

К ВОПРОСУ О ГРАНИЦАХ ПРИМЕНИМОСТИ ПАРАМЕТРА D_{V_2} ПРИ ИЗУЧЕНИИ ВАРИАЦИЙ ДРЕВНЕГО ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

© 2024 г. Д. А. Ушаков¹, *, В. Э. Павлов¹

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

*E-mail: ushakov.da18@physics.msu.ru

Поступила в редакцию 18.06.2023 г.

После доработки 25.07.2023 г.

Принята к публикации 25.07.2023 г.

Для описания вековых геомагнитных вариаций на геологических масштабах времени в последние десятилетия широко используются статистические модели, наиболее популярной из которых в настоящее время является модель ТК03 [Таухе, Кент, 2004]. Эта модель (как и другие статистические модели) позволяет численно охарактеризовать амплитуду вековых геомагнитных вариаций и форму распределения палеомагнитных направлений, рассматриваемых как прямо отражающих направления геомагнитного поля рассматриваемого интервала геологического времени. Для этого используется три основных параметра: разброс виртуальных геомагнитных полюсов S_b (или S), вытянутость распределения палеомагнитных направлений E и направление вытянутости распределения палеомагнитных направлений D_{V_2} . Корректное использование этих параметров для описания древних вековых вариаций требует соблюдения некоторых, иногда довольно жестких условий. Эти условия были рассмотрены в ряде предшествующих публикаций применительно к параметрам S_b и E , в то же время границы и условия применимости параметра D_{V_2} до настоящего времени не были подробно изучены. В настоящей статье представлены результаты математического моделирования, которые позволяют оценить устойчивость расчетных значений этого параметра в зависимости от широты отбора, числа использованных для его определения образцов, длины временного ряда, по которому определяется этот параметр, а также от занижения наклона и степени осреднения, если D_{V_2} определяется в осадочных породах. Также рассмотрено, в какой степени параметр D_{V_2} может быть чувствительным к присутствию в суммарном геомагнитном поле экваториальной дипольной составляющей и к ее характеристикам.

Ключевые слова: геомагнитное поле, палеомагнетизм, палеовековые вариации, статистическая модель, математическое моделирование.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724020099>, EDN: BJOYWY

ВВЕДЕНИЕ

Древние вековые вариации (PSV) – одно из важнейших свойств геомагнитного поля, по которым можно изучать его эволюцию на протяжении существования нашей планеты. Для описания вековых вариаций на геологических масштабах времени в последние десятилетия широко используются статистические модели, наиболее популярной из которых в настоящее время является модель ТК03 [Таухе, Кент, 2004]. Эта модель (как и другие статистические модели) позволяет численно охарактеризовать амплитуду вековых геомагнитных вариаций и форму распределения палеомагнитных

направлений, рассматриваемых как прямо отражающих направления геомагнитного поля рассматриваемого интервала геологического времени. Для этого используется три основные параметра: разброс виртуальных геомагнитных полюсов S_b (или S), вытянутость распределения палеомагнитных направлений E и направление вытянутости распределения палеомагнитных направлений D_{V_2} . Корректное использование этих параметров требует соблюдения некоторых, иногда довольно жестких условий (таких как независимость используемых палеомагнитных направлений, их количество и др.). Эти условия были рассмотрены в ряде работ применительно

к параметрам S_b и E [Tauxe, Kent, 2004; Tauxe et al., 2008; Biggin et al., 2008; Deenen et al., 2011; Doubrovine et al., 2019; Павлов и др., 2022; и др.].

С другой стороны, нам неизвестны работы, где были бы изучены границы и условия применимости параметра D_{V_2} , при том, что последний может оказаться очень полезен при решении, как минимум, двух очень важных задач, а именно: при оценке геомагнитной природы палеомагнитной записи в природных объектах (см., напр., [Tauxe, Kodama, 2009]) и при оценке степени дипольности геомагнитного поля.

Более того, представляется, что при применении метода E/I , широко используемого в настоящее время для учета занижения наклона в осадочных породах, также, вероятно, следует принимать во внимание направление вытянутости скорректированного распределения палеомагнитных направлений D_{V_2} . Из обоснования метода в работе [Tauxe, Kent, 2004] следует, что параметр D_{V_2} такого распределения должен совпадать или быть близок к склонению среднего направления скорректированной совокупности палеомагнитных векторов. Однако степень устойчивости значений этого параметра *a priori* неясна и должна быть изучена.

В настоящей статье при обсуждении устойчивости параметра D_{V_2} , границ и условий его применимости мы изучим с помощью математического моделирования зависимости устойчивости расчетных значений этого параметра от широты отбора, числа использованных для его определения образцов, длины временного ряда, по которому определяется этот параметр, а также от занижения наклона и степени осреднения, если D_{V_2} определяется в осадочных породах. Последние два эффекта (занижение наклона и осреднение) являются, вероятно, одними из наиболее сильных источников искажения при фиксации геомагнитного сигнала в палеомагнитной записи осадочных пород.

В связи с публикацией ряда исследований, допускающих существенный вклад экваториального диполя в геомагнитное поле некоторых древних эпох (палеозой – [Храмов, 2007; Храмов, Иосифиди, 2011]; неопротерозой-венд – [Шацилло и др., 2020]), интересно рассмотреть влияние экваториального диполя на форму распределения палеомагнитных направлений, в частности, на параметр D_{V_2} . В настоящей работе мы попытаемся выяснить в какой мере наличие экваториального диполя может повлиять

на значение D_{V_2} и определить насколько этот параметр может быть чувствительным к присутствию в суммарном геомагнитном поле экваториальной дипольной составляющей.

МЕТОД

Для расчета величины вытянутости распределения палеомагнитных направлений E и направления этой вытянутости составляют ориентационную матрицу T :

$$T = \begin{pmatrix} \sum x_i^2 & \sum x_i y_i & \sum x_i z_i \\ \sum y_i x_i & \sum y_i^2 & \sum y_i z_i \\ \sum z_i x_i & \sum z_i y_i & \sum z_i^2 \end{pmatrix},$$

где x_i , y_i и z_i – проекции единичного вектора, отвечающего i -му направлению в рассматриваемом распределении палеомагнитных направлений на оси X (север), Y (восток) и Z (вниз).

Затем определяют собственные значения этой матрицы τ_1 , τ_2 , τ_3 ($\tau_1 > \tau_2 > \tau_3$) и соответствующие им собственные векторы V_1 , V_2 , V_3 . По этим данным определяют величину вытянутости $E = \tau_2 / \tau_3$. При этом направление вытянутости D_{V_2} определяется как склонение вектора V_2 [Tauxe, Kent, 2004].

В качестве меры устойчивости параметра D_{V_2} в данной работе мы использовали величину доверительного интервала, внутри которого с 95%-й вероятностью попадает величина этого параметра, определенная по единичной коллекции палеомагнитных образцов, удовлетворяющей заданным условиям (например, фиксированной широте отбора, фиксированному числу образцов и т.п.).

Оценка устойчивости параметра D_{V_2} в зависимости от широты

Для оценки устойчивости этого параметра в зависимости от широты (палеошироты), на которой производится палеомагнитная запись геомагнитного сигнала, нами было выполнено моделирование по следующему алгоритму.

Для широт с интервалом 5° от экватора до 90° , используя модель ТК03, 1000 раз генерировались совокупности из 1000 палеомагнитных направлений. Для каждой совокупности рассчитывался параметр D_{V_2} . Для полученного ряда из 1000 значений D_{V_2} вычислялось среднее значение \bar{D}_{V_2} , после чего ряд ранжировался по величине и вычислялись верхние и нижние границы интервала, куда попадали 95% всех полученных

значений D_{V_2} . Полученные границы рассматривались как 95%-е доверительные интервалы для истинного среднего. В качестве графической иллюстрации устойчивости параметра использовались гистограммы его распределения.

**Оценка устойчивости параметра D_{V_2}
в зависимости от числа используемых
образцов и от занижения наклона**

Для оценки зависимости устойчивости D_{V_2} от числа используемых палеомагнитных направлений (палеомагнитных образцов) для широты 30° , выбранной как представительной на основе результатов предшествующего моделирования (описание см. ниже), выполнялась следующая процедура.

Согласно модели ТК03 по тысяче раз генерировались совокупности палеомагнитных направлений для числа образцов (палеомагнитных направлений) равного 100, 200, 500 и 1000. Для каждой выборки определялось значение D_{V_2} , полученные ряды ранжировались и, так же, как и ранее, для них определялись 95%-е доверительные интервалы и строились гистограммы.

Аналогичным образом оценивалась зависимость устойчивости D_{V_2} от занижения наклона в случае изучения PSV по осадочным породам. Напомним, что занижение наклона при палеомагнитной записи геомагнитного поля довольно часто встречается в осадочных породах, при этом наклонение, записанное в палеомагнитной записи — I_0 , связано с наклонением геомагнитного поля I_f следующим соотношением:

$$\operatorname{tg} I_0 = f \operatorname{tg} I_f,$$

где f — коэффициент занижения наклона, принимающий значения от 0 до 1 [King, 1955].

Для изучения связи устойчивости параметра D_{V_2} с занижением наклона для каждого коэффициента занижения наклона $1 < f < 0$ с интервалом 0.1 для широты 30° тысячу раз генерировались совокупности из 1000 образцов (палеомагнитных направлений).

**Оценка устойчивости параметра D_{V_2}
в зависимости от степени усреднения
палеомагнитного сигнала
и от длины интервала отбора**

Если в предыдущих случаях для анализа генерировались статистически независимые (нескоррелированные) палеомагнитные направления, то для изучения зависимости значений D_{V_2}

от степени усреднения палеомагнитного сигнала и от длины интервала отбора (предполагается, что исследуемые коллекции берутся из более или менее непрерывно накапливающихся разрезов) необходимо в качестве исходной (т.е. не искаженной усреднением) палеомагнитной записи использовать ее имитацию, учитывающую скоррелированность временной последовательности элементов геомагнитного поля, зафиксированных в палеомагнитной записи исследуемых пород. Такую возможность предоставляет метод, предложенный А.В. Хохловым [Хохлов, 2012] и реализованный им же в программе Geant Gaussian Process (<http://paleomag-ifz.ru/ru/soft/geant-gaussian-process>).

Для изучения зависимости D_{V_2} от степени усреднения с помощью этой программы для широты 30° 1000 раз с шагом 50 лет были сгенерированы временные ряды палеомагнитных направлений (единичных векторов), каждый длиной 100 000 (250 000, 500 000, 1 000 000) лет. Каждый из полученных рядов был затем усреднен в последовательных блоках, включавших 4 (10, 20, 40) последовательных точек. В результате было получено 1000 рядов, каждый включающий в себя 500 средних по 4 (10, 20, 40) последовательным исходным векторам (палеомагнитным направлениям). Для полученных рядов средних векторов рассчитывались значения D_{V_2} , строилось распределение полученных величин D_{V_2} , определялось их среднее значение и доверительный 95%-й интервал. В результате эти данные были получены для величин усреднения сигнала, соответствующим временным интервалам 200, 500, 1000 и 2000 лет. Первый временной интервал соответствует времени накопления слоя мощностью 2 см (примерно равной высоте стандартного палеомагнитного образца) при скорости осадконакопления порядка 100 м за 1 млн лет, последний — времени накопления слоя такой же мощности при скорости осадконакопления 10 м за 1 млн лет.

Аналогичный подход использовался для изучения зависимости D_{V_2} от длины интервала отбора, однако в данном случае 1000 раз генерировались ряды по 200 и 500 образцов (палеомагнитных направлений), имевшие длину 2000, 10 000, 25 000, 50 000, 100 000, 200 000 и 500 000 лет.

Оценка влияния экваториального диполя на форму распределения палеомагнитных направлений, в частности, на параметр D_{V_2}

Для оценки этого влияния нами выполнено моделирование аналогичное моделированию, сделанному при оценке зависимости D_{V_2} от широт, но, в отличие от модели ТК03, с ненулевым средним экваториального диполя h_1^1 , составлявшего 5, 10, 30, 50, 100 и 500% от осевого диполя (в той же пропорции для экваториального диполя задавалось и стандартное отклонение). Также, как и раньше, для этого 1000 раз нами генерировались распределения из 1000 палеомагнитных направлений.

Дополнительно тем же способом было оценено влияние недипольных компонент на D_{V_2} при смене осей осевого и экваториального диполей, а также влияние дисперсии экваториального диполя на форму распределения палеомагнитных направлений. В последнем случае модель ТК03 модифицировалась таким образом, что при сохранении нулевого среднего экваториального диполя h_1^1 его стандартное отклонение составляло 20, 30, 40, 60, 70, 80, 100, 200, 300, 475, 480 и 500% от стандартного отклонения осевого диполя.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Зависимость устойчивости параметра D_{V_2} от широты

Характер этой зависимости иллюстрируется гистограммами, приведенными на рис. 1. Как видно из этих гистограмм значения параметра D_{V_2} довольно устойчивы в интервале широт от 10 до 50°: вероятность того, что у случайно взятой выборки эти значения попадут в интервал 170–180° практически всегда не менее 75–80%, а в интервале 150–210° близка к единице. Это означает, что направление вытянутости распределения палеомагнитных направлений, по крайней мере в указанном интервале широт можно использовать как критерий соответствия этих направлений модели ТК03. При более высоких широтах гистограммы “расползаются”, иллюстрируя быстрое нарастание неопределенности, при определении параметра D_{V_2} и, соответственно, резкое уменьшение его полезности для сопоставления с моделью. Это связано, очевидно, с уменьшением вытянутости распределений модельных палеомагнитных направлений при увеличении широты.

Несколько парадоксальным кажется увеличение неопределенности определения этого

параметра в приэкваториальных широтах меньших ~5° и к “растаскиванию” его значений к 90 и 270°. Очевидно, это связано не с уменьшением степени вытянутости распределения палеомагнитных направлений, как в случае приполярных широт, а с тем, что наклонение вектора V_2 становится близким к вертикальному. Последнее влечет за собой увеличение неопределенности значений его склонения и резкое нарастание влияния на него экваториальных составляющих поля.

Неопределенность определения параметра D_{V_2} вблизи экватора, впрочем, легко компенсировать использованием склонения вектора V_3 , которое остается (с поправкой 90°) отличным индикатором направления вытянутости распределения палеомагнитных направлений в интервале широт от 0 до 50° (см. рис. 2).

Зависимость устойчивости параметра D_{V_2} от числа образцов (палеомагнитных направлений)

Эта зависимость показана на рис. 3. Как видно из рисунка, 90 и 95%-е доверительные интервалы быстро уменьшаются при увеличении размера коллекции от 100 до 200 образцов, оставаясь, при этом, достаточно большими (40–50°). При дальнейшем увеличении размера коллекции до 400 образцов доверительные интервалы сужаются до ~30° и становятся относительно малыми (~20°), когда число образцов приближается к 600. При дальнейшем наращивании коллекции, доверительный интервал уменьшается медленно (рис. 3). Таким образом, выполненное моделирование показывает, что для более или менее уверенного определения параметра D_{V_2} необходимы коллекции, содержащие порядка 500 и более образцов.

Зависимость устойчивости параметра D_{V_2} от занижения наклона

Данное моделирование имеет отношение к исследованию осадочных пород, в которых достаточно часто наблюдается эффект занижения наклона, приводящий, в частности, к деформации формы исходного распределения палеомагнитных направлений и, таким образом, к искажению исходного геомагнитного сигнала. Из рис. 4 видно, что доверительный интервал определения параметра D_{V_2} довольно быстро увеличивается при занижении наклона и уже при коэффициенте

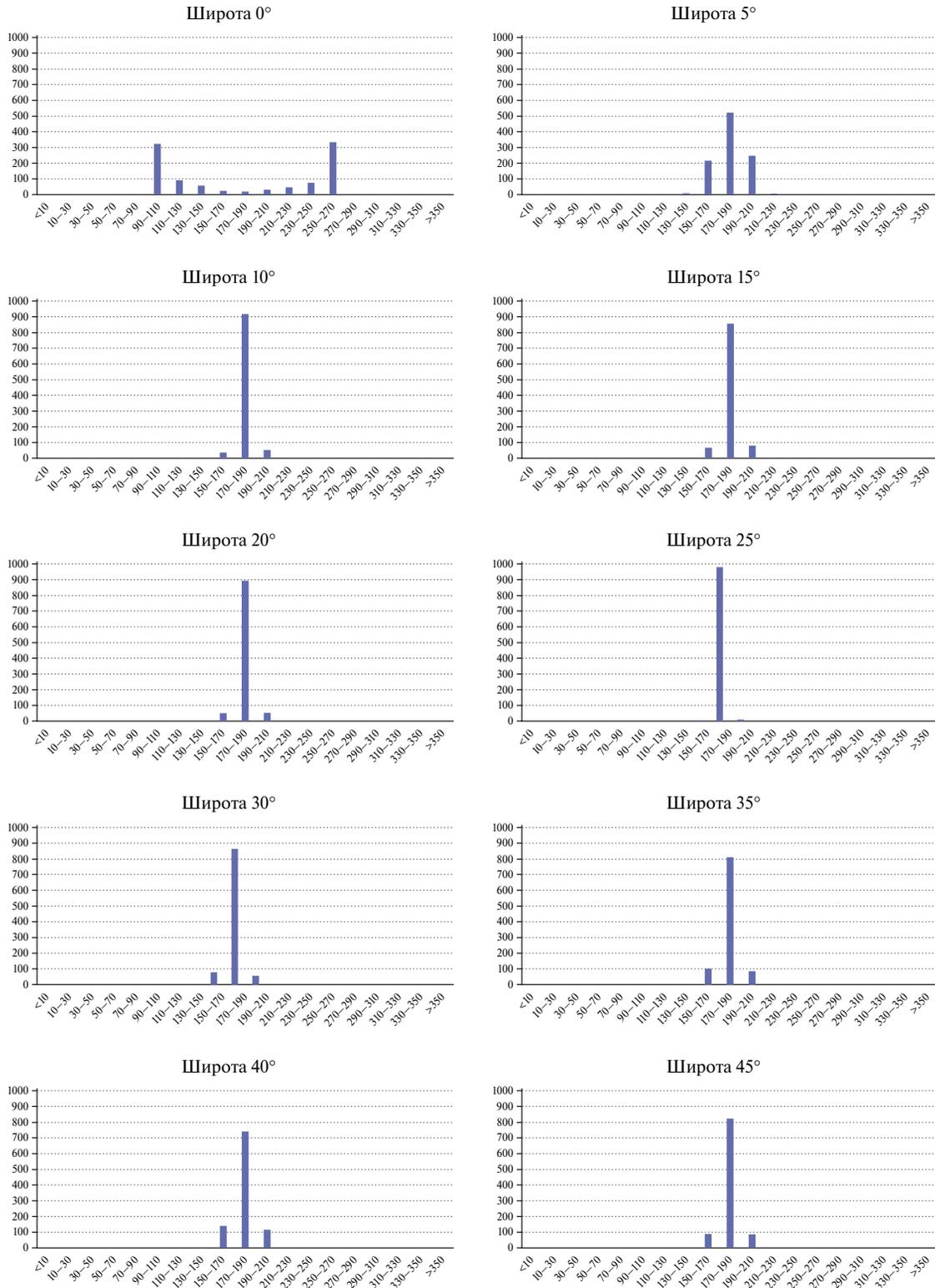


Рис. 1 (начало)

занижения наклона $f = 0.7$ ширина интервала приближается к 180° . Это значит, что определение параметра D_{V_2} в осадочных породах, испытавших даже умеренное занижение

наклона может не иметь смысла. В этом случае, можно попытаться скорректировать искаженное распределение с помощью метода E/I [Таухе, Кент, 2004], однако следует

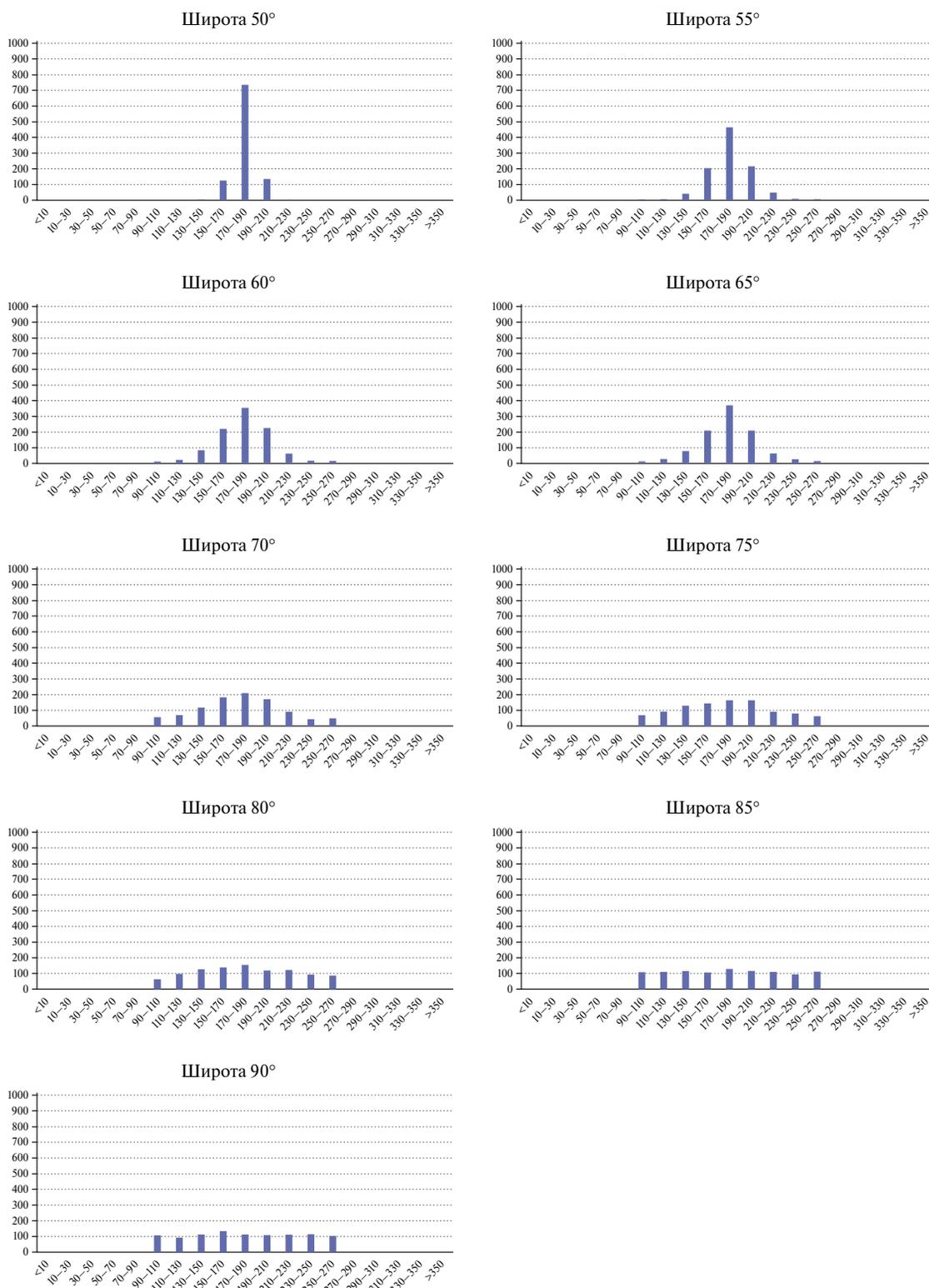


Рис. 1. Зависимость устойчивости параметра D_{V_2} от широты. Гистограммы показывают распределение значений параметра D_{V_2} , рассчитанных по результатам моделирования 1000 совокупностей палеомагнитных направлений, содержащих каждая по 1000 единичных векторов, полученных исходя из модели ТК03. Здесь и далее: по горизонтальной оси гистограмм отложены интервалы склонений в градусах, по вертикальной оси – число попаданий значений рассматриваемого параметра в эти интервалы по результатам 1000 испытаний.

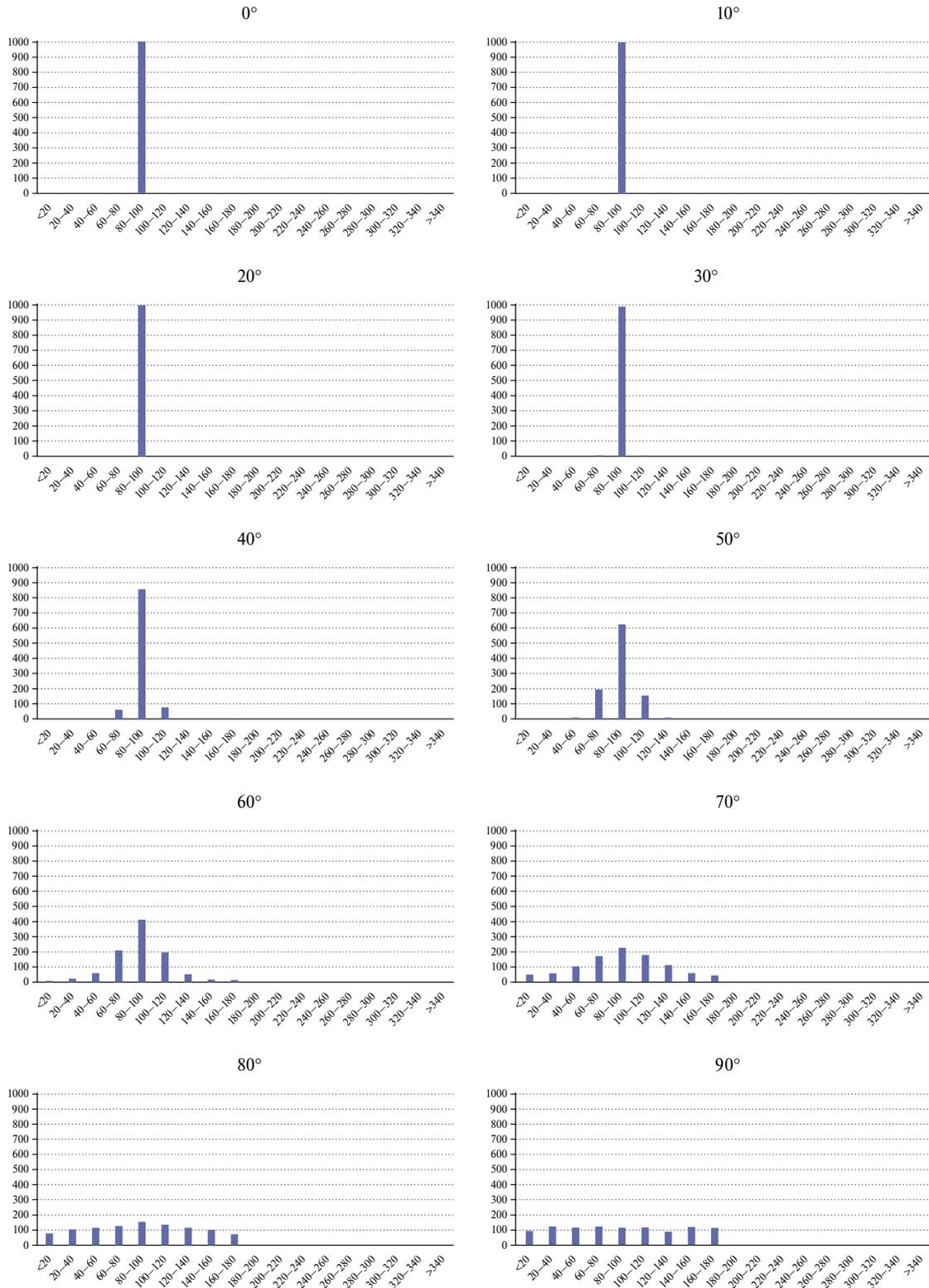


Рис. 2. Распределение склонений вектора V_3 в зависимости от широты по результатам того же моделирования, результаты которого показаны на рис. 1.

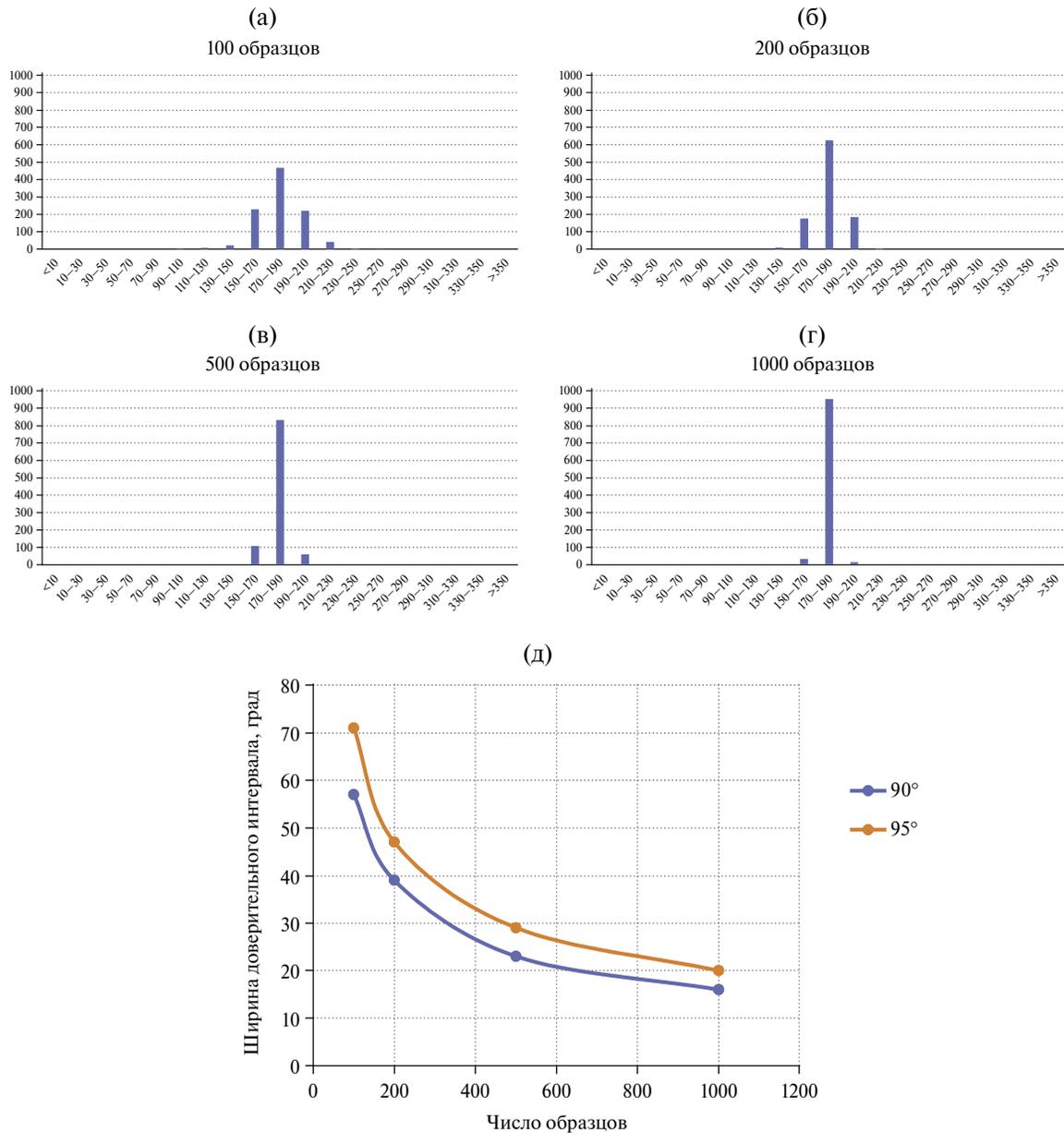


Рис. 3. Зависимость устойчивости параметра D_{V_2} от числа образцов: (а)–(г) – распределение значений параметра D_{V_2} , рассчитанных для широты 30° по результатам моделирования 1000 совокупностей палеомагнитных направлений, содержащих каждая по 100 (а), 200 (б), 500 (в) и 1000 (г) единичных векторов, полученных исходя из модели ТК03; (д) – зависимость ширины 95% (оранжевый) и 90% (синий) доверительных интервалов от числа образцов.

иметь в виду, что доказательством правильной коррекции сигнала должно быть не только отношение E/I , отвечающее модельному, но и значение D_{V_2} , близкое к 180° для не испытавших перемещения тектонических блоков, и к склонению среднего палеомагнитного направления, для блоков, изменивших свое положение относительно меридиана на протяжении своей геологической истории.

Отметим, что нарастание неопределенности определения параметра D_{V_2} при умеренном занижении наклона связано с приближением формы распределения палеомагнитных направлений к круговой. Дальнейшее занижение наклона (в нашем случае от $f = 0.6$ и ниже), приводит к растягиванию распределения палеомагнитных направлений по оси $90-270^\circ$, что и отражается в соответствующих значениях параметра D_{V_2} (см. рис. 4).

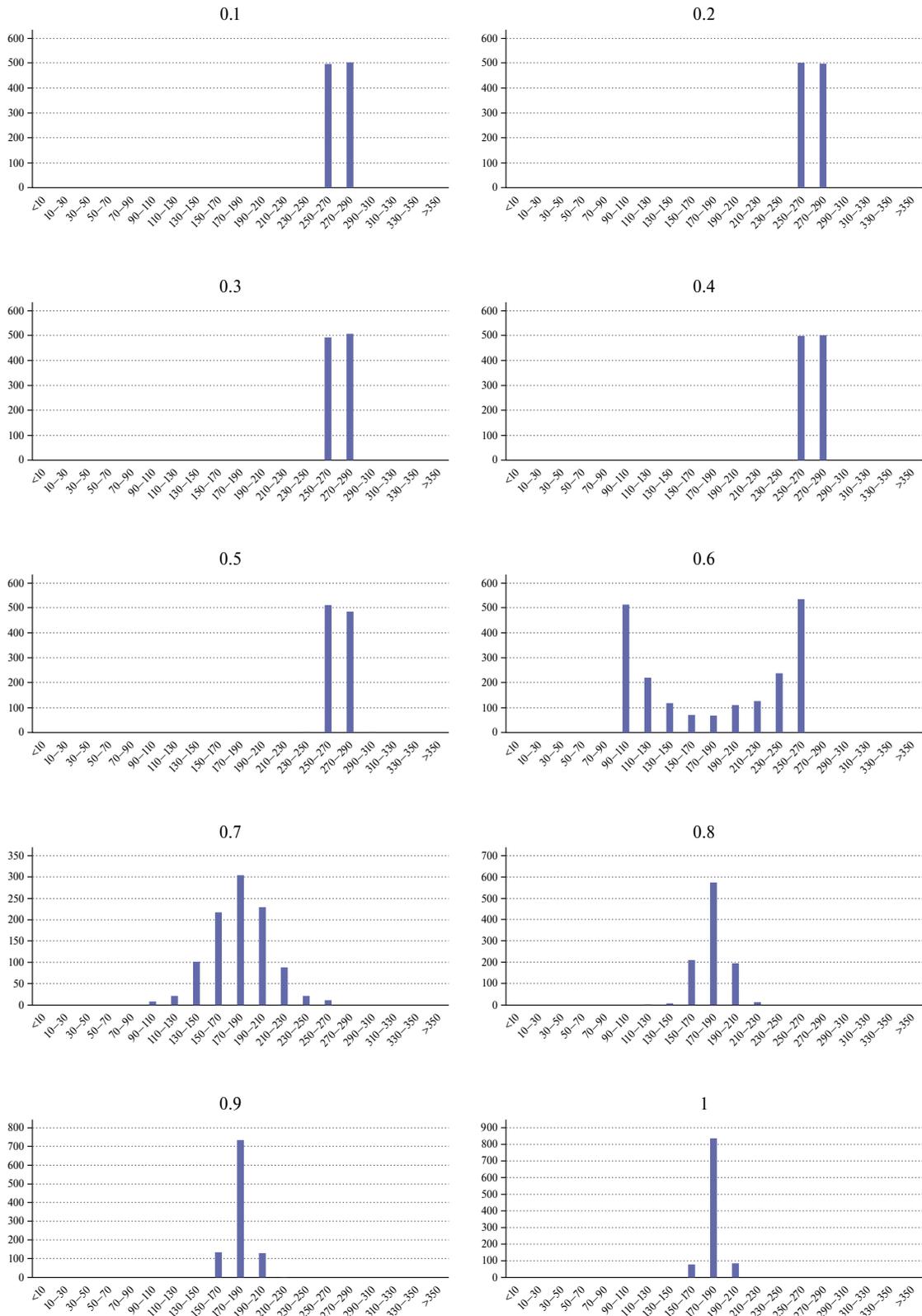


Рис. 4. Зависимость устойчивости параметра D_2 от занижения наклонения. Цифры над гистограммами – соответствующие значения коэффициентов занижения наклонения. Расчеты выполнены для широты 30° .

Зависимость устойчивости параметра D_{V_2} от длины ряда

Как видно из рис. 5 независимо от количества используемых образцов (палеомагнитных направлений) устойчивость этого параметра крайне низка при длине интервала опробования 2000–1000 лет. При увеличении длины этого интервала устойчивость параметра растет (ширина доверительного интервала уменьшается), при длине исследуемого интервала порядка 50 000 лет постепенно начинает стабилизироваться и далее от длин порядка 100 000 лет существенно не изменяется. При этом степень устойчивости (определенности) этого параметра зависит от числа образцов

(см. выше): при числе образцов 500 она заметно выше, чем при числе образцов 200 (рис. 5).

Зависимость устойчивости параметра D_{V_2} от степени усреднения

При усреднении геомагнитного сигнала 95%-й доверительный интервал определения параметра D_{V_2} сужается, соответственно растет его устойчивость (рис. 6). При высоких степенях усреднения (500 лет в одном образце и выше) и при достаточно большой длине ряда (более 100 000 лет, как в нашем случае) длина доверительного интервала стремится к таковой, определенной для случая нескоррелированных палеомагнитных

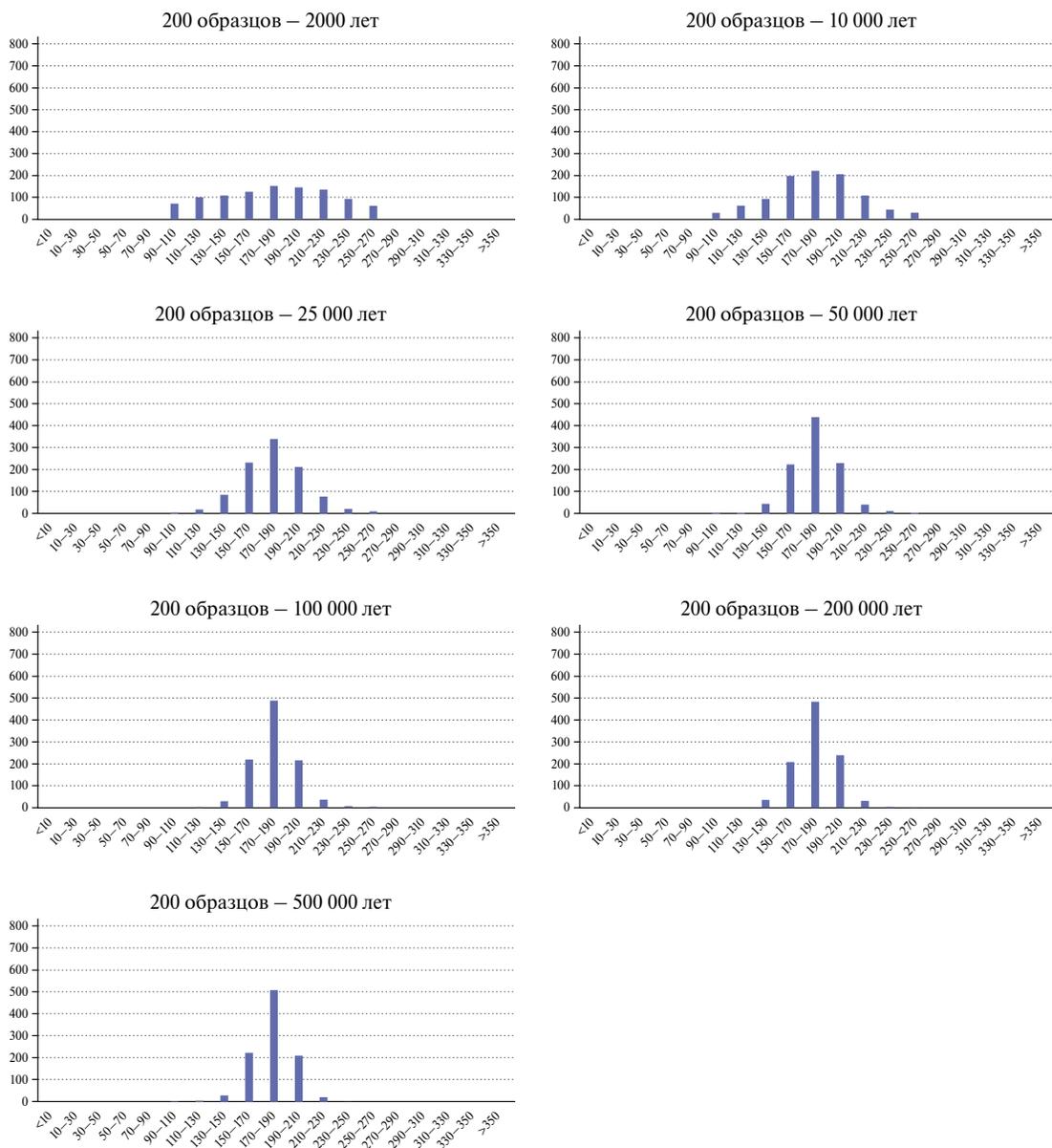


Рис. 5 (начало)

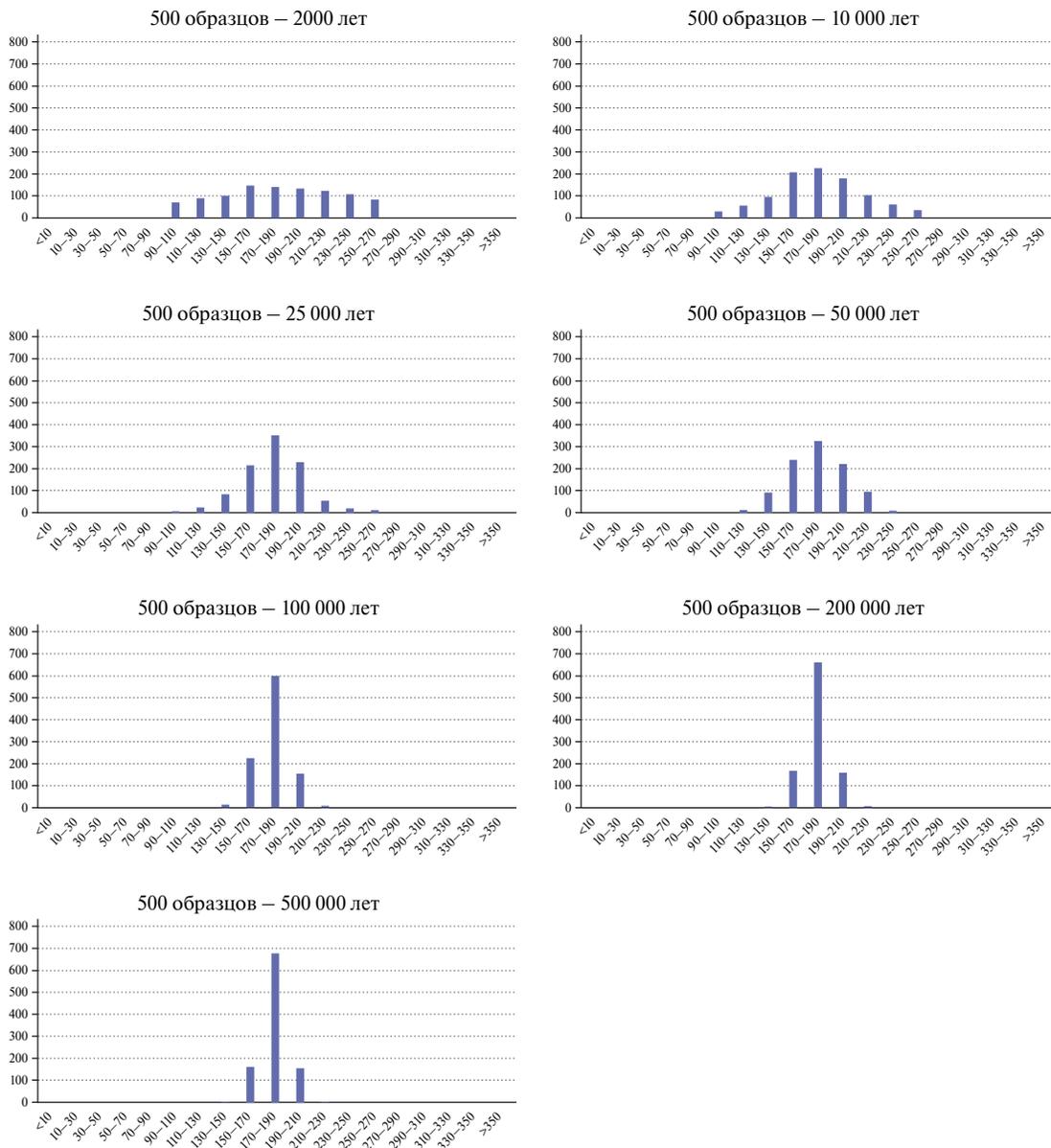


Рис. 5. Зависимость устойчивости параметра D_{V_2} от длины ряда. Над гистограммами показаны количество образцов в рассматриваемом ряду и его длительность. Гистограммы показывают распределение значений параметра D_{V_2} для рядов по 200 и 500 образцов длительностью 2000, 10 000, 25 000, 50 000, 100 000, 200 000 и 500 000 лет по результатам моделирования 1000 совокупностей палеомагнитных направлений для каждой комбинации число образцов – длина ряда. Расчеты выполнены для широты 30° .

направлений ($\sim 30^\circ$ для 500 независимых палеомагнитных направлений, см. рис. 3).

Влияние недипольных компонент на D_{V_2} при смене осей осевого и экваториального диполей

Очевидно, что если полностью исключить влияние недипольных компонент, то при перемене осей осевого и экваториального диполей, в силу соображений симметрии характер распределения палеомагнитных направлений не

изменится – вытянутость распределения будет направлена в сторону большего (в данном случае – экваториального) диполя. При фиксированном положении тектонического блока, на котором изучается распределение палеомагнитных направлений, при смене осевого и экваториального диполей изменится лишь среднее направление вытянутости совокупности направлений – теперь оно будет близко к 90 или 270° . При этом значение параметра D_{V_2} будет близко к величине склонения среднего направления палеомагнитных векторов.

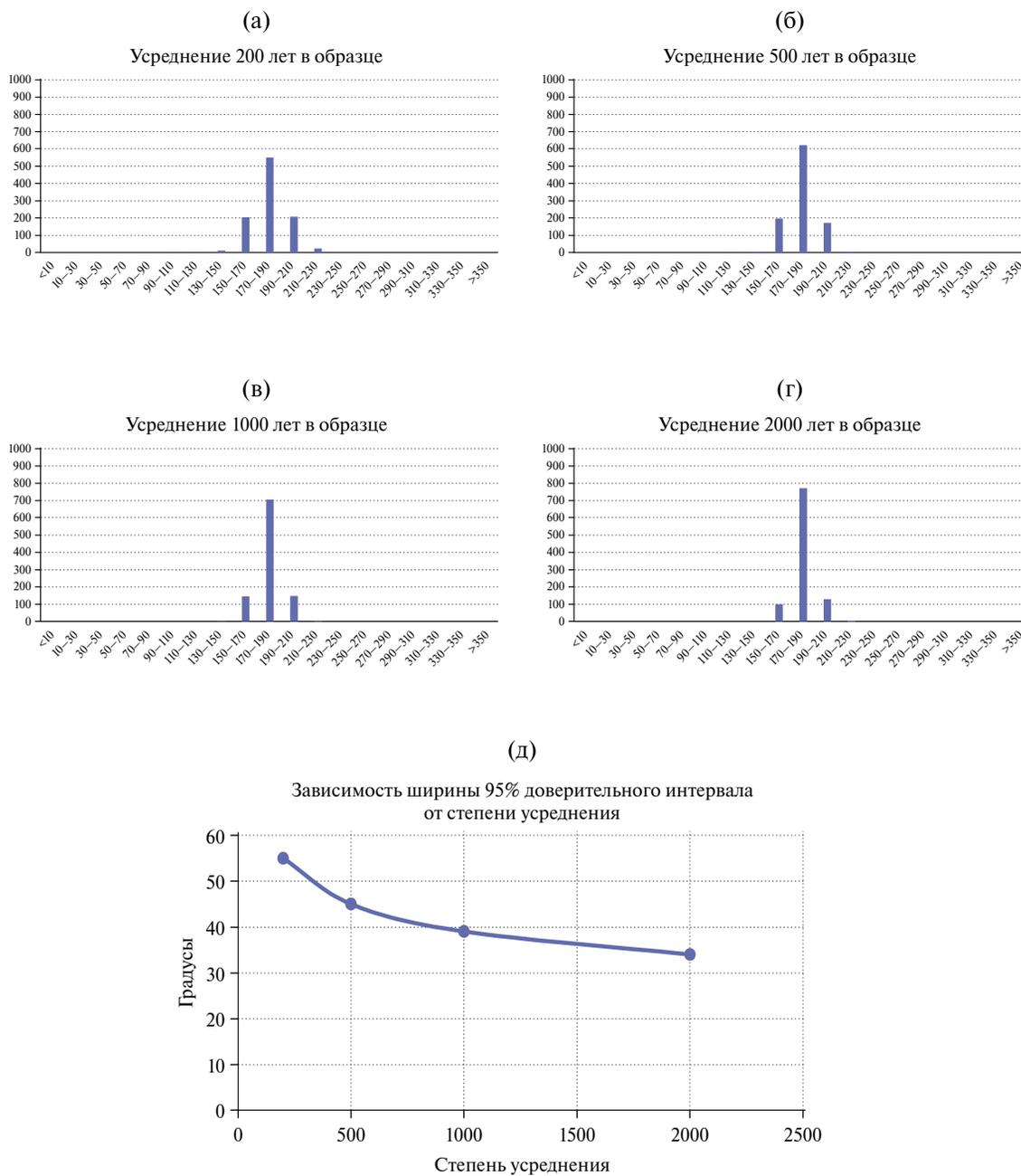


Рис. 6. Зависимость устойчивости параметра D_{V_2} от степени усреднения: (а)–(г) – распределение значений параметра D_{V_2} по результатам моделирования 1000 совокупностей палеомагнитных направлений для степеней усреднения 200, 500, 1000 и 2000 лет в образце; (д) – зависимость ширины 95% доверительного интервала от степени усреднения. Расчеты выполнены для широты 30° .

В результате, при работе с древними разрезами, относящимися к тектоническим блокам, чья ориентация относительно меридиана во время формирования этих разрезов неизвестна, по форме распределения палеомагнитных направлений нельзя будет определить, какой диполь – осевой или экваториальный, – вносил основной вклад в геомагнитное поле этого времени. Таким образом, растянутость распределения палеомагнитных

направлений по склонению вряд ли может быть использована как довод в пользу преобладания экваториального диполя, как это можно было бы ожидать, исходя из данных, приведенных в работе [Шацилло и др., 2019].

Интуитивно кажется, что вклад недипольных членов, вследствие их относительной малости, не должен привести к каким-либо изменениям

относительно чисто дипольного случая. Однако выполненное моделирование показывает, что это не так. На рис. 7 видно, что смена осей аксиального и экваториального диполей при сохранении неизменным вклада недипольных компонент приводит к тому, что направление вытянутости D_{V_2} начинает резко отличаться от среднего направления распределения: в то время как средние склонения модельных распределений лежат вблизи 90° , направление вытянутости этих распределений всегда характеризуются склонениями, близкими к 180° .

Следовательно, вытянутое по склонению распределение палеомагнитных направлений в древних разрезах может отражать существенный вклад в суммарное поле экваториального диполя при условии сохранения распределения недипольных источников близким к таковому, предусмотренному моделью ТК03.

Влияние дисперсии экваториального диполя на форму распределения палеомагнитных направлений

В модели ТК03 величина стандартного отклонения экваториального диполя составляет 30% от такового для аксиального диполя. При этом склонение среднего направления распределения палеомагнитных направлений всегда близко к нулю, а ось вытянутости распределения D_{V_2} более чем в 70% случаев лежит в интервале $170-190^\circ$ ($350-10^\circ$). При уменьшении величины разброса экваториального диполя доверительный интервал для значений D_{V_2} сужается: при величине стандартного отклонения экваториального диполя в 20%, склонение D_{V_2} попадает в интервал $170-190^\circ$ ($350-10^\circ$) почти в 90% случаев.

При увеличении дисперсии экваториального диполя доверительный интервал D_{V_2} быстро расширяется, при величинах разброса порядка

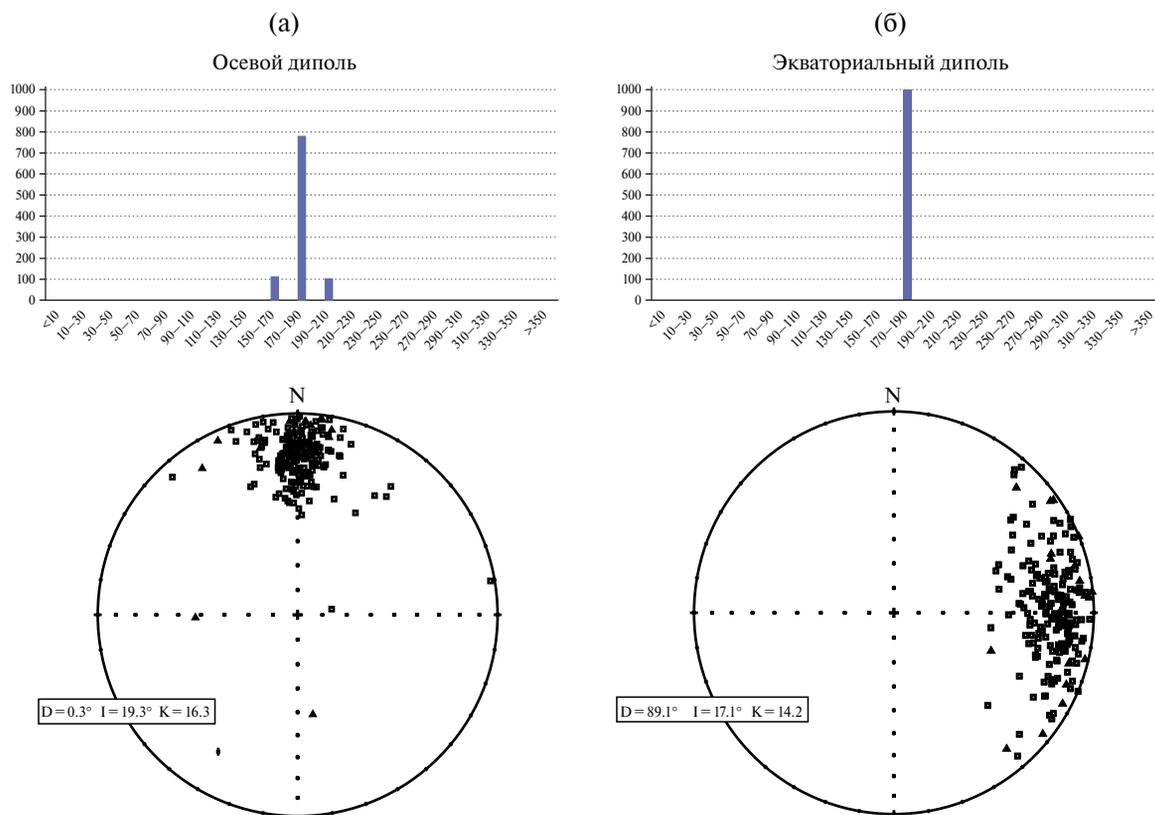


Рис. 7. Влияние недипольных компонент на D_{V_2} при смене осей осевого и экваториального диполей: (а) – сверху – распределение значений параметра D_{V_2} по результатам моделирования 1000 совокупностей палеомагнитных направлений в соответствии с моделью ТК03 для точки с координатами: долгота 0° , широта 10° . Внизу (в качестве примера) – одна из 1000 реализаций при моделировании совокупностей палеомагнитных направлений; (б) – сверху – распределение значений параметра D_{V_2} по результатам моделирования 1000 совокупностей палеомагнитных направлений при смене осей осевого и экваториального диполей (вклад недипольных компонент остается неизменным) в модели ТК03 для точки с координатами: долгота 10° , широта 0° . Внизу (в качестве примера) – одна из 1000 реализаций при моделировании совокупностей палеомагнитных направлений.

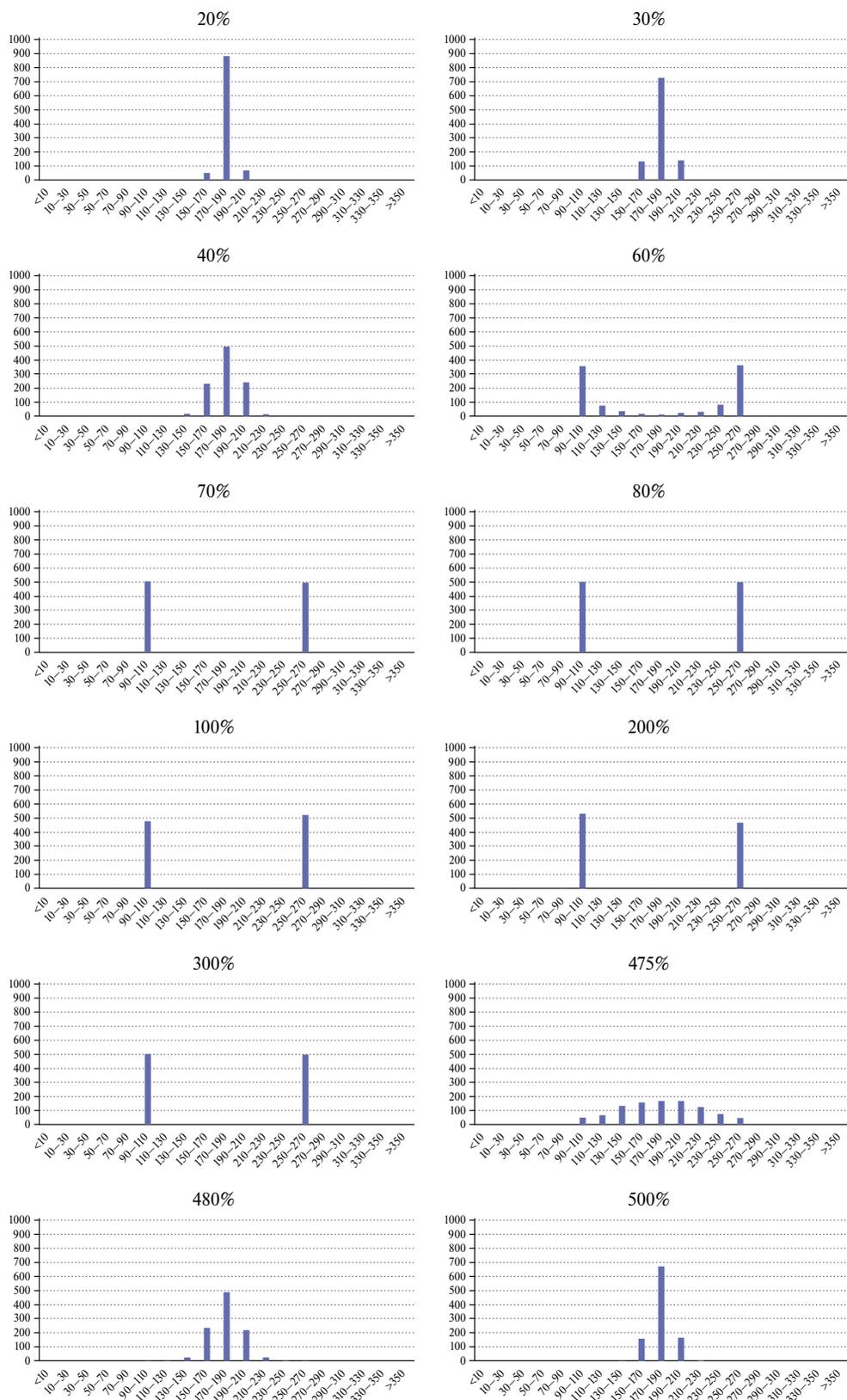


Рис. 8 (начало)

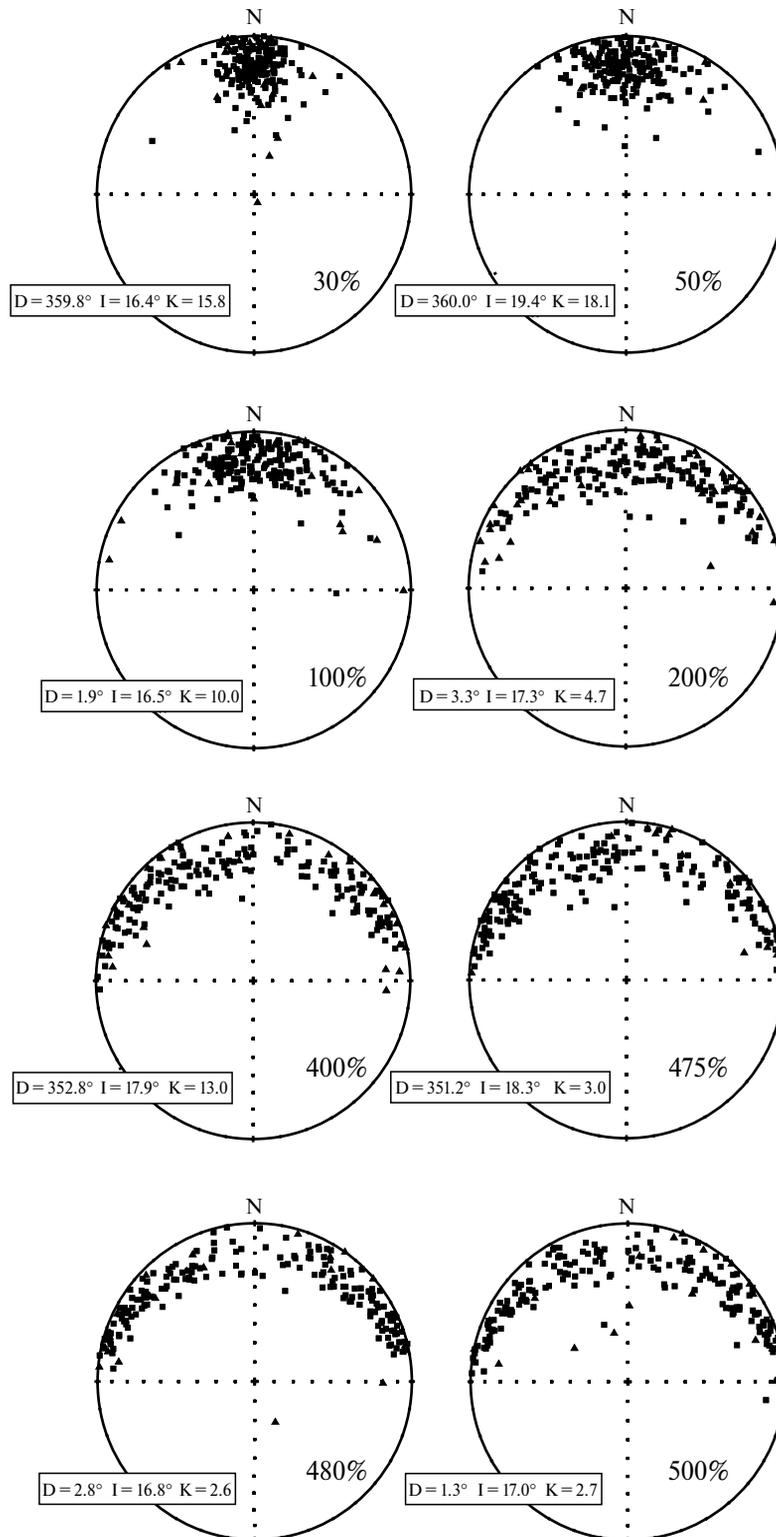


Рис. 8. Влияние дисперсии экваториального диполя на форму распределения палеомагнитных направлений. На гистограммах показаны распределения значений параметра D_{v2} при различных значениях стандартного отклонения экваториального диполя при сохранении неизменными других параметров модели ТК03. На стереограммах показаны соответствующие примеры отдельных реализаций распределений палеомагнитных направлений.

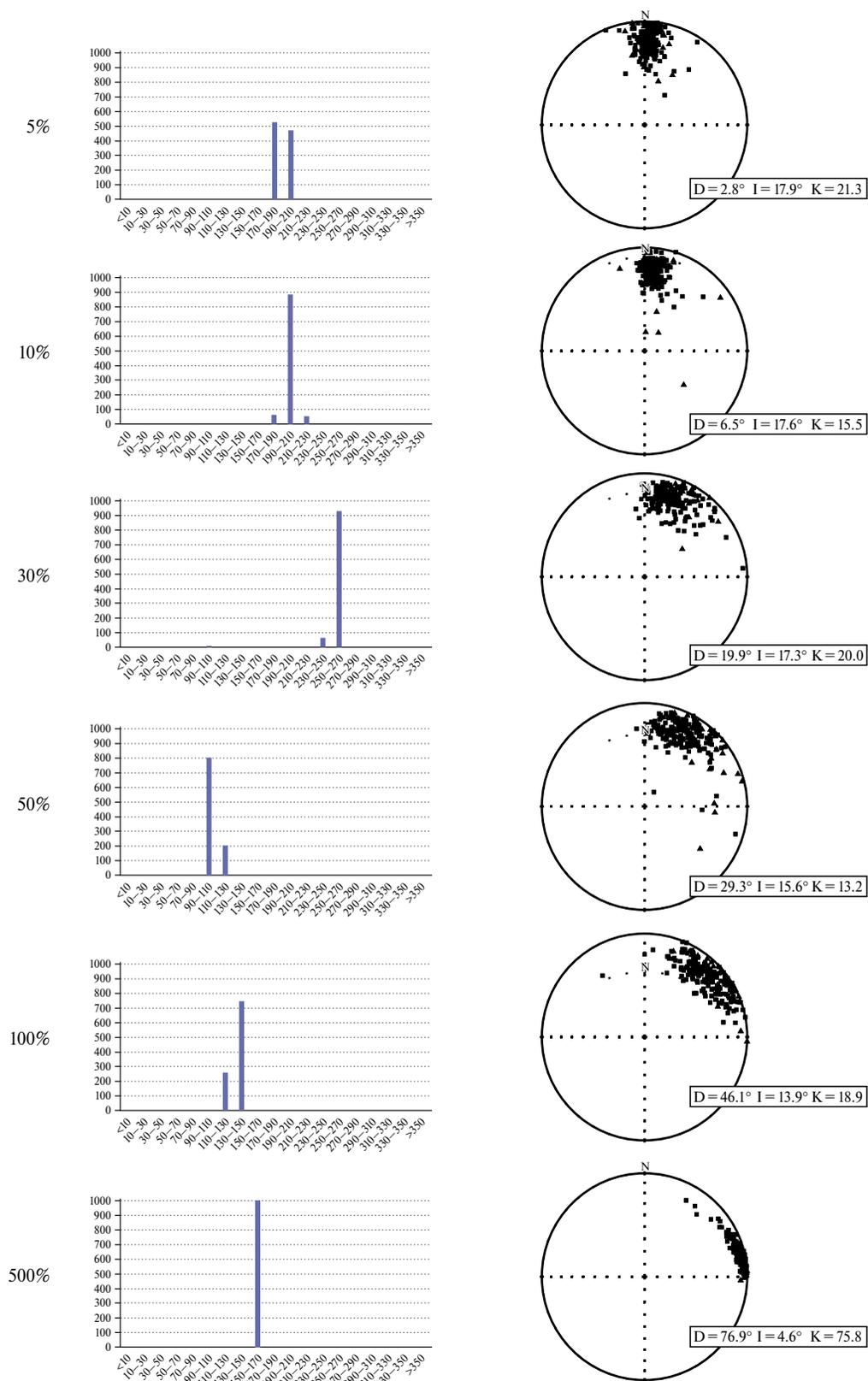


Рис. 9. Влияние вклада экваториального диполя на форму распределения палеомагнитных направлений. На гистограммах показаны распределения значений параметра D_{V_2} при различных значениях вклада экваториального диполя (относительно аксиального) в суммарное геомагнитное поле при сохранении неизменными других параметров модели ТК03. На стереограммах показаны соответствующие примеры отдельных реализаций распределений палеомагнитных направлений.

50% распределение D_{V_2} становится практически равномерным (т.е. значение D_{V_2} может быть любым) и уже с 60% распределение палеомагнитных направлений начинает преимущественно вытягиваться вдоль осей $90-110^\circ$ и $250-270^\circ$. При значениях разброса более 400% единое ранее распределение начинает распадаться на 2 кластера и расчет склонения D_{V_2} теряет физический смысл. Формально же распределение D_{V_2} становится сначала снова равномерным, а затем все более отчетливо группируется вокруг оси $170-190^\circ$.

Влияние вклада экваториального диполя на форму распределения палеомагнитных направлений

При небольшом (5%) вкладе экваториального диполя форма распределения палеомагнитных направлений почти не отличается (сравните рис. 9 и рис. 7а) от распределения, описываемого моделью ТК03 (напомним, что среднее значение экваториального диполя в этой модели равно 0). Склонение среднего направления распределения близко к 0° , а ось D_{V_2} ложится в интервал $170-190^\circ$ более, чем в 50% случаев. Отметим при этом, что доля модельных распределений с D_{V_2} , отклоняющихся более чем на 10° от оси $0-180^\circ$ также довольно велика. При дальнейшем увеличении вклада экваториального диполя распределение палеомагнитных направлений смещается в сторону склонений $\sim 90^\circ$, что, естественно, сопровождается увеличением средних склонений модельных распределений. Одновременно меняется направление вытянутости распределений D_{V_2} , причем последнее оказывается значительно более чувствительным к вкладу экваториального диполя. Так, например, при вкладе экваториального диполя 10%, склонение среднего направления незначительно отличается от 0° , а склонение D_{V_2} отклоняется от нуля на угол больший 10° уже в 90% случаев. Еще более ярко эта закономерность видна при 30% вкладе экваториального диполя: при среднем склонении модельного распределения палеомагнитных направлений около 20° , более 90% осей вытянутости этих распределений лежат внутри интервала $250-270^\circ$ ($70-90^\circ$).

При увеличении вклада экваториального диполя склонения вытянутости модельных распределений еще более нарастают и, что интересно, при заметном преобладании экваториального диполя над аксиальным (500%) начинают приближаться к оси $0-180^\circ$.

ВЫВОДЫ

1. Направление вытянутости распределения палеомагнитных направлений в интервале широт $10-50^\circ$ довольно устойчиво, близко к меридиональному и может быть использовано как критерий соответствия этих направлений модели ТК03. В приэкваториальных и высоких широтах параметр D_{V_2} (по разным причинам) становится неустойчив. Для оценки направления вытянутости распределений палеомагнитных направлений в приэкваториальных широтах предлагается использовать (с поправкой 90°) склонения вектора V_3 .

2. Надежное определение параметра D_{V_2} требует коллекций, размер которых составляет не менее 400–500 образцов.

3. Занижение наклона в осадочных породах может привести к существенной неопределенности при определении параметра D_{V_2} . При коррекции занижения наклона методом E/I необходимо учитывать значение D_{V_2} , которое после проведения коррекции должно быть близко к 180° для не испытывавших перемещения тектонических блоков и к склонению среднего палеомагнитного направления, для блоков, изменивших свое положение относительно меридиана на протяжении своей геологической истории.

4. Усреднение записи геомагнитного сигнала в осадочных породах приводит к повышению устойчивости параметра D_{V_2} .

5. Смена осей аксиального и экваториального диполей при сохранении неизменным (отвечающим модели ТК03) вкладу недипольных компонент приводит к тому, что направление вытянутости D_{V_2} начинает на $\sim 90^\circ$ отличаться от среднего направления распределения палеомагнитных направлений. В этом случае, вытянутое по склонению распределение палеомагнитных направлений в древних разрезах может отражать существенный вклад в суммарное поле экваториального диполя.

6. При увеличении дисперсии экваториального диполя относительно модели ТК03 происходит быстрое снижение устойчивости определения параметра D_{V_2} .

7. Параметр D_{V_2} чувствителен к вкладу экваториального диполя, даже умеренное увеличение этого вклада приводит к заметному отличию склонений среднего направления палеомагнитных распределений и их вытянутости.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-17-00112, <https://rscf.ru/project/23-17-00112/>

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Павлов В.Э., Богоутдинов Ш.Р., Мещерякова О.А. Влияние факторов, искажающих палеомагнитную запись, на оценку параметров древних вековых геомагнитных вариаций по результатам послойных исследований осадочных разрезов // Геомагнетизм и аэрономия. 2021. Т. 61. № 3. С. 390–407.
- Хохлов А.В. Моделирование вековых геомагнитных вариаций. Принципы и реализация // Геофизические исследования. 2012. Т. 13. № 2. С. 50–61.
- Храмов А.Н. Геомагнитные инверсии в палеозое: переходное поле, полярная асимметрия и мантийная конвекция // Физика Земли. 2007. № 10. С. 4–14.
- Храмов А.Н., Иосифиди А.Г. Асимметрия геомагнитной полярности: экваториальный диполь, Пангея и земное ядро // Физика Земли. 2012. № 1. С. 30–43.
- Шаццлло А.В., Рудько С.В., Латышева И.В., Рудько Д.В., Федюкин И.В., Малышев С.В. Палеомагнитные, седиментологические и изотопные данные по неопротерозойским перигляциальным отложениям Сибири: новый взгляд на проблему низкоширотных оледенений // Физика Земли. 2019. № 6. С. 1–25.
- Шаццлло А.В., Рудько С.В., Латышева И.В., Рудько Д.В., Федюкин И.В., Паверман В.И., Кузнецов Н.Б. Гипотеза блуждающего диполя: к проблеме низкоширотных оледенений и конфигурации геомагнитного поля позднего докембрия. // Физика Земли. 2020. № 6. С. 113–134. DOI: 10.31857/S0002333720060083
- Biggin A.J., van Hinsbergen D.J.J., Langereis C.G., Straathof G.B., Deenen M.H.L. Geomagnetic secular variation in the Cretaceous Normal Superchron and in the Jurassic // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2008. V. 169 (1–4). P. 3–19.
- Deenen M.H.L., Langereis C.G., van Hinsbergen D.J.J., Biggin A.J. Geomagnetic secular variation and the statistics of palaeomagnetic directions // Geophys. J. Int. 2011. V. 186. P. 509–520.
- Dobrovine P.V., Veikkolainen T., Pesonen L.J., Piispa E., Ots S., Smirnov A.V., Kulakov E.V., Biggin A.J. Latitude dependence of geomagnetic paleosecular variation and its relation to the frequency of magnetic reversals: Observations from the Cretaceous and Jurassic // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2019. V. 20. P. 1240–1279.
- King R.F. Remanent magnetism of artificially deposited sediments, Mon // Not. R. Astron. Soc. Geophys. Suppl. 1955. V. 7. P. 115–134.
- Tauxe L. Essentials of Paleomagnetism. Univ of California Press, Mar 19, 2010. Science. 2010. 489 p.
- Tauxe L., Kent D. A simplified statistical model for the geomagnetic field and the detection of shallow bias in paleomagnetic inclinations: Was the ancient magnetic field dipolar? Timescales of the Internal Geomagnetic Field. Geophysical Monograph Series. V. 145 / Channell J.E.T., Kent D.V., Lowrie W., Meert J.G. (eds.). AGU. 2004. P. 101–115.
- Tauxe L., Kodama K. Paleosecular variation models for ancient times: Clues from Keweenawan lava flows // Physics of the Earth and Planetary Interiors 2009. V. 177. P. 31–45.
- Tauxe L., Kodama K., Kent D.V. Testing corrections for paleomagnetic inclination error in sedimentary rocks: a comparative approach // J. Phys. Earth Planet. V. 169. P. 152–165. doi: 10.1016/j.pepi.2008.05.006. 2008

On the Application Limits of the Parameter in Studying Variations of the Ancient Geomagnetic Field

D. A. Ushakov^{a, *} and V. E. Pavlov^a

^aSchmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia

*e-mail: ushakov.da18@physics.msu.ru

Received June 18, 2023

revised July 25, 2023

accepted July 26, 2023

Abstract – To describe secular geomagnetic variation on geological timescales, statistical models have been widely used in recent decades. Currently, the most popular among these is the TK03 model (Tauxe and Kent, 2004). As other statistical models, TK03 numerically characterizes the amplitude of secular geomagnetic variation and the shape of the distribution of paleomagnetic directions which are considered as directly reflecting the directions of the geomagnetic field on the considered interval of geological time. For this purpose, three main parameters are used: the scatter S_b (or S) of the virtual geomagnetic poles, the elongation E of the distribution of paleomagnetic directions, and the direction of elongation of the distribution of paleomagnetic directions. The correct application of these parameters to describe ancient

secular variation requires the satisfaction of certain, sometimes rather strict conditions. These conditions for the S_b and E parameters were considered in a number of previous publications, while the limits and conditions of application of parameter have not been studied in detail so far. This paper presents the results of mathematical modeling that allow us to evaluate the stability of the calculated values of this parameter as a function of the latitude of sampling, the number of samples used for its determination, the length of the time series on which this parameter is determined, as well as inclination shallowing and the degree of averaging when is estimated in sedimentary rocks. We also consider the extent to which the parameter can be sensitive to the presence and characteristics of the equatorial dipole component in the total geomagnetic field.

Keywords: geomagnetic field, paleomagnetism, paleosecular variation, statistical model, mathematical modeling