

## О ВОЗМОЖНОЙ ПРИЧИНЕ КВАЗИПЕРИОДИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ ЧАСТОТЫ ГЕОМАГНИТНЫХ ИНВЕРСИЙ И ВЕЛИЧИНЫ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ В МОРСКИХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ В ФАНЕРОЗОЕ

А.Н. Диденко<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 680063, Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65, Россия

<sup>2</sup> Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

Проведен совместный анализ изменения частоты геомагнитных инверсий и величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в морских карбонатных осадках в фанерозое. В обоих рядах выделены главные компоненты, период которых варьируется от 90 до 110 млн лет. Анализ показал существование определенной связи между этими характеристиками: 1) оба временных ряда имеют по пять локальных минимумов, временная разница между которыми (длительность периодов) близка; 2) минимумы на зависимости  $\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  предвращаются минимумами на зависимости частоты инверсий, время задержки между соответствующими локальными минимумами двух рядов меняется от 12 в ордовике до 38 млн лет в мелу; 3) скорость передачи энергии процессов, протекающих на границе ядро—мантия в слое  $D''$  и определяющих геологическую жизнь планеты, составляла в фанерозое от 7 до 25 см/год, что весьма близко наблюдаемым горизонтальным скоростям перемещения литосферных плит и оценкам скоростей внутримантийной конвекции.

*Частота инверсий геомагнитного поля, суперхроны, величина  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в морских карбонатных осадках, временная связь процессов на границе ядро—мантия и в верхних оболочках Земли.*

### POSSIBLE CAUSES OF QUASI-PERIODIC VARIATIONS IN GEOMAGNETIC REVERSAL FREQUENCY AND $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ RATIOS IN MARINE CARBONATES THROUGH THE PHANEROZOIC

A.N. Didenko

Variations in frequency of geomagnetic reversals through the Phanerozoic have been analyzed jointly with  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios in marine carbonate sediments. The time series of both parameters contain principal components with periods from 90 to 110 Ma and show a certain correlation. Namely, (1) both time series have five local minima spaced at similar intervals (period lengths); (2) the minima in the  $\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  curve follow in time those of the reversal frequency, with a lag from 12 Myr in the Ordovician to 38 Myr in the Cretaceous; (3) the rate of heat transfer from processes at the core-mantle boundary (in  $D''$  layer) which control the Earth's geological life was from 7 to 25 cm/yr in the Phanerozoic. This rate approaches the observed velocities of horizontal plate motion and the predicted mantle convection rates.

*Frequency of geomagnetic reversals, superchron,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  in marine carbonates, relationship in time between processes in  $D''$  layer and in shallow Earth*

### ВВЕДЕНИЕ

Проблема связи основных характеристик геомагнитного поля, с помощью которых можно описать историю процессов в ядре Земли, и климатических, палеогеографических, тектономагматических явлений на ее поверхности привлекает внимание исследователей многие годы. В последнее время с введением в геологический обиход таких понятий, как суперконтиненты, суперплюмы, супервулканы, дайковые суперрои, супероледенения, суперхроны<sup>1</sup> геомагнитной полярности и др., интерес к обнаружению связей между глубинными и приповерхностными геологическими процессами, характерных времен (циклов) их проявлений существенно вырос [Добрецов и др., 2001; Courtillot, Olson, 2007; Печерский и др., 2010; и др.].

По предложению Н.Л. Добрецова в рамках традиционного Всероссийского научного совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту», состоявшегося в Иркутске в октябре 2010 г., был организован «круглый стол» по вопросам суперхронов магнитной полярности в истории Земли, где автором был представлен доклад [Диденко,

<sup>1</sup> Согласно Стратиграфическому кодексу России [2006, с. 48], рекомендуется в качестве хронологической единицы употреблять название соответствующего по длительности магнитохрона: мегахрон — продолжительность более 100; гиперхрон — 100—30; суперхрон — 30—5; ортохрон — 5—0.5; субхрон — 0.5—0.01; микрохрон — менее 0.01 млн лет.

2010], вызвавший определенный интерес у коллег в виде критических замечаний и предложений. Переработанные материалы этого доклада представлены в настоящей статье.

Конкретные механизмы связи глобальных глубинных и приповерхностных процессов точно неизвестны, но многими авторами высказываются предположения, что генерация геомагнитного поля во внешнем ядре и тепловая (термохимическая) конвекция на границе ядро—нижняя мантия, за счет которой выносятся более 90 % тепла и энергии в верхние оболочки Земли, взаимосвязаны и могут оказывать влияние друг на друга [Larson, Olson, 1991; Диденко, 1998; Glatzmaier et al., 1999; Добрецов и др., 2001; Courtillot, Olson, 2007; Печерский и др., 2010].

Изучение поведения геомагнитного поля во времени является, вероятно, одним из главных количественных инструментов для распознавания характерных времен процессов, проходящих во внутреннем ядре, где происходит генерация поля, и на границе ядро—мантия (слой  $D''$ ), величина и структура теплового потока на которой в значительной степени определяют величину дипольной составляющей и частоту инверсий [Glatzmaier et al., 1999; Добрецов и др., 2001; Takahashi et al., 2005]. Именно последняя характеристика (частота инверсий) используется в работе для оценки характерных времен процессов, проходивших в жидком ядре и на его границе с мантией.

При качественном и количественном анализе глобальных геотектонических, климатических процессов в верхних оболочках Земли (литосфера, гидросфера, атмосфера) и их характерных времен используется большой набор характеристик: геохронология глобальных тектонотермальных (магматических) событий, уровень вод Мирового океана, геохимия осажденных в водах Мирового океана пород, химический и изотопный состав которых отражает среду осаждения. В настоящей работе для определения характерных времен глобальных процессов в верхних оболочках Земли используется величина  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , определенная в неизмененных хемогенных морских породах. Отношение этих изотопов стронция латерально выдержано для каждого временного среза в водах Мирового океана, а его вариации во времени связаны с рядом причин, в том числе и с глобальными изменениями тектономагматического режима Земли [Burke et al., 1982; Veizer et al., 1999; Prokoph et al., 2008]. Фанерозойская база данных  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  существенно пополнилась за последние годы, в ней более 4200 определений [Prokoph et al., 2008], равномерно распределенных по времени, что позволяет применить к ней, так же как и к частоте инверсий, статистические методы анализа.

## ПРЕДСТАВЛЕНИЕ АНАЛИЗИРУЕМЫХ РЯДОВ И МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ ИХ АНАЛИЗА

Для анализа частоты инверсий геомагнитного поля в фанерозое в работе использована шкала инверсий<sup>2</sup>, разработанная Э.А. Молостовским с коллегами [Молостовский и др., 2007] и уточненная затем Д.М. Печерским с коллегами [Печерский и др., 2010].

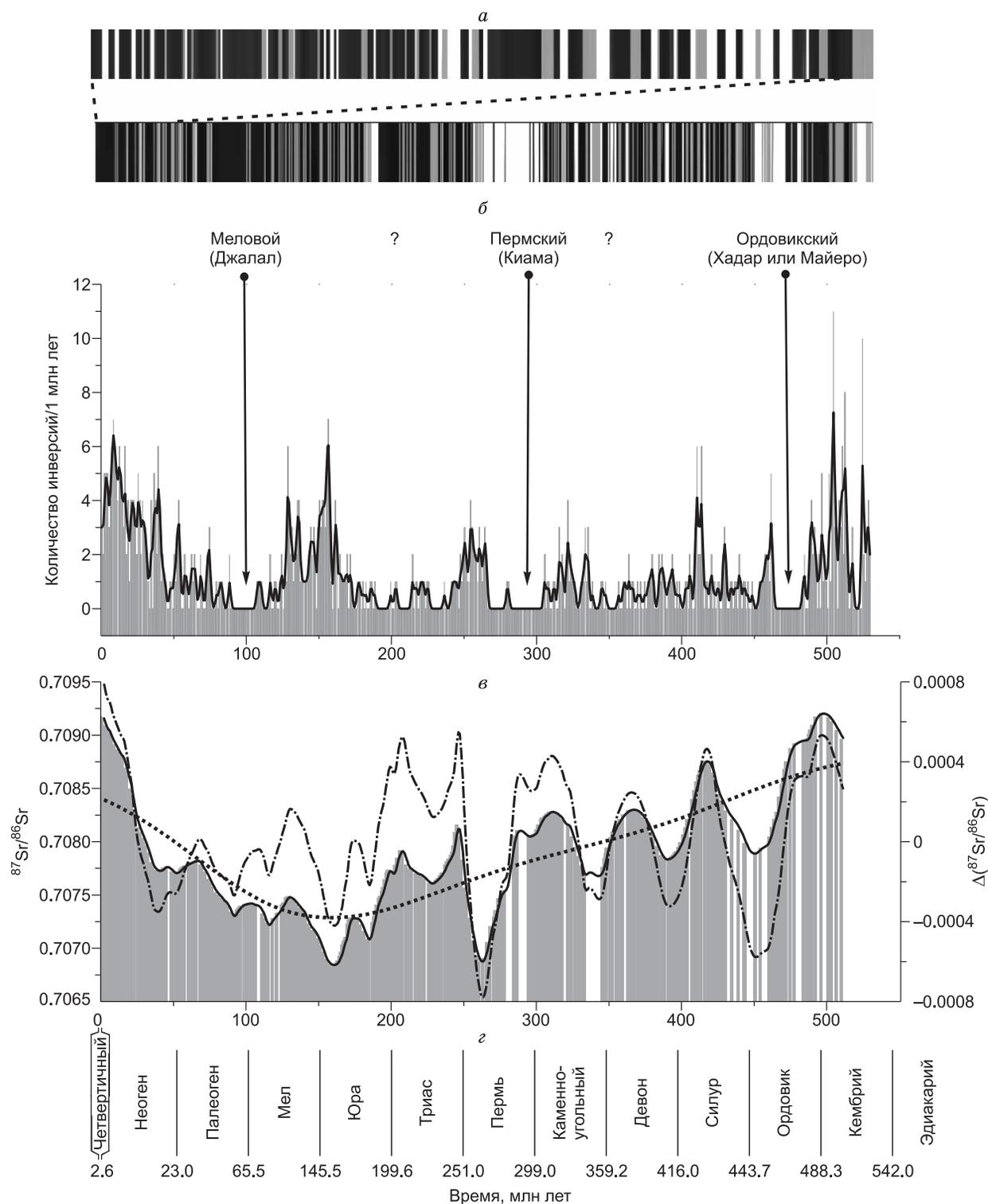
Анализ этой шкалы геомагнитных инверсий фанерозоя (рис. 1, *a*) позволяет уверенно выделить в истории магнитного поля Земли за последние 540 млн лет три суперхрона, когда не было инверсий геомагнитного поля: 1) меловой (Джалал), прямой полярности — 85—120 млн лет; 2) пермский (Киамма), обратной полярности — 260—310 млн лет; 3) ордовикский (Хадарский), обратной полярности — 470—490 млн лет. Последний суперхрон называют и Майеро — по названию одноименной реки, где он был изучен В.Э. Павловым с коллегами и где определены его точные границы [Pavlov, Gallet, 2005]. Имеются также два интервала с низкой частотой инверсий в позднем триасе—ранней юре и позднем девоне—раннем карбоне: 180—220 и 345—370 млн лет тому назад (см. рис. 1, *a*).

Масштаб рисунка не позволяет дать детальную схему шкалы, и может сложиться впечатление, что последние 25—30 млн лет в истории Земли были практически безинверсионными, но это не так. На врезке приведена более детальная шкала геомагнитных инверсий для кайнозоя (см. рис. 1, *a*), а о количестве инверсий в этот период можно судить по гистограмме на рис. 1, *б*.

Для последующего количественного анализа по исходной шкале полярности было рассчитано количество инверсий геомагнитного поля, приходящихся на 1 млн лет — всего 530 точек (см. рис. 1, *б*). Затем зависимость частота инверсий—время была сглажена методом кубической сплайн-интерполяции с использованием алгоритма NURBS (non-uniform rational B-spline) [AutoSignal..., 2003]. Полученный

<sup>2</sup> Необходимо отметить, что наполнение шкал геомагнитной полярности, используемых в России [Молостовский и др., 2007; Печерский и др., 2010] и в англоязычной литературе [Gradstein et al., 2008; Lugowski et al., 2010] для девона, силура и второй половины кембрия, существенно различается. В шкале [Lugowski et al., 2010] большая часть вышеуказанных интервалов помечена как «поле неустановленного знака» (no data), тогда как в российской шкале полярность этих интервалов определена. Связано это в значительной степени с учетом в шкале Дж. Огга и др. [Gradstein et al., 2008; Lugowski et al., 2010] русскоязычных работ.

Проведенный спектральный и вейвлет-анализы двух шкал в интервале 0—350 млн лет показали наличие практически одних и тех же квазигармонических колебаний в этих двух рядах (90—120 и 150—180 млн лет), что, полагаю, делает обоснованным применение российской шкалы для всего фанерозоя.



**Рис. 1. Поведение частоты инверсий и величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  вод Мирового океана в фанерозе.**

*a* — шкала геомагнитной полярности фанерозоя [Печерский и др., 2010]. Черный цвет соответствует временным интервалам прямой полярности, белый — обратной полярности. Вверху дана шкала для кайнозоя. *б* — гистограмма серого цвета — исходный ряд частоты геомагнитных инверсий, рассчитанный по шкале геомагнитной полярности фанерозоя [Печерский и др., 2010]; черная линия — сплайн-интерполяция исходного ряда, использован алгоритм NURBS 3-го порядка [AutoSignal..., 2003]. *в* — гистограмма серого цвета — исходный ряд величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  вод Мирового океана [Lugowski et al., 2011]; черная линия — сплайн-интерполяция исходного ряда, использован алгоритм NURBS 3-го порядка [AutoSignal..., 2003]; пунктирная линия — генеральный тренд, рассчитанный методом скользящего среднего с окном в 1/4 ряда [AutoSignal..., 2003]; штрихпунктирная линия — остаточный ряд ( $\Delta$ ) величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  после удаления генерального тренда. *z* — шкала геологического времени, границы периодов даны по [Gradstein et al., 2008].

Таблица 1.

Сопоставление спектральных характеристик анализируемых рядов

№ гармоники	1			2			3			4			5		
	Частота	Период, млн лет	Амплитуда												
1	0.0080	125	0.9798	0.0080	125	0.9768	0.0055	183	0.1712	0.0085	117	0.00647	0.0098	102	0.00024
2	0.0059	170	0.7060	0.0059	170	0.7019	0.0092	108	0.0984	0.0123	81	0.00565	0.0175	57	0.00017
3	0.0163	61	0.5620	0.0163	61	0.5639	0.0130	77	0.0688	0.0168	60	0.00565	0.0053	188	0.00015
4	0.0108	93	0.5556	0.0108	93	0.5573	0.0168	60	0.0529	0.0237	42	0.00558	0.0137	73	0.00012
5	0.0202	50	0.4482	0.0202	50	0.4501	0.0205	49	0.0432	0.0268	37	0.00557	0.0255	39	0.00008
6	0.0398	25	0.4038	0.0398	25	0.3993	0.0242	41	0.0365	0.0351	28	0.00555	0.0289	35	0.00007
7	0.0423	24	0.3788	0.0423	24	0.3735	0.0280	36	0.0319	0.0429	23	0.00554	0.0216	46	0.00006
8	0.0617	16	0.3182	0.0617	16	0.3130	0.0317	32	0.0285	0.0469	21	0.00551	0.0422	24	0.00004
9	0.0324	31	0.2974	0.0324	31	0.2933	0.0354	28	0.0260	0.0506	20	0.00550	0.0486	21	0.00003
10	0.0245	41	0.2868	0.0245	41	0.2859	0.0392	26	0.0241	0.0548	18	0.00549	0.0357	28	0.00003

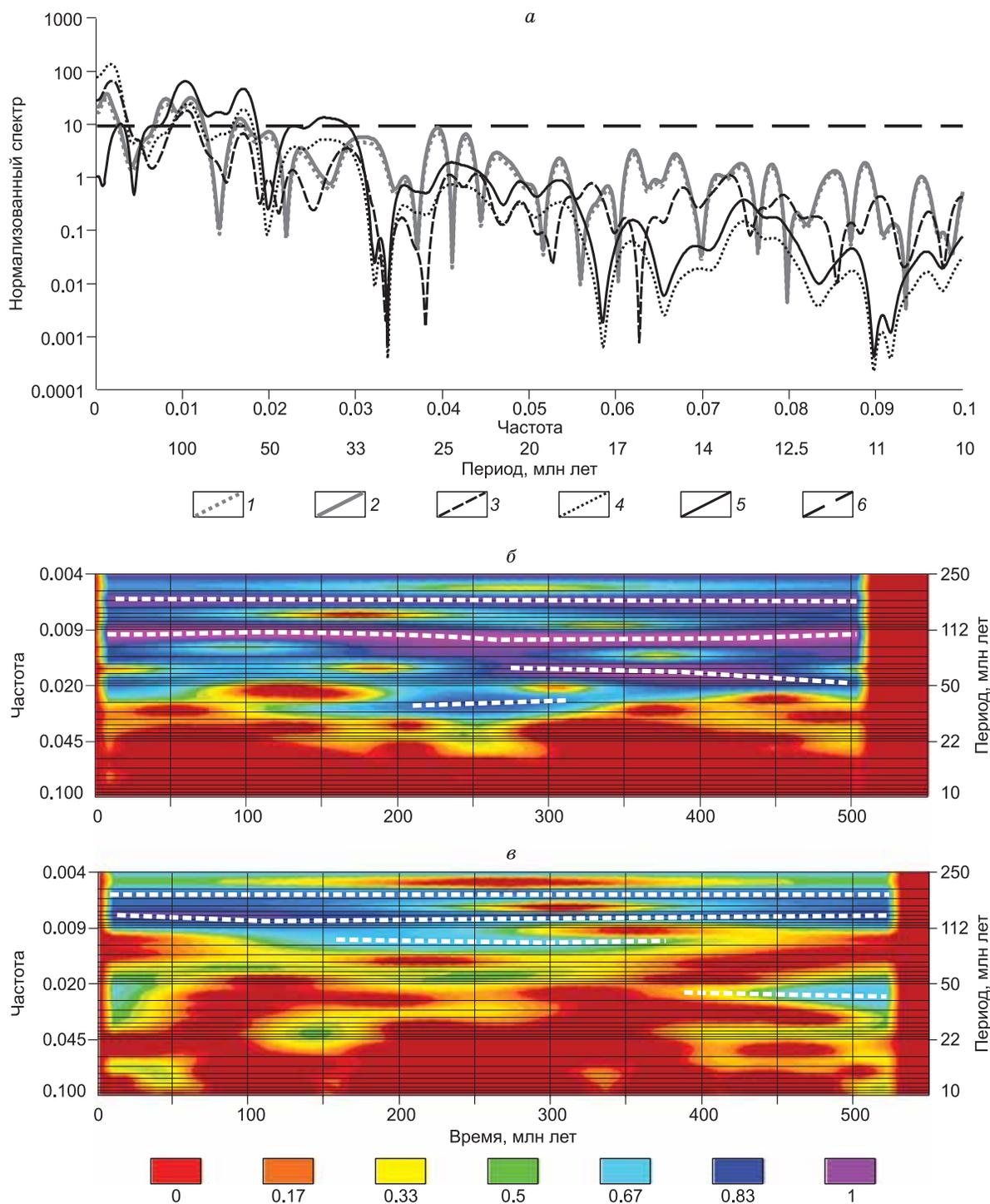
Примечание. 1 — исходный ряд частоты геомагнитных инверсий; 2 — сплайн-интерполяция исходного ряда частоты инверсий, использован алгоритм NURBS 3-го порядка [AutoSignal..., 2003]; 3 — исходный ряд величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в морских карбонатных осадках [Lugowski et al., 2011]; 4 — сплайн-интерполяция исходного ряда величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , использован алгоритм NURBS 3-го порядка [AutoSignal..., 2003]; 5 — остаточный ряд ( $\Delta$ ) величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  после удаления генерального тренда. Номера проанализированных рядов соответствуют номерам, указанным на рис. 2, а. Для разложения рядов использован алгоритм «быстрого Фурье» (Fast Fourier Transform); для каждого ряда приведены 10 гармоник, имеющих наибольшие амплитуды. Курсивом отмечены гармоники, уровень достоверности которых превышает 95 %.

таким образом ряд частота инверсий—время (см. рис. 1, б) использовался в дальнейших расчетах.

Параметрический спектральный анализ Фурье, выполненный по программе [AutoSignal..., 2003], показал наличие в этом временном ряде нескольких значимых (> 95 % уровня) квазипериодических колебаний (табл. 1, рис. 2, а) с периодами от 170 до 50 млн лет, причем эти колебания выделяются с равной амплитудой как для исходного, так и для интерполяционного ряда (см. табл. 1, штриховая и сплошная серые линии на рис. 2, а); единственное отличие при анализе исходного и интерполяционного рядов проявляется в увеличении количества значимых (> 95 %) гармоник в последнем (см. табл. 1). В более высокочастотной части спектра значимых по амплитуде квазипериодических колебаний не отмечается (см. рис. 2, а). Максимум на частоте  $\sim 0.0013$  (см. рис. 2, а) не рассматривается, так как он соответствует периоду > 770 млн лет, что в 1.5 раза больше наблюдаемого.

Вид зависимости величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  от времени, измеренной в неизменных морских карбонатах и характеризующей состав вод Мирового океана в фанерозое, практически не изменился за последние почти 30 лет [Burke et al., 1982; Veizer et al., 1999; Prokoph et al., 2008]. В работе использована зависимость, построенная по данным [Lugowski et al., 2010] для интервала 0—510 млн лет. Поведение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в течение фанерозоя (см. рис. 1, в, гистограмма серого цвета) более сложное, чем поведение частоты инверсий; на протяжении всего палеозоя и до середины мезозоя ряд имеет отрицательный тренд, после 150 млн лет и до настоящего времени — положительный, на фоне этих трендов прослеживаются локальные минимумы и максимумы колебаний более высокой частоты.

Для последующего количественного анализа исходный ряд  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ —время был сглажен методом кубической сплайн-интерполяции с использованием алгоритма NURBS [AutoSignal..., 2003]. Полученный таким образом ряд  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ —время из 510 точек (см. рис. 1, в, сплошная черная линия) использовался в дальнейших расчетах: 1) методом скользящего среднего с окном в 1/4 ряда был рассчитан генеральный тренд (см. рис. 1, в, пунктирная линия); 2) тренд был вычтен из интерполяционного ряда; 3) остаток (см. рис. 1, в, черная



**Рис. 2.** Спектральная характеристика анализируемых временных рядов.

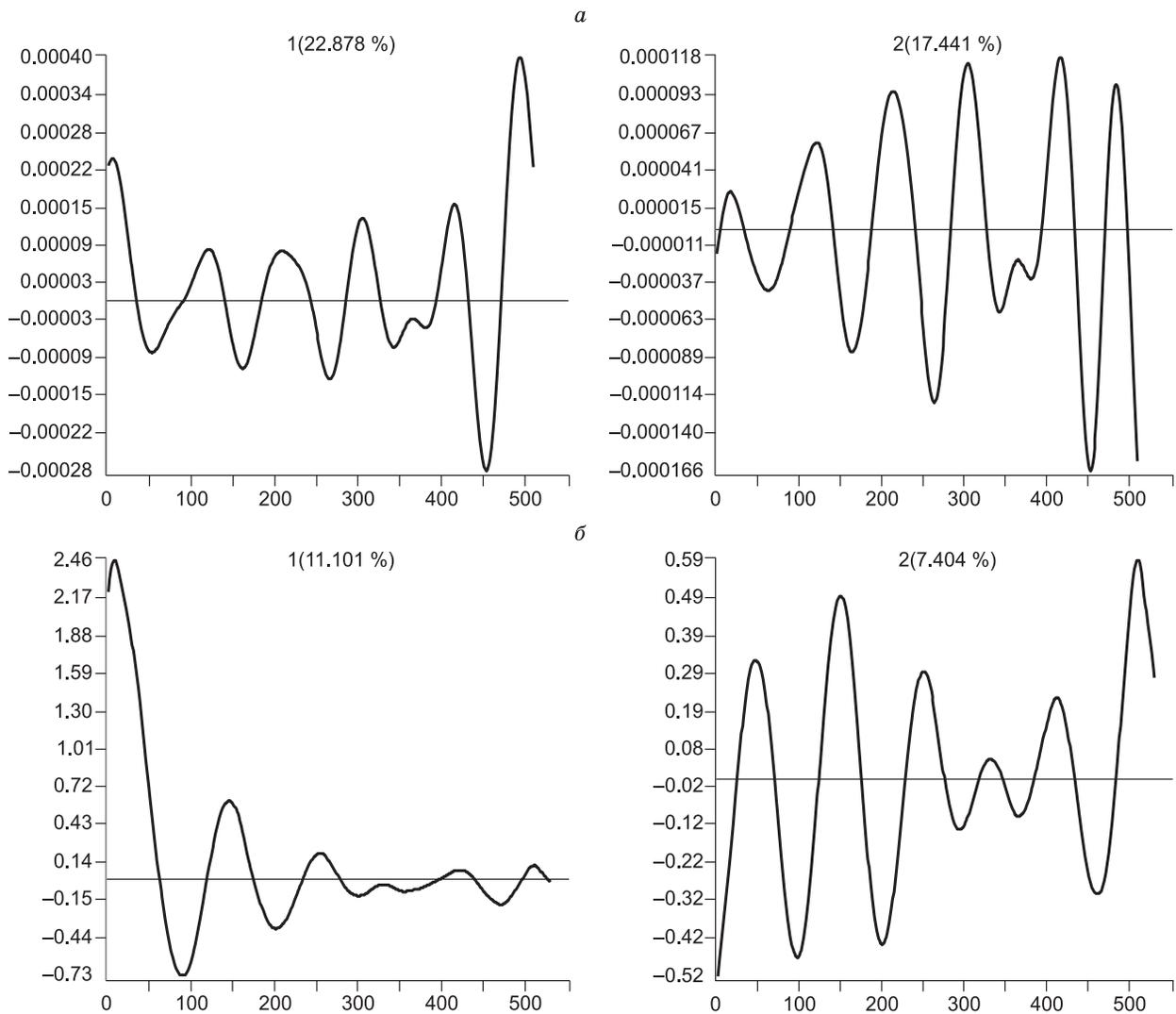
*a* — параметрическая оценка спектров мощности: 1 — исходного ряда частоты геомагнитных инверсий; 2 — сплайн-интерполяция исходного ряда частоты инверсий, использован алгоритм NURBS 3-го порядка [AutoSignal..., 2003]; 3 — исходного ряда величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  вод Мирового океана [Lugowski et al., 2011]; 4 — сплайн-интерполяция исходного ряда величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , использован алгоритм NURBS 3-го порядка [AutoSignal..., 2003]; 5 — остаточного ряда ( $\Delta$ ) величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  после удаления генерального тренда; б — линия оценки статистической значимости ( $p = 0.05$ ) выделения колебаний. б, в — вейвлет-диаграммы Морле  $\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (б) и частоты инверсий (в). Цветом показана относительная мощность спектра.

штрихпунктирная линия —  $\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  использовался для расчета квазигармонических колебаний ряда  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

На рис. 1, в хорошо видно, как на фоне генерального тренда, минимум которого приходится на время распада Гондваны и образования Атлантики, наблюдаются близкие к 100- и 60-миллионным квазипериодические колебания, причем положение во времени некоторых минимумов величины  $\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  совпадает с концом известных суперхронов магнитной полярности: ордовикским, пермским и меловым (см. рис. 1).

Параметрический спектральный анализ Фурье [AutoSignal..., 2003] показал, что для всех трех проанализированных модификаций величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  выделяются гармоники, близкие 100 млн лет (см. табл. 1, рис. 2, а). В ряде  $\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  нескольких значимых (> 95 % уровня) квазипериодических колебаний с периодами 102, 57, 188, 73 и 39 млн лет (см. табл. 1, рис. 2, а), причем, наиболее высокую амплитуду имеет гармоника с периодом 102 млн лет. Максимум на частоте  $\sim 0.0017$  (см. рис. 2, а) не рассматривается, так как он соответствует периоду > 580 млн лет, что больше наблюдаемого.

В последние годы для структурного анализа геофизических временных рядов успешно применяется вейвлет-анализ [Любушин, 2007], так как он лучше параметрических методов подходит для анализа нестационарных сигналов, а именно такого рода сигналами являются и частота инверсий, и величина  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Вейвлет-преобразование не просто «режет» исследуемый ряд на куски, а выделяет из него компоненты разных масштабов, и каждый компонент анализируется с той степенью детальности временной



**Рис. 3. Результаты анализа рядов  $\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (а) и частоты инверсий (б) методом главных компонент [Главные компоненты..., 1997; Golyandina et al., 2001].**

На всех графиках по оси абсцисс отложено время, по оси ординат — условные единицы. Числа у каждого графика соответствуют номеру компоненты и ее величине (%) в суммарной функции.

Таблица 2. Сопоставление временных параметров монополярных гиперхронов геомагнитного поля, квазипериодических колебаний  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и проявления магнитизма в фанерозе

Гиперхрон	Границы гиперхронов, по [Молостовский и др., 2007], млн лет	Положение минимумов модельной зависимости частоты инверсий и временная разница* между ними, млн лет	Положение минимумов модельной зависимости $\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и временная разница* между ними, млн лет	Задержка между проявлениями минимумов частоты инверсий и $\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , млн лет	Крупные тектонотермальные события в фанерозе, по [Emst, Buchan, 2001] (геогр. название и время (млн лет))
Джалал	123	92.5 108*	54.5 107*	38	Декан (66), Тянь-Шань (68), Сьерра-Леоне (73)
?	214	200.5 96*	161.5 103*	39	Парана (134), хр. Шатского (145), Каро-Феррар (183), распад Гондваны, раскрытие Атлантики
Киама	315	296.5 66*	264.5 78*	32	Сибирь (251), Эмейшань (258), Кач-Крик (265), Гималаи (268), Тарим (280)
?	375	362.5 102*	342.5 110*	20	Панжихуа (350), Виллой (363.5), Вост. Европа (365)
Халар	494	464.5	452.5	12	Маритаймс (470), раскрытие Уральского и Монголо-Охотского палеоокеанов

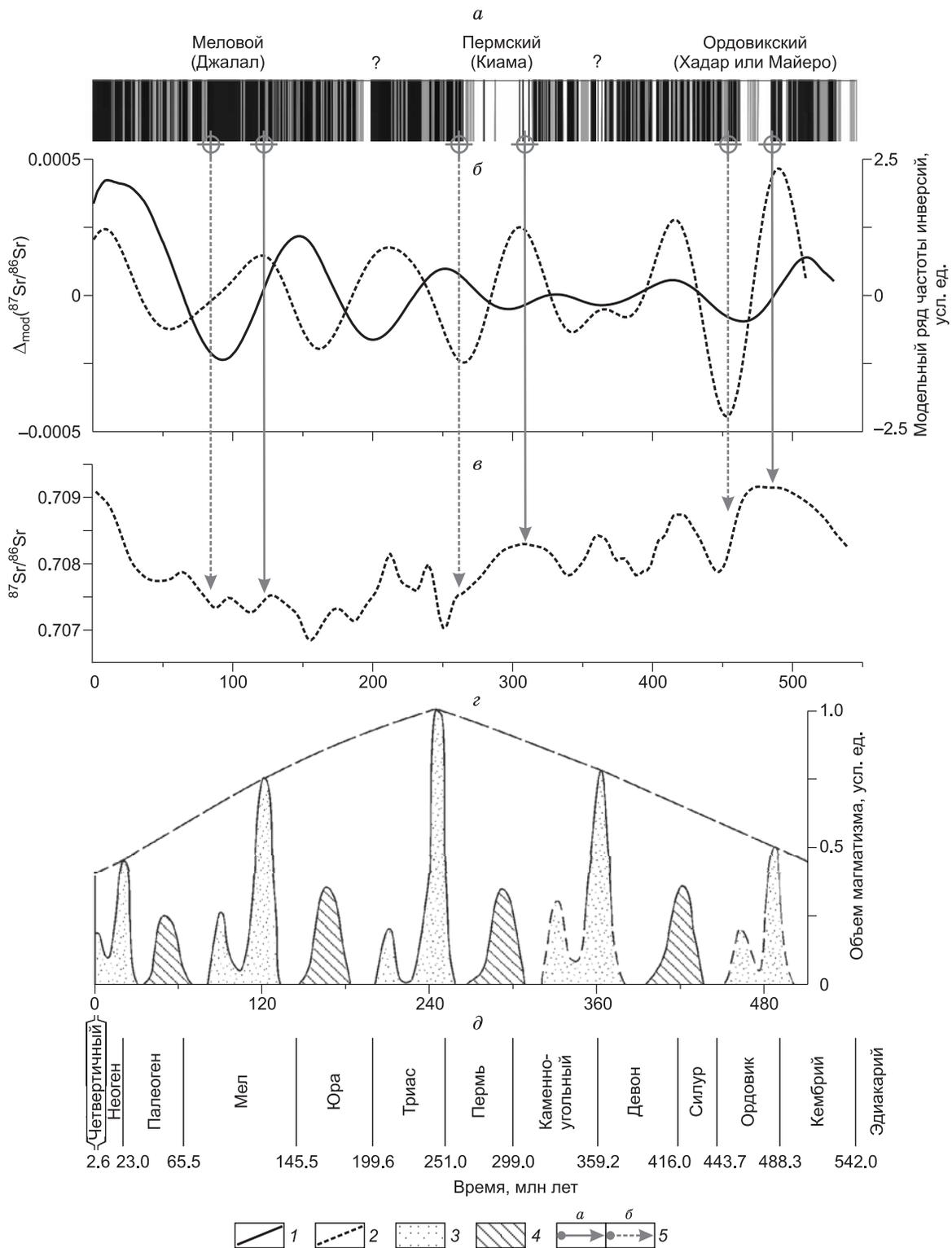
развертки, которая соответствует его масштабу. Кроме того, дает возможность представить на одной диаграмме все интересующие периоды и снять вопрос о четных гармониках.

Анализ вейвлет-диаграммы Морле ряда  $\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  показывает, что для интервала от 0 до 510 млн лет выделяются четыре колебания с периодами 160—180, 90—110, 50—65 и 35—40 млн лет (см. рис. 2, б, белые штриховые линии). Причем первые два колебания прослеживаются на всем проанализированном интервале (см. рис. 2, б), тогда как два более высокочастотных колебания — лишь на его части; колебание 50—65 млн лет выделяется в интервале 510—250 млн лет и колебание 30—40 млн лет — в интервале 300—200 млн лет. О подобных колебаниях величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в фанерозе указывалось ранее [Prokoph et al., 2008].

Структура вейвлет-диаграммы Морле для частоты инверсий в долгопериодной части примерно такая же, как и описанная выше. Для всего интервала выделяются колебания с периодом 165—190 и 95—130 млн лет (см. рис. 2, в, белые штриховые линии). Можно, вероятно, говорить о колебании ~ 80 млн лет в интервале 400—150 млн лет и о колебании 40—50 млн лет — в интервале 530—430 млн лет (см. рис. 2, в).

Как видно по данным вейвлет-анализа, в обоих рядах отмечаются два колебания для всего фанероза — с периодом более 160 и около 100 млн лет, и период (частота) этих колебаний во времени не постоянен, а немного меняется (см. рис. 2, б, в). Следовательно, оценка фаз вступления этих процессов параметрическими методами спектрального анализа может привести к существенным ошибкам. Дабы избежать эти ошибки, был применен метод главных компонент временных рядов [Главные компоненты..., 1997; Golyandina et al., 2001], получивший в русскоязычной литературе название «Гусеница» (в англоязычной — Singular Spectrum Analysis), суть которого заключается «в преобразовании одномерного ряда в многомерный, исследование полученной многомерной траектории методом главных компонент и последующем восстановлении многомерного ряда. При этом часто оказывается возможным выделить отдельные слагаемые исходного ряда, такие как: медленный тренд общего вида, медленные сезонные составляющие, периодические составляющие (если они есть) и случайные вариации» [Главные компоненты... 1997, с. 2].

В нашем случае по программе «Гусеница» [Главные компоненты..., 1997; Golyandina et al., 2001] ряды были разложены на число компонент, равное половине ряда: для  $\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  — 255, для частоты инверсий — 265. Результаты разложения рядов  $\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и частоты инверсий представлены на рис. 3, где можно видеть первые две главные компоненты этих двух рядов. В первую очередь обращает на себя внимание, что первые две компоненты этих рядов — это колебания с периодом от 100 до 110 млн лет каждое, причем в первом случае ( $\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , см. рис. 3, а) их общий вклад составляет около 40 %, во втором (частота инверсий, см. рис. 3, б) — около 19 %. Во вторую очередь — экстремумы этих компонент не совпадают во времени; характерные точки



**Рис. 4. Сопоставление наблюдаемых и модельных рядов частоты инверсий и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  проявлений мантийного магматизма.**

*a* — шкала геомагнитной полярности фанерозоя [Печерский и др., 2010], усл. обозн. см. на рис. 1, *a, б* — модельные ряды частоты инверсий (1) и  $\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (2). *в* — исходный ряд  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . *г* — основные этапы мантийного (3) и коллизионного (4) магматизма, фиксируемого в пределах современной Азии, по [Добрецов, 2005, 2010]. *д* — шкала геологического времени, границы периодов даны по [Gradstein et al., 2008]. 1 — частота инверсий, 2 —  $\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , 3 — мантийный магматизм, 4 — коллизионный магматизм, 5 — границы известных гиперхронов: начало (*a*) и конец (*б*).

на компонентах ряда  $\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  «запаздывают» по времени относительно характерных точек на компонентах ряда «частота инверсий» (см. рис. 3). Анализ других компонент в дальнейшем мы не проводили по причине их малого вклада в суммарные ряды, хотя стоит отметить, что для ряда  $\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  одна из них со средним периодом 65 млн лет составляет в сумме 27.7 % от всего ряда. Эта же гармоника отчетливо проявлена на вейвлет-диаграмме ряда  $\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (см. рис. 2, б) 50—70 и при Фурье-анализе (см. табл. 1).

На следующем этапе мы рассчитали суммарные вклады первых двух компонент каждого ряда и положения минимумов на модельных зависимостях частоты инверсий и  $\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (рис. 4, табл. 2).

### ВОЗМОЖНАЯ ПРИЧИНА КВАЗИПЕРИОДИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ ЧАСТОТЫ ГЕОМАГНИТНЫХ ИНВЕРСИЙ И ВЕЛИЧИНЫ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

В шкале инверсий геомагнитного поля [Печерский и др., 2010] на 530.9 млн лет имеется 641 хрон (321 — прямой полярности, 320 — обратной полярности) со средней продолжительностью  $0.83 \pm 1.90$  млн лет (0.73 и 0.92 для хронов прямой и обратной полярности соответственно). Функция распределения длительности магнитохронов (размах выборки составляет от 0.01 до 24.6 млн лет) близка к распределению Пуассона, и наиболее вероятную длительность одного магнитохрона можно оценить по медианному значению всей выборки или по ее среднему геометрическому. Последнее для всей выборки составляет 0.36 млн лет (0.34 и 0.38 для хронов прямой и обратной полярности соответственно). Отсюда можно заключить, что нормальное (обычное) состояние геодинамо в фанерозое — это смена полярности в среднем 3 раза за 1 млн лет, а хроны с существенно большей длительностью (например, 8 хронов с длительностью 9 млн лет и более каждый: 82.5—107.1, 177.8—199.3, 195.8—214.2, 221.9—236, 268.3—279.5, 294.7—305.1, 345.8—356, 474.6—483.6 млн лет) аномальны и не связаны с самим механизмом геодинамо жидкого ядра, имеющим совершенно другие динамические характеристики [Петрова, 1989; Roberts, Glatzmaier, 2000].

По сложившимся к настоящему времени представлениям о геодинамо одним из самых главных факторов, кардинально влияющих на его инверсионный режим, является величина теплового потока на границе ядро—мантия [Glatzmaier et al., 1999; Добрецов и др., 2001; Takahashi et al., 2005; Courtillot, Olson, 2007]. С увеличением теплового потока на границе ядро—мантия до некоторой критической величины геомагнитное поле из дипольного безынверсионного состояния способно перейти в инверсионное состояние и, наоборот, при уменьшении теплового потока — из инверсионного в безынверсионное [Courtillot, Olson, 2007].

Исходя из вышеприведенной модели, во время длительных малоинверсионных и безынверсионных периодов величина теплового потока на границе ядро—мантия была пониженной относительно интервалов с высокой частотой. Проведенный статистический анализ частоты инверсий (см. выше) позволил четко выделить эти периоды (см. рис. 4, б, сплошная линия) — это не только известные суперхроны (Меловой, Пермский, Ордовикский), но два других: на границе триаса—юры и девона—карбона. Локальные минимумы (середина мало- и безынверсионных периодов) на модельной зависимости частоты инверсий во времени приходятся на 92.5, 200.5, 296.5, 362.5 и 464.5 млн лет, разница между этими датами составляет 108, 96, 66 и 102 млн лет соответственно (см. рис. 4, б, табл. 2).

Перейдем к анализу величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в морских карбонатных осадках фанерозоя. Как известно (например, [Фор, 1986]), это отношение контролируется смешением трех источников: действующего в данный конкретный момент вулканизма, размываемых древних сиалических пород континентальной коры и уже осажденных морских карбонатных пород. Уменьшение величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  связывается с увеличением вулканической активности и скорости расширения морского дна, распадом (рифтообразованием) Гондваны и Пангеи. Крупные и быстрые флуктуации могут происходить только в результате уменьшения вклада Sr из одного источника, совпадающего с увеличением вклада из другого; отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в океанах могло уменьшаться только в периоды увеличения притока Sr из мантийных источников и уменьшения вклада коровых источников [Фор, 1986; Prokoph et al., 2008].

Следовательно, мы вправе отождествлять минимумы на временной зависимости  $\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  с периодами увеличения притока мантийного стронция. Проведенный статистический анализ поведения  $\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  во времени показал наличие пяти минимумов, которые приходятся на 54.5, 161.5, 264.5, 342.5 и 452.5 млн лет, разница между этими датами составляет 107, 103, 78 и 110 млн лет соответственно (см. рис. 4, б, табл. 2). На рис. 4, в дана эмпирическая зависимость объемов коллизионного и мантийного магматизма в фанерозое, рассчитанная Н.Л. Добрецовым [2005, 2010], где, во-первых, было выделено пять (!) эпох мантийного магматизма и, во-вторых, временная разница между вступлениями глобальных эпизодов этого мантийного магматизма составляет 100—120 млн лет. Также можно видеть, что четыре минимума из пяти на зависимостях  $\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  соответствуют пикам мантийного магматизма, выделенных Н.Л. Добрецовым, и только один (161 млн лет) не находит отражения на эмпирической за-

висимости мантийного магматизма (см. рис. 4), но, как видно из табл. 2, этому интервалу соответствуют такие крупные магматические события, имеющие мантийные источники, как события Парана-Етендека в Южной Америке и Африке (134 млн лет), хр. Шатского (145 млн лет), Каро-Феррар в Африке и Антарктиде (183 млн лет); в это же время произошли распад Гондваны и раскрытие Атлантики. В табл. 2 указаны также крупные магматические события, имеющие мантийные источники, и для других временных интервалов уменьшения величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в фанерозойских водах Мирового океана.

Сопоставление временных зависимостей  $\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и частоты инверсий, имеющих различную генетическую природу, показывает: 1) на обеих функциях существует по пять локальных минимумов (см. рис. 4, б); 2) временная разница между минимумами (длительность периодов) на обеих функциях близка (см. табл. 2); 3) минимумы на зависимости  $\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  предворяются минимумами на зависимости частоты инверсий (см. рис. 4, б, табл. 2), причем время задержки меняется от 12 в ордовике до 38 млн лет в мелу (см. табл. 2).

Временная разница между минимумами на этих двух модельных зависимостях (именно двух) практически для всех интервалов около 100 млн лет (от 96 до 110; точность выделения пиков на модельных зависимостях составляет  $\pm 5$  млн лет). Исключением является пермско-каменноугольный интервал; для частоты инверсий временная разница между минимумами 362.5 и 296.5 составляет 66 млн лет, для  $\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  — между минимумами 342.5 и 264.5 — 78 млн лет. Отметим опять-таки сходное поведение этих двух глобальных характеристик, имеющих различную природу. Следует отметить еще один факт, следующий из анализа табл. 2 и рис. 4, б — это сдвиг во времени минимумов модельного ряда  $\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  относительно минимумов модельного ряда частоты инверсий. В среднем—позднем ордовике, турне—визе, перми, ранней—средней юре, позднем мелу—палеогене эта разница составляла 12, 20, 32, 39 и 38 млн лет соответственно.

Совместный анализ двух вышеописанных временных рядов, показал, что этапы усиления тектономагматического режима на поверхности Земли (см. табл. 2, рис. 4, в), вызывающие уменьшение величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в водах фанерозойских океанов, предворяются периодами спокойного стояния геомагнитного поля, когда инверсии редки или их нет вовсе на протяжении первых десятков миллионов лет. Время задержки проявления экстремумов на зависимости величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  по отношению к началу периодов спокойной стояния геомагнитного поля составляет от 12 до 39 млн лет.

Схематически это можно описать следующим образом — зарождение и «отрыв» плюма от границы ядро—мантия фиксируется началом длительного интервала монополярного геомагнитного поля (суперхрон), а «приход» плюма в верхние оболочки Земли (литосфера) фиксируется пониженной величиной  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в водах фанерозойских океанов. Сходный вывод был сделан автором настоящего сообщения более 10 лет тому назад [Диденко, 1998]. Геодинамо переходит в редко- или безынверсионный режим после того, как произошел интенсивный отток тепла и легкой фракции с границы ядро—мантия, наблюдаются длительные периоды существования геомагнитного поля одного знака (до определенного предела, после которого наступает инверсионный режим) — суперхроны [Larson, Olson, 1991; Courtillot, Olson, 2007; Добрецов, 2010].

О существовании временного «шифта» в первые десятки миллионов лет между проявлениями суперхронов и плюмов пишут В. Куртьё и П. Олсон, но они в своей работе полагают, что именно зарождение (отрыв) плюма на границе ядро—мантия вызывает переход геомагнитного поля в инверсионный режим [Courtillot, Olson, 2007].

На рис. 4 стрелками и в табл. 2 отмечены границы известных гиперхронов, где отчетливо видно, что завершение гиперхронов (штриховые стрелки) приходится на минимумы зависимости  $\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , тогда как начало гиперхронов (сплошные стрелки) приходится на максимумы этой зависимости. Если интерпретировать обнаруженные в настоящей работе корреляционные связи между поведением стронция в морской воде и частотой инверсий в рамках модели [Courtillot, Olson, 2007], то следует предположить практически «мгновенную» передачу энергии с границы ядро—мантия, где в слое  $D''$  генерируются плюмы, в литосферу. Более предпочтительна, согласно полученным в настоящей работе данным, модель, связывающая само появление гиперхронов с образованием плюмов на границе ядро—мантия в слое  $D''$  [Добрецов, 2010]. На рис. 4 и по данным табл. 2 хорошо видно, что как в случае трех известных гиперхронов, так и двух других периодов резкого снижения частоты инверсий между их началом и самой низкой величиной  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в морской воде имеется, о чем уже указывалось выше, временной «шифт», т.е. между образованием плюма на границе ядро—мантия и связанным с ним началом гиперхрона, с одной стороны, и магматизмом, имеющим мантийные источники, на поверхности Земли, с другой, проходят первые десятки миллионов лет. Если скорость подъема плюма рассчитывать по положению минимумов на модельных зависимостях частоты инверсий и  $\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (понятно, это не начало гиперхронов и не начало поступления мантийных продуктов в морские воды, но те характерные точки, по которым можно рассчитать скорость), то мы получим оценки от 7 до 25 см/год, что весьма близко

наблюдаемым горизонтальным скоростям перемещения литосферных плит и оценкам скоростей внутримантйной конвекции и подъема плюмов [Добрецов, 2010; Трубицын, 2010; и др.].

## ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Совместный анализ изменения частоты геомагнитных инверсий, величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в морских карбонатных осадках в фанерозое показал существование определенной связи между этими характеристиками:

1) оба временных ряда имеют по пять локальных минимумов, временная разница между которыми (длительность периодов) близка;

2) минимумы на зависимости  $\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  предваряются минимумами на зависимости частоты инверсий, время задержки между соответствующими локальными минимумами двух рядов меняется от 12 в ордовике до 38 млн лет в мелу;

3) скорость передачи энергии процессов, протекающих на границе ядро—мантия в слое D'' и определяющих геологическую жизнь планеты, составляла в фанерозое от 7 до 25 см/год, что весьма близко наблюдаемым горизонтальным скоростям перемещения литосферных плит и оценкам скоростей внутримантйной конвекции.

Автор благодарит Н.Л. Добрецова и Д.М. Печерского за предоставленные материалы и обсуждения по данной проблеме. Работа выполнена в рамках интеграционной программы ОНЗ РАН «Строение и формирование основных геологических структур подвижных поясов и платформ» (проект № 09-1-ОНЗ-10 ДВО РАН) и при финансовой поддержке РФФИ (грант 09-05-00223а).

## ЛИТЕРАТУРА

**Главные компоненты** временных рядов: метод «Гусеница» / Под ред. Д.Л. Данилова и А.А. Жиглявского. СПб., Изд-во Санкт-Петерб. ун-та, 1997, 320 с.

**Диденко А.Н.** Стомиллионлетние вариации в палеозое и о связи процессов в ядре и литосфере // Физика Земли, 1998, № 5, с. 3—10.

**Диденко А.Н.** Связь вариаций  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  морской воды и частоты геомагнитных инверсий в фанерозое // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту), вып. 8, Иркутск, ИЗК СО РАН, 2010, т. 1, с. 90—91.

**Добрецов Н.Л.** Крупнейшие магматические провинции Азии (250 млн лет): сибирские и эмейшаньские траппы (платобазальты) и ассоциирующие гранитоиды // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 870—890.

**Добрецов Н.Л.** Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (6), с. 761—784.

**Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Н., Кирдяшкин А.А.** Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, 408 с.

**Любушин А.А.** Анализ данных систем геофизического и экологического мониторинга. М., Наука, 2007, 228 с.

**Молостовский Э.А., Печерский Д.М., Фролов И.Ю.** Магнитостратиграфическая шкала фанерозоя и ее описание // Физика Земли, 2007, № 10, с. 15—23.

**Петрова Г.Н.** Иерархия характерных времен изменений геомагнитного поля // Докл. АН СССР, 1989, т. 308, с. 1346—1350.

**Печерский Д.М., Любушин А.А., Шаронова З.В.** О синхронности событий в ядре и на поверхности Земли: изменения в органическом мире и полярности геомагнитного поля в фанерозое // Физика Земли, 2010, № 7, с. 64—74.

**Стратиграфический кодекс** России. Издание третье. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2006, 96 с.

**Трубицын В.П.** Термохимическая конвекция в мантии с рециркуляцией океанической коры // Физика Земли, 2010, № 11, с. 14—22.

**Фоп Г.** Основы изотопной геологии. М., Мир, 1989, 590 с.

**AutoSignal** — pioneering automated signal analysis and advanced filtering Users Guide. 2003, 479 p. <http://www.seasolve.com>.

**Burke W.H., Denison R.E., Hetherington E.A., Koepnik R.B., Nelson H.F., Otto J.B.** Variation of seawater  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  throughout Phanerozoic time // Geology, 1982, v. 10, p. 516—519.

**Courtillot V., Olson P.** Mantle plumes link magnetic superchrons to Phanerozoic mass depletion events // Earth Planet. Sci. Lett., 2007, v. 260, p. 495—504.

**Ernst R.E., Buchan K.L.** Large mafic magmatic events through time and links to mantle plume-heads // Mantle plumes: their identification through time, Geological Society of America Special Paper 352 / Eds. R.E. Ernst, K.L. Buchan. 2001. <http://www.geosociety.org/pubs/>

**Glatzmaier G.A., Coe R.S., Hongre L., Roberts P.H.** The role of the Earth's mantle in controlling the frequency of geomagnetic reversals // Nature, 1999, v. 401, p. 885—890.

**Golyandina N., Nekrutkin V., Zhigljavsky A.** Analysis of time series structure: SSA and related techniques. Chapman & Hall/CRC Monographs on Statistics & Applied Probability, 2001, 320 p.

**Gradstein F.M., Ogg J., van Kranendok M.** On the geological time scale // News Letters on Stratigraphy, 2008, v. 43/1, p. 5—13.

**Larson R.L., Olson P.** Mantle plumes control magnetic reversal frequency // Earth Planet. Sci. Lett., 1991, v. 107, № 3/4, p. 437—447.

**Lugowski A., Ogg J., Gradstein F.M.** Time Scale Creator 4.2.5. 2010. <http://www.tscreator.org>.

**Pavlov V., Gallet Y.** A third superchron during the Early Paleozoic // Episodes, 2005, v. 28, p. 1—7.

**Prokoph A., Shields G.A., Veizer J.** Compilation and time-series analysis of a marine carbonate  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $\delta^{34}\text{S}$  database through Earth history // Earth Sci. Rev., 2008, v. 87, p. 113—133.

**Roberts Paul H., Glatzmaier Gary A.** Geodynamo theory and simulations // Rev. Modern Physics, 2000, v. 72, № 4, p. 1011—1023.

**Takahashi F., Matsushima M., Honkura Y.** Simulations of a quasi-Taylor state geomagnetic field including polarity reversals on the Earth Simulator // Science, 2005, v. 309, p. 459—461.

**Veizer J., Ala D., Azmy K., Bruckschen P., Buhl D., Bruhn F., Carden G.A.F., Diener A., Ebner S., Godderis Y., Jasper T., Korte C., Pawellek F., Podlaha O.G., Strauss H.**  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  evolution of Phanerozoic seawater // Chem. Geol., 1999, v. 161, p. 59—88.

*Поступила в редакцию  
18 апреля 2011 г.*