30	$+21 \pm 17$

Примечание: погрешности рассчитаны на 90%-ом уровне значимости

ния объемов спрединга в океанах, открытием новых палеоокеанических бассейнов и являются отражением на поверхности Земли перестройки конвективных течений в мантии.

Почти все вышеуказанные периоды увеличения офиолитообразования предварялись рифтингом того или иного континента. Следовательно, рифтинг континентальной коры и есть первое проявление на поверхности нижнемантийного (?) теплового диапира (диапиров) [Сейферт, 1991]. Образование последнего, в свою очередь, связано с экранированием мощной корой малоподвижных континентальных масс теплового потока из глубин Земли [Трубицын и др., 1993]. Эти предположения согласуются с данными по геохимии изотопов и редких элементов базальтов континентальных рифтовых структур. Так, по данным А. Ф. Грачева [1998] на периферии Байкальского рифта развиты базальты, имеющие стронциевые, неодимовые, гелиевые и др. отношения характерные для плюмов. Пример с более продвинутым развитием рифта представляет Красное море. При открытии Красного моря изливались базальты с характеристиками, типичными для магм океанических островов, вскоре после начальной стадии они приобрели характеристики, типичные для нормально деплетированного океанического источника [Hofmann, 1997].

Как представляется сегодня [например, Larson, Olson, 1991], эпохи с отсутствием или редким проявлением геомагнитных инверсий характеризуются активизацией конвективных процессов во внешнем ядре и повышенным выделением энергии у границы ядро-мантия, распространяющейся через мантию к поверхности Земли. Явление это получило название суперплюмы: “Они рождаются в среднем каждые 30 млн. лет на границе ядро-мантия в результате периодического накопления тепла и летучих компонентов (H_2 и углеводородов)” [Добрецов, 1994].

Вопрос выявления причинно-следственных связей между глобальными геологическими процессами и временем появления суперплюмов достаточно сложен; например, по [Larson, Olson, 1991] меловая тран-

сгрессия связывается с появлением суперплюма в тихоокеанском регионе, если быть более точным, то с большим объемом вулканизма в срединно-океанических рифтах и на океанических островах в это время, тогда как в работе [Hardebeck, Anderson, 1996] увеличение уровня вод Мирового океана объясняется предшествующим распадом Пангеи. Существует и более радикальная точка зрения на происхождение мантийных суперплюмов и, соответственно, на причины возникновения длительных зон предпочтительной полярности геомагнитного поля. В работе [Eide, Torsvik, 1996] авторы предполагают, что образованию последней Пангеи предшествовала длительная субдукция и погружение в нижнюю мантию до слоя D'' холодного вещества океанической литосферы. В результате чего на границе ядро-мантия образовались значительные термические градиенты, приведшие к изменению циркуляции во внешнем ядре и слое D'' , которая, в свою очередь, повлияла на процессы генерации геомагнитного поля, что и привело к появлению суперхрона Киама в позднем палеозое.

Даже краткое освещение этой проблемы показывает ее сложность и неоднозначность, поэтому ограничимся констатацией эмпирически полученных оценок корреляционных связей между проанализированными рядами в настоящей работе. По нашим данным (табл. 2), средняя фазовая характеристика для рядов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и скорости меридионального дрейфа Восточно-Европейского континента имеет значение $+15.5 \pm 18^\circ$, тогда как для частоты инверсий $+115 \pm 15^\circ$, то есть задержка между глубинным (граница ядро-мантия) и приповерхностным (литосфера) проявлениями процесса составляет 100° или в пересчете на время – 28.3 млн. лет (при $T_{\text{cr}}=102$). Следовательно, при мощности мантии ~ 2880 км скорость передачи энергии составляет примерно 10 см/год, что согласуется с расчетами по модели конвективного подъема “термального диапира” [Larson, Olson, 1991]; появление плюма на поверхности опережает начало суперхрона примерно на 30 млн. лет. По другой “канальной” модели задержка между образованием плюма на границе ядро-мантия и про-

явлением на поверхности Земли составляет первые млн. лет [Милановский, 1996; Larson, Olson, 1991; Loper et al., 1988] и, соответственно, скоростями подъема на порядок больше (100 см/год и более).

Интересно, что по данным численного моделирования перестройка мантийных течений под континентами с горизонтальными размерами в первые тысячи километров проходит за время порядка ста миллионов лет [Бобров, Трубицын, 1995] и время полного цикла деятельности (от возникновения до отмирания) горячих точек (струй) в мезозое составляет 180 и 90 млн. лет [Добрецов, 1994]. Примерно в 100 млн. лет оценивается продолжительность полного цикла существования (от появления в СОХ до возвращения ее в мантию) океанической коры [Hoffman, 1997].

Заключение

Совместный анализ изменения частоты геомагнитных инверсий, величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морских карбонатных осадках и скорости миграции одного из континентов лавразийской группы (Восточно-Европейского) в палеозойское время показал существование корреляционных связей между этими характеристиками. Условно мы связываем проявление такой зависимости с эволюционным процессом, период которого близок 100 млн. лет. Сам по себе вывод о существовании стомиллионлетних циклов в истории Земли не нов. Однако, в настоящей работе его удалось установить на трех независимо полученных экспериментальных характеристиках, а корреляционную связь величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морских карбонатных осадках и скорости движения плиты показать впервые.

Вероятно, проявления периодов усиления тектономагматического режима Земли на ее поверхности в палеозое связано на первой стадии с рифтингом континентов и затем раскрытием новых океанических бассейнов, увеличением интенсивности спрединговых процессов в этих палеобассейнах и объема вновь образованной океанической коры. Об этом говорит более широкое развитие офиолитов – реликтов океанической коры соответствующих возрастов – в каледонских и герцинских складчатых поясах.

Этапы усиления тектономагматического режима на поверхности Земли в палеозое, вызывающие увеличение скорости миграции континентов, в частности, Восточно-Европейского, и уменьшение величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морских карбонатных осадках палеозоя, предвараются периодами спокойного стояния геомагнитного поля, когда инверсии редки или их нет вовсе на протяжении 40–60 млн. лет. Время задержки проявления экстремумов на зависимостях

скорости плиты и величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, соответствующих усилению тектономагматического режима в литосфере, по отношению к середине периодов спокойного стояния геомагнитного поля составляет около 28 млн. лет. Следовательно, скорость передачи энергии процессов, протекающих на границе ядромантия, в слое D'' и определяющих геологическую жизнь планеты, составляла в палеозое примерно 10 см/год.

Благодарности. Автор выражает признательность Д. М. Печерскому, К. С. Буракову, В. Н. Вадковскому, А. Ф. Грачеву, М. Ю. Решетняку, С. Г. Самыгину и В. П. Трубицыну за обсуждение работы и консультации. Работа выполнена при поддержке РФФИ: проекты 96–05–64292, 96–05–64118.

Литература

- Авсюк Ю. Н., *Приливные силы и природные процессы*, ОИФЗ РАН, Москва, 188 с., 1996.
- Ануфриев А. П., Решетняк М. Ю., Соколов Д. Д., Хейда П., Эволюция геомагнитного поля в модели $\alpha\omega$ -динамо, *Геомагнетизм и аэрономия*, 37, (2), 91–95, 1997.
- Апарин В. П., Вариации вулканической активности и скорости движений континентальных плит в фанерозое, *Докл. АН СССР*, 284, 1178–1181, 1982.
- Бобров А. М., Трубицын В. П., Времена перестроек структуры мантийных течений под континентами, *Физика Земли*, (7), 5–13, 1995.
- Варыгин В. Ю., Апарин В. П., *Модуляция частоты геомагнитных инверсий эвстатическими колебаниями уровня океана*, 17 с., Институт физики СО АН СССР, Красноярск, 1989.
- Грачев А. Ф., Халяр-Дабан – горячая точка Байкальского рифта: данные химической геодинамики. *Физика Земли*, (3), 3–28, 1998.
- Данукалов Н. Ф., Кондручина Л. С., Черников А. П., *Палеозойский палеомагнетизм Южного и Среднего Урала*, 120 с., БФ АН СССР, Уфа, 1983.
- Диденко А. Н., *Палеомагнетизм и геодинамическая эволюция Урало-Монгольского складчатого пояса*, Автореф. докт. дисс., 52 с., ОИФЗ РАН, Москва, 1997.
- Диденко А. Н., Печерский Д. М., Палеомагнетизм Шулдакского комплекса параллельных даек, *Физика Земли*, (9), 75–80, 1986.
- Диденко А. Н., Моссаковский А. А., Печерский Д. М. и др., Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии, *Геология и Геофизика*, 35, (7/8), 59–75, 1994.
- Добрецов Н. Л., Периодичность геологических процессов и глубинная геодинамика, *Геология и геофизика*, 35, (5), 5–19, 1994.
- Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. Г., Гладков И. Н., Проблемы глубинной геодинамики и моделирование мантийных плюмов, *Геология и геофизика*, 34, (12), 5–24, 1993.

- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Глубинная геодинамика Земли, *Геология и геофизика*, 34, (4), 3–12, 1993.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Кононов М. В., Реконструкция положений континентов в палеозое и мезозое, *Геотектоника*, (3), 16–27, 1987.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натапов Л. М., *Тектоника литосферных плит территории СССР*, Кн. 1, 328 с., Кн. 2, 336 с., Недра, Москва, 1990.
- Лобковский Л. И., *Геодинамика зон спрединга, субдукции и двулгъарусная тектоника плит*, 251 с., Наука, Москва, 1988.
- Лобковский Л. И., Эволюция мегаокеанов, глобальные трансгрессии и нелинейная геодинамика, *Геология и минеральные ресурсы Мирового океана*, Гл. ред. Пущаровский Ю. М., с. 125–140, ВНИИОкеанология, Санкт-Петербург, 1995.
- Милановский Е. Е., 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, 1996.
- Молоствовский Э. А., Певзнер М. А., Печерский Д. М. и др., Магнитостратиграфическая шкала фанерозоя и режим инверсий геомагнитного поля, *Геомагнитные исследования*, (17), 45–52, 1976.
- Моссаковский А. А., Руженцев С. В., Самыгин С. Г., Хераскова Т. Н., Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования, *Геотектоника*, (6), 3–33, 1993.
- Никишин А. М., Лейбов М. Б., О корреляции эпох тектонической истории Земли с изменениями ее магнитного поля, *Докл. АН СССР*, 297, (1), 167–170, 1987.
- Печерский Д. М., Некоторые характеристики геомагнитного поля за 1700 млн. лет, *Физика Земли*, (5), 3–20, 1997.
- Печерский Д. М., Диденко А. Н., *Палеоазиатский океан; петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере*, 298 с., ОИФЗ РАН, Москва, 1995.
- Печерский Д. М., Нечаева Т. Б., Вариации направления и величины геомагнитного поля в фанерозое, *Геомагнетизм и аэрономия*, XXVIII, (5), 820–824, 1988.
- Пучков В. Н., Палеоокеанические структуры Урала, *Геотектоника*, (3), 18–33, 1993.
- Сейферт К. К., Мантийные плюмы и горячие точки, *Структурная геология и тектоника плит*, ред. К. Сейферт, Т. 2, с. 19–38, Мир, Москва, 1991.
- Старченко С. В., Кинематическое осесимметричное геодинамо с сильной генерацией, *Физика Земли*, (10), 14–20, 1993.
- Трубицын В. П., Бобров А. М., Кубышкин В. В., Влияние континентальной литосферы на структуру тепловой мантийной конвекции, *Физика Земли*, (5), 3–11, 1993.
- Фор Г., *Основы изотопной геологии*, 590 с., Мир, Москва, 1989.
- Хаин В. Е., Расслоенность Земли и многоярусная конвекция как основа подлинной глобальной геодинамической модели, *Докл. АН СССР*, 308, (6), 1437–1440, 1989.
- Хаин В. Е., Сеславинский К. Б., *Историческая геотектоника, Палеозой*, 398 с., Недра, Москва, 1991.
- Хаин В. Е., Сеславинский К. Б., Глобальные ритмы в фанерозойской эндогенной активности Земли, *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, 2, (6), 40–63, 1994.
- Храмов А. Н., Гончаров Г. И., Комиссарова Р. А. и др., *Палеомагнитология*, Под ред. А. Н. Храмова, 312 с., Недра, Ленинград, 1982.
- Шипунов С. В., Критерии значимости в палеомагнетизме, *Физика Земли*, (в печати).
- Algeo T. J., Geomagnetic polarity bias patterns through the Phanerozoic, *J. Geoph. Res.*, 101, (B2), 2785–2814, 1996.
- Bullard E. C., Geomagnetic dynamos, in: *The Nature of the Solid Earth*, pp. 232–244, Cambridge, 1970.
- Burke W. H., Denison R. E., Hetherington E. A., et al., Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time, *Geology*, 10, (10), 516–519, 1982.
- Courtillot V., Besse J., Magnetic field reversals, polar wander, and core-mantle coupling, *Science*, 237, (4819), 1140–1147, 1987.
- Didenko A. N., Pechersky D. M., Revised Paleozoic Apparent Polar Wander Paths for E. Europe, Siberia, N. China and Tarim plates, *L.P. Zonenshain Memorial conference on Plate Tectonics*, pp. 47–48, Moscow, 1993.
- Eide E., Torsvik T., Paleozoic supercontinental assembly, mantle flushing, and genesis of the Kiaman Superchron, *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 144, (3–4), 389–402, 1966.
- Fuller M., Weeks R., Superplumes and superchrons, *Nature*, 356, 274–277, 1992.
- Gaffin S., Phase difference between sea level and magnetic reversal rate, *Nature*, 329, (6142), 816–819, 1987.
- Hardebeck J., Anderson D. L., Eustasy as test of a Cretaceous superplume hypothesis, *Earth and Planetary Science Lett.*, 137, (1–4), 101–108, 1996.
- Harland W. B., Armstrong R. L., Cox A. V., et al., *Geological time scale*, 1989, Cambridge, Univ. Press, 270 p., Cambridge, New York, 1990.
- Hofmann A. W., Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism, *Nature*, 385, (6613), 219–229, 1997.
- Johnson H. P., Van Patten D., Tivey M., Sager W. W., Geomagnetic polarity reversal rate for the Phanerozoic, *Geophys. Res. Lett.*, 22, (3), 231–234, 1995.
- Jurdy D. M., Stefanick M., Scotese C. R., Paleozoic plate dynamics, *J. Geophys. Res.*, 100, (B9), 17,965–17,975, 1995.
- Kirschvink J. L., Rozanov F. Yu., Magnetostratigraphy of lower Cambrian strata from the Siberian platform: a paleomagnetic pole and a preliminary polarity time-scale, *Geol. Mag.*, 121, 189–203, 1984.
- Keto L. S., Jacobsen S. B., Nd isotopic variations of Phanerozoic paleoceans, *Earth and Planetary Science Lett.*, 90, (4), 395–410, 1988.
- Larson R. L., Latest puls of Earth: evidence for a mid-Cretaceous superplumes, *Geology*, 19, (5), 547–550, 1991a.
- Larson R. L., Geological consequences of superplumes, *Geology*, 19, (10), 963–966, 1991b.
- Larson R. L., Olson P., Mantle plumes control magnetic reversal frequency, *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 107, (3/4), 437–447, 1991.
- Loper D., McCartney K., Busina G., A model of correlation

- episodicity in magnetic field reversal, climate and mass extinctions, *J. Geology*, 96, (1), 1–15, 1988.
- Manga M., Jeanloz R., Implications of metal-bearing chemical boundary layer in D'' for mantle dynamics, *Geophys. Res. Lett.*, 23, (22), 3091–3094, 1996.
- Maruyama S., Kumazawa M., Kawakami S., Towards a new paradigm on the Earth's dynamics, *Jour. Geol. Soc. Japan*, 100, (1), 1–3, 1994.
- Merrill R. T., McElhinny M. W., The Earth's magnetic field, London: Academic Press. 1983.
- Montanez I. P., Banner J. L., Osleger D. A., et al., Integrated Sr isotope variations and sea-level history of Middle to Upper Cambrian platform carbonates: Implications for the evolution of Cambrian seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, *Geology*, 24, (10), 917–920, 1996.
- Nicholas C. J., The Sr isotopic evolution of the oceans during the Cambrian Explosion, *J. of the Geological Society*, 153, 243–254, 1996.
- Opdyke N. D., Divenere V. J., Paleomagnetism and carboniferous climate, *US. Geol. Surv. Bull.*, (2110), 8–10, 1995.
- Pickering K. T., Smith A., Arcs and backarc basins in the Early Paleozoic Iapetus Ocean, *The Island Arc.*, 4, (1), 1–67, 1995.
- STATISTICA for Windows: Computer program manual*, 182 p., USA. Tulsa. OK: StatSoft. Inc., 1995.
- Vogt P. R., Changes in geomagnetic reversals frequency at times of tectonic change: evidence for coupling between core and upper mantle, *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 25, (3), 313–321, 1975.

(Поступила в редакцию 15 ноября 1998.)