

УДК 550.341

ОБЩИЙ ЗАКОН ПОДОБИЯ ДЛЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ: ГЛОБАЛЬНАЯ КАРТА ПАРАМЕТРОВ

В.Г. КОСОБОКОВ^{1,2}, А.К. НЕКРАСОВА¹¹Международный институт теории прогноза землетрясений
и математической геофизики Российской академии наук, Москва;²Парижский институт физики Земли, Париж, Франция

Получено глобальное распределение содержательных локальных оценок параметров Общего закона подобия для землетрясений, который обобщает фундаментальное соотношение Гутенберга–Рихтера: $\log_{10} N(M, L) = A + B \cdot (5 - M) + C \cdot \log_{10} L$, где $N(M, L)$ – среднегодовое число землетрясений магнитуды M на площади линейного размера L . Оценки коэффициентов A , B и C получены всюду, где Глобальной базы данных о гипоцентрах землетрясений NEIC/USGS за 1964–2002 гг. оказалось достаточно для их надежного определения. Логарифмическая оценка сейсмической активности A , нормализованная к области $1^\circ \times 1^\circ$, изменяется в основном в пределах от значений меньше, чем -1.0 до значений, превышающих 0.5 в год, что соответствует повторяемости землетрясений с магнитудой 5.0 от менее одного в десятилетие до более трех за год. Наклон графика повторяемости B сосредоточен в основном между 0.6 и 1.1 , а фрактальная размерность множества сосредоточения эпицентров C изменяется от менее 1.0 до 1.4 и выше. Полученные распределения ошибок коэффициентов демонстрируют практически по всему миру высокую степень согласия Общего закона подобия для землетрясений с данными мировых наблюдений в широком диапазоне магнитуд и размеров области исследования.

UNIFIED SCALING LAW FOR EARTHQUAKES: GLOBAL MAP OF PARAMETERS

V.G. KOSSOBOKOV^{1,2}, A.K. NEKRASOVA¹¹International Institute of Earthquake Prediction Theory
and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences, Moscow;²Institute de Physique du Globe de Paris, Paris, France

The global distribution of reliable local estimations of the coefficients of the Unified scaling law for earthquakes that generalize the fundamental Gutenberg-Richter relation is obtained: $\log_{10} N(M, L) = A + B \cdot (5 - M) + C \cdot \log_{10} L$, where $N(M, L)$ is the average annual number of earthquakes of magnitude M within an area of linear size L . The estimates of A , B , and C are counted in all places, where the NEIC/USGS Global Hypocenters' Data Base, 1964-2002 is enough their reliable evaluation. The logarithmic estimate of seismic activity A normalized to a unit area of $1^\circ \times 1^\circ$ ranges mainly between below -1.0 to more than 0.5 per year, which corresponds to recurrence of magnitude 5.0 earthquakes from under one per decade to above three per year. The recurrence graph slope B concentrates mainly between 0.6 and 1.1 , while the fractal dimension of locus of earthquake epicenters C spreads from under 1.0 to 1.4 and higher. The obtained distributions of error for the coefficients demonstrate high level of practically worldwide agreement of the global data with the Unified scaling law for earthquakes in a wide range of magnitudes and sizes of territories of investigation.

Введение

Фундаментальным свойством множественного разрушения является степенной закон распределения числа событий $N(E)$ по энергии E [1–4]

$$\log_{10} N(E) = a + b \cdot \log_{10} E, \quad (1)$$

известный в сейсмологии как одно их соотношений Гутенберга–Рихтера [5]. Обычно коэффициент $b = 2/3$, а соотношение (1) выполняется при осреднении по большому пространственно-временному объему и в конечных пределах изменения энергии E от E_{\min} до E_{\max} . Закон повторяемости Гутенберга–Рихтера, как правило, формулируется в виде соотношения, которое устанавливает связь между среднегодовым числом землетрясений $N(M)$ и магнитудой M в некотором фиксированном пространственно-временном объеме:

$$\log_{10} N(M) = a + b \cdot (5 - M), \quad M_- \leq M \leq M^+. \quad (2)$$

Коэффициент a характеризует средний уровень сейсмической активности во всем пространственно-временном объеме, а коэффициент b – соотношение числа землетрясений в соседних диапазонах магнитуд. При рассмотрении магнитуды типа M_S , величина которой пропорциональна логарифму площади очага землетрясения S , значение коэффициента b в законе повторяемости (2) обычно близко к единице. Более подробный систематический анализ говорит о региональных вариациях уровня сейсмической активности a в достаточно большом диапазоне и коэффициента b , в основном, от 0.8 до 1.2 [6].

Фундаментальные соотношения Гутенберга–Рихтера являются одним из наиболее бесспорных и общепризнанных фактов, свидетельствующих о самоподобии и самоорганизации землетрясений. Начиная с работ академика М.А. Садовского [7, 8], растет понимание фрактальной природы землетрясений и общих законов иерархической самоорганизации сейсмичности [3, 9, 10]. Ответ на вопрос о том, как изменяются характеристики распределения землетрясений при изменении масштабов рассмотрения, фундаментален и заранее не ясен. Очевидно, что число эпицентров не пропорционально площади области рассмотрения, если эти эпицентры расположены вдоль одного магистрального разлома – в этом случае скорее следует ожидать, что число эпицентров будет пропорционально линейному размеру области рассмотрения. Наблюдая в реальности сложные, иерархически самоорганизованные совместными тектоническими движениями сети разломов, заранее трудно представить соотношение между пространственным и временным масштабами для землетрясений. Без такого представления систематическое изуче-

ние общих характеристик последовательностей землетрясений из разных энергетических диапазонов и разнообразных сейсмически активных регионов невозможно.

О подобии землетрясений

Пусть $N(M, L)$ – ожидаемое среднегодовое число землетрясений магнитуды M в ячейке размера $L \times L$ в пределах региона $L_0 \times L_0$, усредненное по всем таким ячейкам. Причем пространственное усреднение учитывает число землетрясений в ячейке, в частности – относится только к местам сосредоточения сейсмичности (асейсмичные области, в которых не зарегистрировано ни одного землетрясения, учитываются с весом 0, т.е. исключаются). С учетом обычно игнорируемого линейного размера области рассмотрения L_0 , связь между $N(M, L)$ и $N(M) = N(M, L_0)$ из соотношения Гутенберга–Рихтера (2) в диапазоне магнитуд $M_- \leq M \leq M^-$ и размеров $L_- \leq L, L_0 \leq L^-$ можно представить в виде [11–13]

$$N(M, L) = N(M) \cdot (L/L_0)^C. \quad (3)$$

При таком рассмотрении закон повторяемости (2) принимает следующий вид:

$$\log_{10} N(M, L) = A + B \cdot (5 - M) + C \cdot \log_{10} L. \quad (4)$$

Коэффициенты A и B имеют тот же физический смысл, что a и b в соотношении Гутенберга–Рихтера (2), а коэффициент C – в соответствии с концепцией академика М.А.Садовского о самоподобии горных пород – локально оценивает фрактальную размерность множества сосредоточения эпицентров землетрясений. Коэффициент A нормирован к одному году и оценивает ожидаемое среднее число землетрясений магнитуды 5.0 в сейсмоактивной области с линейным размером в единицу длины (например, в квадрате со стороной 1° меридиана Земли) из региона $L_0 \times L_0$.

Следует специально оговорить следующие естественные проблемы интерпретации оценочного коэффициента C . Определить фрактальную размерность множества [14] по выборке, в принципе, довольно сложно, поскольку, во-первых, фрактальная размерность любого дискретного множества (и, в частности любой – пусть даже очень большой – конечной выборки) равна нулю и, во-вторых, не исключена ошибка при выборе конечного множества областей, по которым производится оценивание. Кроме того, фрактальная размерность множества одинакова во всех его точках лишь на особом классе однородных и самоподобных

множеств (т.н. *монофракталы*). Наконец, при оценивании фрактальной размерности множества возможных эпицентров по каталогам землетрясений, статистика, как правило, является представительной лишь в областях линейного размера от нескольких десятков километров. Множество эпицентров аппроксимируется конечным числом событий, координаты которых известны неточно; кроме того, пространственное распределение землетрясений неравномерно и *a priori* не ясно, насколько оно однородно и самоподобно.

Несмотря на перечисленные принципиальные трудности определений и оценок, растет количество свидетельств того, что концепция Общего закона подобия для землетрясений в целом верна [11, 15, 16]. Так, например, авторами работы [17] предлагается Общий закон подобия в виде следующей формулы (в обозначениях работы [17]):

$$P_{S,L}(T) \propto T^{-\alpha} \cdot f(x) = T^{-\alpha} \cdot f(T \cdot L^{df} \cdot S^{-b}), \quad (5)$$

где $P_{S,L}(T)$ – функция плотности распределения времени повторяемости T между землетрясениями с магнитудой $m = \log_{10} S$ из области размера $L \times L$; $f(x)$ – функция подобия, $x = T \cdot L^{df} \cdot S^{-b}$ – управляющий параметр, α , b и df – эмпирические константы. Для южной Калифорнии оцененные по одному из лучших каталогов землетрясений значения таковы: $\alpha \approx 1$, $b \approx 1$, $df \approx 1.2$, $f(x) \approx const$ в широком диапазоне x (8 десятичных порядков изменения). Причем показательно, что полученное значение фрактальной размерности df для эпицентров землетрясений южной Калифорнии совпало с независимой оценкой фрактальной размерности южной части системы разломов Сан-Андреас [18].

Суммируя результат своего анализа распределения эпицентров, Бак и соавторы сделали следующее заключение:

“To understand the Unified Law for Earthquakes, it is essential to see what the value of x represents. The quantity $L^{df} \cdot S^{-b}$ in the scaling function represents the average number of earthquakes per unit time, with seismic moment greater than S occurring in the area size $L \times L$. Therefore x is a measure of the number of earthquakes happening within a time interval T . The Unified Law states that the distribution of waiting times between earthquakes depends only on this value.”

“Для того, чтобы понять Общий закон для землетрясений необходимо осознать, что означает параметр x . Величина $L^{df} \cdot S^{-b}$ в функции подобия представляет среднее число землетрясений с сейсмическим моментом больше S , происходящих в области размера $L \times L$ в единицу времени. Поэтому x есть мера числа землетрясений за время T . Общий закон утверждает, что распределение времени ожидания между землетрясениями зависит только от этого значения.”

Несмотря на разное число переменных подобия в формулах (4) и (5), вопрос об эквивалентности формулировок законов повторяемости в [11] и [17] достаточно правомерен и требует специального рассмотрения, учитывающего тонкие детали расчетов и анализа. (Приведенная здесь цитата является аргументом в пользу такого рассмотрения, и мы планируем провести это исследование, в частности – полностью воспроизвести расчеты [17, 16] в ближайшем будущем.) Не исключено, что дополнительная однородность по времени в формуле (5), а возможно также и ассоциируемый с нею закон Омори [19, 20], является вторичным следствием реализаций в отдельных случаях когерентного движения малых фрагментов области очага большего землетрясения. (Следует заметить, что эквивалентность формулировок для ожидаемого времени между землетрясениями и для их частоты уже продемонстрирована в работе [16] на данных, использованных в [17].)

Первые расчеты параметров повторяемости землетрясений с учетом фрактальности для ряда сейсмоактивных регионов мира в разных масштабах – от глобального (западное и восточное полушария Земли) до локального (окрестность мыса Мендосино) [11–13] – позволили более строго обосновать адекватность правил применения алгоритмов прогноза в разных регионах и/или диапазонах магнитуд [21]. Однако систематическое исследование глобального распределения параметров A , B и C из соотношения (4) тогда не было проведено.

Стимулированные независимым исследованием Общего закона подобия для землетрясений [15, 17] и существенно возросшими за время, прошедшее с момента публикации [11–13], объемом наблюдаемых сейсмических событий и производительностью вычислительных средств, мы обратились к задаче о систематической оценке параметров A , B и C из соотношения (4) сначала в наиболее активных [22], а затем и во всех сейсмически активных регионах мира [23, 24]. В этой работе суммируются и детализируются результаты этого глобального рассмотрения.

Алгоритм оценивания коэффициентов подобия

Коротко напомним основные процедуры алгоритма оценивания коэффициентов подобия A , B , C для пространственно-временного и магнитудного объема $S \times T \times M$, представленного каталогом сейсмических событий [12].

1. Сейсмически активные территории S сканируются квадратными пространственными областями $L_0 \times L_0$. Полученные в каждой области оценки относятся к ее центру.

2. Магнитудный диапазон $[M_{\min}, M_{\max}]$ (где M_{\min} – нижняя граница магнитудной представительности каталога) разбивается на m неперекрывающихся интервалов длины $\Delta M = 0.5$: $[M_{\min}, M_{\min} + \Delta M), \dots, [M_{\min} + \Delta M(m - 1), M_{\max})$.

3. Рассматривается иерархия последовательных разбиений $L_0 \times L_0$ на равные квадраты таким образом, что области $\{Q^i\}$ i -й ступени пространственной иерархии – это 4^{+i} квадратов со стороной $L_i = 2^{-i} \cdot L_0$. Число ступеней пространственной иерархии h согласовано с точностью пространственной локализации событий в каталоге, по которой выбирается минимальный линейный размер рассмотрения l_0 . Согласованность задается соотношением $2^{-(h-1)} \cdot L_0 = l_0$.

4. Для каждой отдельной пространственной области $L_0 \times L_0$, для каждого из m интервалов магнитуд и h ступеней пространственной иерархии определяется корреляционный интеграл $N_{j,i}$ по формуле:

$$N_{j,i} = \left[\sum n_j(Q^i)^2 \right] / N_j,$$

где суммирование ведется по всем областям $\{Q^i\}$ i -й ступени пространственной иерархии; $i = 0, 1, \dots, h - 1$; $j = 1, 2, \dots, m$; $n_j(Q^i)$ – число событий магнитуды M_j из области Q^i размера L_i ; N_j – число событий магнитуды M_j во всей области $L_0 \times L_0$.

Значение корреляционного интеграла $N_{j,i}$ можно интерпретировать как ожидаемое число равновеликих событий в окрестности ранга i для наудачу выбранного события e_k магнитуды M_j ($k = 1, 2, \dots, N_j$) [12]. Действительно, пусть $n_i(e_k)$ – число событий магнитуды M_j в области $Q^i(e_k)$ из i -й ступени пространственной иерархии $\{Q^i\}$. Тогда искомого среднее равно сумме $n_i(e_k)$ по всем событиям e_k , деленной на N_j . Очевидно, что сумма допускает разбиение на группы равных слагаемых, поскольку, если для событий e_k и e_q их окрестности совпадают: $Q^i(e_k) = Q^i(e_q) = Q^i$, то $n_i(e_k) = n_i(e_q) = n_j(Q^i)$ и, следовательно, она равна сумме по всем областям $\{Q^i\}$ величин $n_j(Q^i) \times n_j(Q^i) = n_j(Q^i)^2$.

5. Оценки коэффициентов A , B , C в выражении (4) находятся по методу наименьших квадратов из системы линейных уравнений

$$\log_{10} N_{j,i} = A + B \cdot (5 - M)_j + C \cdot \log_{10} L_i.$$

Совокупность уравнений корректировалась с целью исключить из расчетов значения корреляционных интегралов $N_{j,i}$, полученные по заведомо непредставительным совокупностям. Мы предполагали, что для каждого магнитудного интервала j переход в интервал $j + 1$ гарантирует представительность, если величина $\log_{10}(N_{j,i}/N_{j+1,i}) > const$, где $const$ – параметр алгоритма. Аналогичное условие накладыва-

лось на переходы в более низкие уровни пространственной иерархии ($\log_{10}(N_{j,i}/N_{j,i-1}) > const$).

Проиллюстрируем необходимость ограничений на использование значений $N_{j,i}$ в расчетах типичными примерами, приведенными на рис. 1.

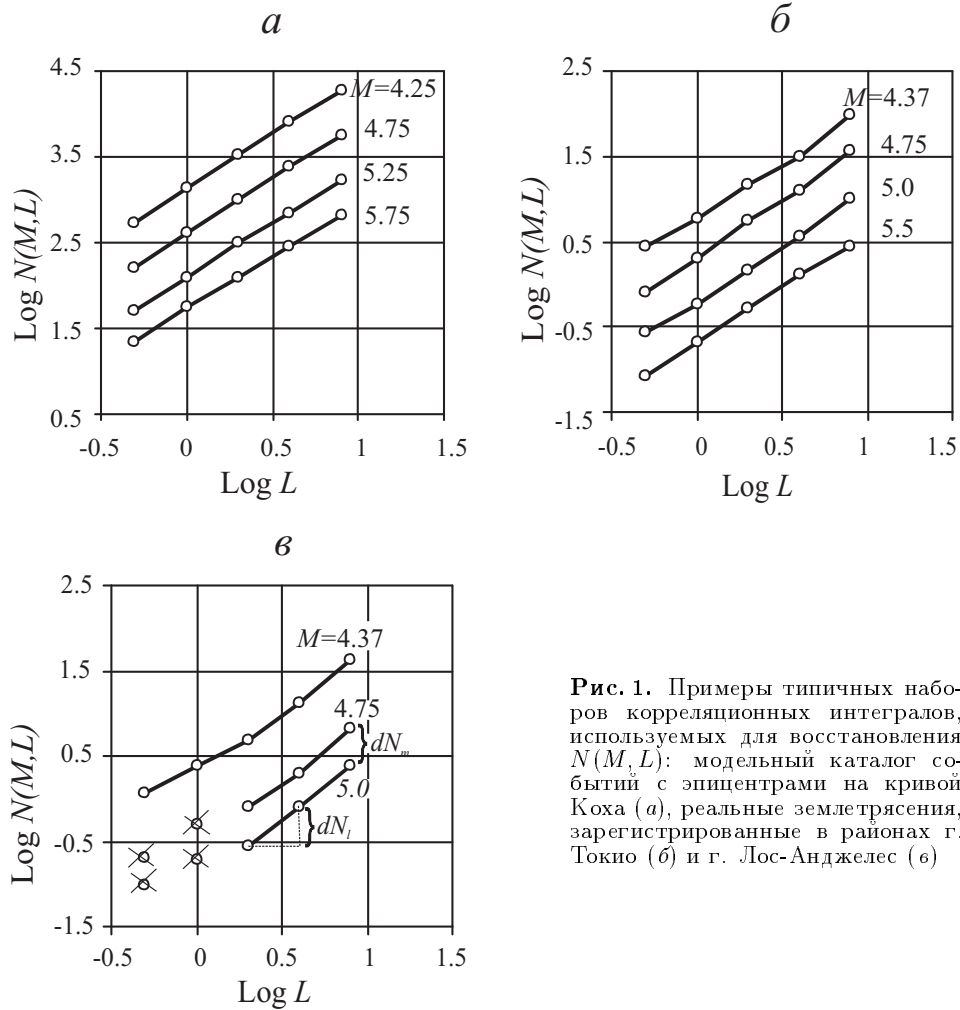


Рис. 1. Примеры типичных наборов корреляционных интегралов, используемых для восстановления $N(M, L)$: модельный каталог событий с эпицентрами на кривой Коха (*a*), реальные землетрясения, зарегистрированные в районах г. Токио (*б*) и г. Лос-Анджелес (*в*)

Значения корреляционных интегралов $N_{j,i}$, не удовлетворяющие хотя бы одному из условий при $const = 2$, перечеркивались и исключались из дальнейших расчетов коэффициентов A , B и C . Для модельного каталога (распределение эпицентров на кривой Коха, рис. 1, *a*) и для каталога землетрясений высокоактивного сегмента Тихоокеанского пояса (район г. Токио, рис. 1, *б*) очевидно, что данные достаточно полны во всех приведенных магнитудных диапазонах. При этом наборы корреляционных интегралов используются полностью. Для менее активного участка

Тихоокеанского пояса (район г. Лос-Анджелес, рис. 1,6) данных о землетрясениях с магнитудой выше 4.5 явно недостаточно для адекватного оценивания корреляционных интегралов по разбиению на квадраты со стороной 1° и менее, так что их использование может исказить оценку коэффициентов подобия.

6. В отличие от работ [11–13] результаты расчетов дополнительно стабилизированы. Для этого процедуры, описанные в пп. 2–5, стократно повторялись для области $L \times L$, повернутой на случайно выбранный угол, а полученные расчеты усреднялись. Тем самым, по сравнению с предыдущей версией алгоритма, в усреднении значительно расширен выбор окрестностей различных ступеней пространственной иерархии.

Как и ранее в работах [11, 12], проверка модифицированного алгоритма на модельных искусственно генерированных каталогах с заранее заданными свойствами (“прямая линия”, “плоскость”, “кривая Коха”, четыре типа “ковров Серпинского”) подтвердила хорошую воспроизводимость теоретических значений.

Данные о глобальной сейсмичности

Координаты и магнитуды событий взяты из Глобальной базы данных о гипоцентрах землетрясений NEIC/USGS за 1964–2002 гг. включительно [25]. (События из районов Семипалатинского и Невадского полигонов не рассматривались.) В качестве магнитуды землетрясения бралось максимальное из приводимых в каталоге значений – средней m_b , средней M_S и двух магнитуд по оценкам агентств (в последнее время здесь доминируют магнитуды M_W , которые рассчитываются по оценкам сейсмического момента сейсмологами Гарвардской группы и Геологической службы США и которые сменили магнитуды M_S в определении сейсмологических центров Беркли и Пасадены). Такой выбор магнитуды осуществляет достаточно плавный переход от массово определяемой магнитуды m_b для слабых землетрясений (для которых M_S не оценивается) к значениям типа M_S или M_W , которые определяются лишь для достаточно сильных событий. Для глобального распределения сейсмичности использовалось минимальное значение магнитуды, равное 4.0. Однако, поскольку во многих районах полная представительность магнитуд реализуется лишь на уровне 4.5 и даже 5.0, первый магнитудный диапазон расширен до интервала [4.0, 4.75], от значения 4.75 магнитуды группировались равномерно с шагом 0.5. Верхняя граница магнитудного диапазона не устанавливалась, однако реализовавшееся значение в различных регионах варьирует от 5.25 до 6.75. Очевидно, что в районах, представляющих особый интерес, вопросы представи-

тельности каталога являются необходимой и ответственной задачей до применения алгоритма в целях уточнения локальной оценки коэффициентов A , B и C из Общего закона подобия для землетрясений.

Результаты

Оценки коэффициентов подобия A , B и C проводились для неглубоких (с глубиной до 100 км) землетрясений. Изначально рассмотрены все 9276 точек с полуцелыми географическими координатами, где определен по данным о землетрясениях за 1964–2000 гг. показатель сейсмической активности I_4 [26] превышает 0.027. Такое значение I_4 соответствует одному событию с магнитудой от 4.0 и выше в ячейке $1^\circ \times 1^\circ$ за весь представленный в каталоге период времени. Эти точки выбраны как центры перекрывающихся квадратов со стороной 8° земного меридиана. Каждый из квадратов является высшей ступенью пространственной иерархии и состоит из 1024 квадратов со стороной 0.5° . Четыре удвоения размера последовательно переводят линейный размер точности определения эпицентров в каталоге [25] (обычно около 0.5°) в размер области рассмотрения и определяют принятое ограничение на использование статистики магнитудного диапазона j . Интервал магнитуд не рассматривался, если $N_j < 32$. Параметр *const* в алгоритме, призванный гарантировать представительность используемой совокупности данных о землетрясениях, полагался равным 2.

Содержательные оценки коэффициентов A , B и C получены в 6575 точках, где зарегистрированных землетрясений оказалось достаточно для надежного использования алгоритма. На рис. 2 представлены гistogramмы каждого из коэффициентов и ошибок их определения по статистике 100-кратной рандомизации угла поворота квадрата. Глобальные карты распределения параметров A , B и C из Общего закона подобия для землетрясений (4) представлены на рис. 3–5 (см. вклейку).

Логарифмическая оценка сейсмической активности A , нормализованная к области $1^\circ \times 1^\circ$, изменяется, в основном, в пределах от значений меньше, чем -1.0 до значений, превышающих 0.5 в год, что соответствует повторяемости землетрясений с магнитудой 5.0 от менее одного в десятилетие до более трех за год. При этом наклон графика повторяемости B сосредоточен в основном между 0.6 и 1.1, а фрактальная размерность эпицентров землетрясений C изменяется, в основном, в пределах от менее 1.0 до 1.4 и более. Распределения ошибок коэффициентов (см. рис. 2) фактически демонстрируют высокую степень согласия Общего закона подобия для землетрясений с данными мировых наблюдений в широком диапазоне магнитуд и размеров областей.

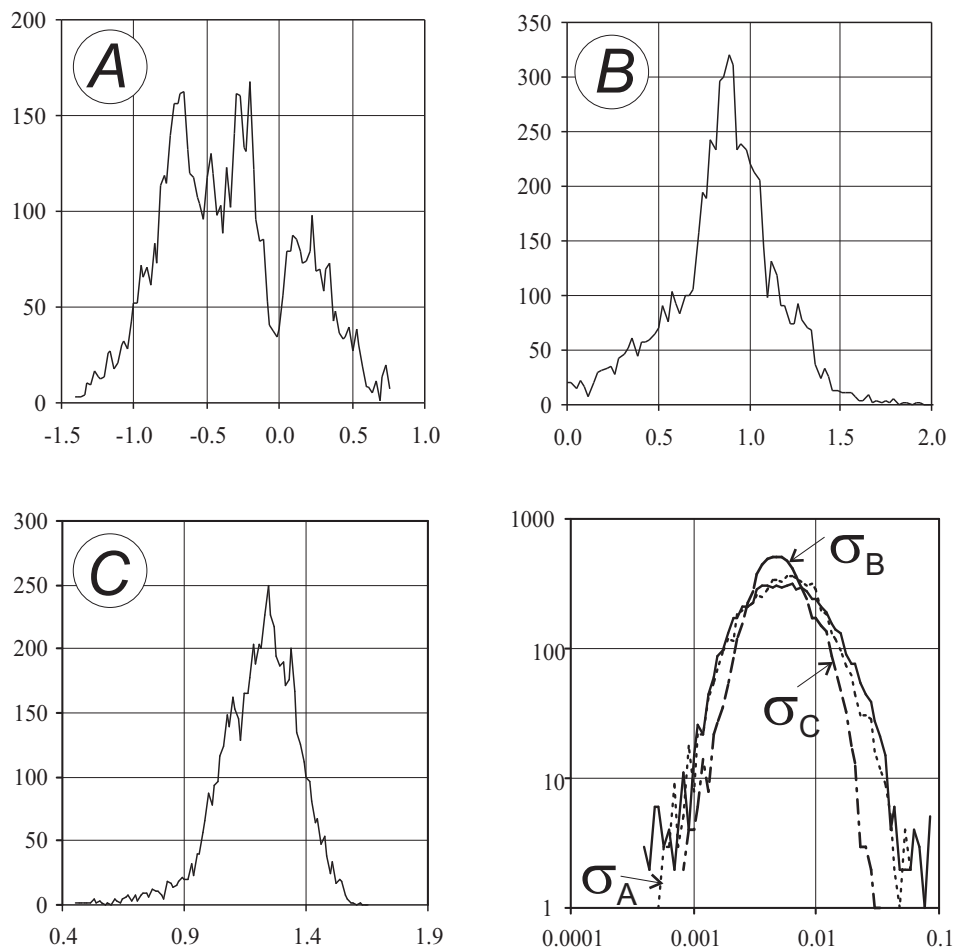


Рис. 2. Гистограммы глобального распределения параметров уравнения (4) А; В; С и ошибок их распределения σ (в логарифмическом масштабе)

Дискуссия

Изучение вопросов самоподобия и оценки сейсмического риска настоятельно требуют многомасштабного анализа, сочетающего величину землетрясений и размер областей рассмотрения [26], который в состоянии привести в соответствие кажущиеся противоречащими друг другу концепции самоорганизующейся сейсмичности и характеристического землетрясения. Противоречия возникают на малопредставительном материале, когда область рассмотрения соизмерима с очагом землетрясения, что в условиях весьма ограниченного по времени каталога реальных событий приводит к неадекватному оцениванию многих статистик. Использование совместного определения единых коэффициентов

Общего закона подобия для землетрясений по значениям набора корреляционных интегралов $N_{j,i}$ естественным образом детализирует и позволяет избежать, по крайней мере частично, статистик, полученных на малопредставительном материале. Это преимущество алгоритма оценивания коэффициентов подобия [12] отчетливо проявилось в эмпирических гистограммах ошибок в ходе их глобального картирования (см. рис. 2). Кроме того, следует напомнить, что статистики, по которым обычно раздельно оцениваются параметры соотношения Гутенберга–Рихтера, или фрактальная размерность множества сосредоточения эпицентров землетрясений, входят в набор, который используется алгоритмом наряду с дополняющими их корреляционными интегралами из других масштабов общего подобия.

Задача систематического сравнения оценок коэффициентов подобия, полученных с помощью разных алгоритмов, представляется не лишеной смысла, однако она в этой работе нами не рассматривалась в полном объеме. Примеры, относящиеся к нескольким отдельно взятым районам, в целом свидетельствуют об общем согласии с ранее полученными результатами. Так, для Лос-Анджелеса наша оценка $C = 1.21$ практически совпадает со значением фрактальной размерности $df = 1.2$ для эпицентров землетрясений южной Калифорнии [17] и фрактальной размерности южной части системы разломов Сан-Андреас [18].

Картирование параметров закона повторяемости (2) для основных высокосейсмичных районов мира ранее предложено в работе [28]. Несмотря на методологические отличия и небольшой интервал времени (1966–1974 гг.), использованный в [28], можно отметить общую согласованность распределений взаимно-соответствующих параметров (a и A , b и B). Однако, к сожалению, более детальное сравнение затруднено в основном из-за различия в выборе областей оценивания – крупные глобальные сеймотектонические регионы в работе [28] и сравнительно небольшие квадраты одного размера (со стороной 8°), равномерно сканирующие сейсмические пояса Земли, – в нашем рассмотрении.

Не претендуя на детальный анализ полученных глобальных распределений, попробуем коротко прокомментировать их наиболее заметные особенности. Сразу заметим, что на протяженных участках рифтовых зон отсутствие оценок уравнения (4) возникает вследствие относительно невысокой сейсмической активности, при которой за 39 лет наблюдений в рассматриваемой области так и не набралось достаточной статистики событий для надежного определения коэффициентов подобия A , B и C .

Наиболее активными районами являются – Курильская и Алеутская дуги, Филиппинский желоб, Соломоновы острова, желоба Тонга и Кер-

мадек и Южно-Сандвичева дуга. Последнее довольно неожиданно, поскольку в районе Южно-Сандвичевых островов максимальное значение показателя сейсмической активности I_4 по данным [26] близко к 10, что характерно также для районов Центральной и Южной Америки. Повидимому, это объясняется более низкими значениями B и C в районе Южно-Сандвичевых островов. Пример указывает на необходимость и важность совокупного рассмотрения комбинаций параметров Общего закона подобия для землетрясений при детальном анализе и интерпретации сейсмотектонической обстановки в каждом, отдельно взятом регионе.

Распределение параметра B не имеет сильных вариаций, концентрируясь около четкого максимума распределения в точке 0.9. Региональные вариации, в основном, имеют разброс от 0.8 до 1.2. Минимальные и максимальные оценки параметра B требуют более детального анализа.

Рассмотрим в качестве поучительного примера оценки наклона графика повторяемости в южной части Северо-Атлантического хребта. На карте рис.4 (см. вклейку) этот район характеризуется экстремально малыми значениями параметра B (менее 0.6), тогда как в работе [28] там отмечены максимальные значения b . Анализ показывает, что принятые для мира в целом ограничения по контролю адекватности оценивания (условие $\log_{10}(N_{j,i}/N_{j+1,i}) > 2$ (см. п.5 описания алгоритма) оказались недостаточными, поскольку для данного удаленного от сейсмографических сетей района магнитуда меньше 4.75 все еще не является представительной. Объединение имеющейся статистики для более высоких магнитуд при увеличении масштаба рассмотрения вдвое (квадрат $16^\circ \times 16^\circ$) приводит к более адекватным значениям B , близким к 1.1, что, очевидно, лучше согласуется с ранее опубликованными результатами [28].

Аналогичная проверка проведена также для двух областей максимальных оценок параметра B в районе Тибетского нагорья и Идзу-Бонинского желоба. Увеличение статистики за счет укрупнения области рассмотрения в этом случае, как и предполагалось, привело к уменьшению оценки B до значений, близких к 1.1 на Тибете и – к 1.3 в Идзу-Бонинском желобе. Очевидно, здесь следует оговориться, что приведенные примеры неудачного оценивания немногочисленны и, как нетрудно видеть, относятся к экстремальным значениям наклона графика повторяемости B . В целом, как уже отмечалось выше (см. рис.2), оценки коэффициентов достаточно стабильны и точны.

Фрактальная размерность множества сосредоточения эпицентров (параметр C) лежит в пределах от 0.5 до 1.5 (см. рис.5 на вклейке) и имеет хорошо выделенный максимум в точке 1.2. Региональные ва-

риации параметра C во многих случаях хорошо согласуются со степенью тектонической раздробленности. По этим изменениям можно судить о линейности или, наоборот, о раздробленности участков земной коры. Как видно из сравнения с рис. 3, значения коэффициента C не зависят явным образом от интенсивности сейсмического потока. Значения, близкие к 1.0, характеризуют достаточно однородные, линейные зоны сейсмичности. Действительно, рифтовые зоны (зоны растяжения) и соединяющие их зоны трансформных разломов почти полностью представлены именно такими значениями параметра C . Причем постоянством коэффициента C наиболее примечателен север Срединно-Атлантического хребта, а также крупный материковый рифт – озеро Байкал.

Некоторые участки зон субдукции также характеризуются значениями C , близкими к 1.0, что, вероятно, обусловлено отсутствием резких изломов в плитовых границах и “умеренными” относительными скоростями плит в местах сочленения океанических и континентальных плит. К таким участкам относится зона субдукции плиты Скоша, а также северо-запад Тихого океана, характеризующийся сегментами с чередующимися значениями C , близкими к 1.0 и 1.2. Максимальное значение фрактальной размерности эпицентров C достигает в районе Аляскинского хребта.

В целом, значения C , близкие к 1.5, наблюдаются в зонах сильного сжатия, характерного для столкновения двух континентальных плит и среди них практически все известные зоны “столкновения континентов” – Альпийско-Гималайский пояс сейсмичности. Его западная Альпийско-Средиземноморская часть представлена зоной поглощения Африканской плиты в системе глубоководных желобов Эгейской дуги. Из-за плавучести поддвигаемых пород возникает препятствие дальнейшей деформации, в результате чего опускающаяся плита дробится и погружается в астеносферу [29]. В результате, вместо изолированной линейной зоны желоба появляется широкая область раздробленной литосферы, отмеченная большим количеством мелкофокусных землетрясений. Это в свою очередь проявляется в относительно повышенных значениях параметра B (около 1.1) и фрактальной размерности эпицентров C , значения которой достигают здесь уровня экстремальных значений, превышающих 1.5 (см. рис. 5 на вклейке).

Далее зона наиболее крупного внутри материкового сокращения проходит от Ирана до Гималаев, а затем уходит в Бирму и соединяется с Яванским желобом. Зона разломов Загрос в Иране, представляющая собой шовную зону современного поддвига Аравийского щита, характеризуется умеренными значениями параметра C , близкими к 1.3. Такие

же значения C наблюдаются в Яванском желобе по мере приближения к тройному сочленению в море Банда, в районе которого параметр C достигает своего максимального значения. Как и следовало ожидать, самой обширной зоной наиболее высоких значений параметра C является район развитого столкновения континентов – Альпийско-Гималайская зона, объединяющая Памир, Гиндукуш, Гималаи, Бирму, и более удаленные от линии первого контакта районы вплоть до Алтая.

Значения параметра C , близкие к 1.4, характерны для сейсмичности Перуанского сектора Анд, тогда как южнее – для Чилийско-Аргентинского сектора – значения C в целом ниже 1.2. Это качественно согласуется с представлением о том, что зона Перуанского сектора характеризуется большим поперечным сокращением континентальной коры, чем в соседней зоне Чилийско-Аргентинского сектора [30, 31]. Сокращение коры на этом участке происходит неравномерно, причем скорость субдукции растет от южных широт к северным: в последние 10–24 млн лет различие в скорости субдукции на этих участках достигало 2.6 см/год, а суммарное сокращение континентальной коры составило 150–170 км на широте 30° S и 210–350 км на широте 18° S.

Районы “точечной” сейсмичности, где оценка параметра C ниже 0.6, представлены редкими отдельными площадями по всему миру. Гавайские острова и острова Галапагос – наиболее обширные области надежно определенного минимального значения параметра C .

Выводы

Очевидно, что наше сопоставление параметров Общего закона подобия A , B и C для землетрясений с тектоническими структурами приведено в самом общем виде и далеко от претензий на сеймотектоническую регионализацию и строгую тектоническую интерпретацию. Более детальное изучение значений параметров A , B и C для различных каталогов землетрясений предполагается в дальнейшем и независимо уже ведется другими исследователями [16]. Даже оставаясь в рамках самого “грубого” глобального масштаба, интересно сравнить полученные карты с расчетом параметров, например, для глубоких (с глубиной более 100 км) землетрясений или для основных толчков (как это было в [11]) и посмотреть, меняются ли значения параметров A , B и C со временем. Использование более точных и представительных региональных каталогов, вероятно, позволит распространить границы применимости Общего закона подобия для землетрясений на более широкие диапазоны магнитуд и размеры области рассмотрения. На такую возможность указывает выполненный ранее выборочный анализ 11 каталогов землетря-

сений [11, 12], при котором по совокупности подобие обнаруживается в диапазоне магнитуд от 1.5 (каталог Северной Калифорнии) до 7.5 (Глобальный каталог) и в диапазоне размеров области от 10 км (каталог Кавказа) до 20000 км (каталоги полушарий Земли).

Обобщая и уточняя фундаментальное соотношение Гутенберга–Рихтера, Общий закон подобия для землетрясений, очевидно, имеет важные приложения и следствия как для понимания физики сейсмического процесса в целом, так и для прикладных задач оценивания сейсмической опасности и прогноза землетрясений.

Авторы благодарны А.В. Ландеру и М.Г. Шнирману за обсуждение проблем и задач, связанных с Общим законом подобия для землетрясений, и высказанные замечания.

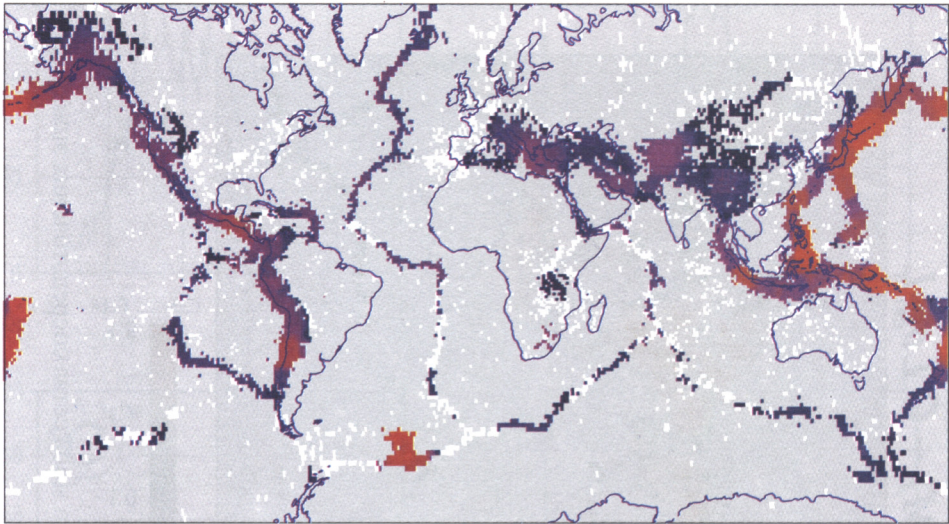
Работа выполнена при поддержке Международного научно-технического центра (проект 1538-00 МНТЦ), Российского фонда фундаментальных исследований (проект 00-15-98507 РФФИ), ИНТАС (проект 01-0748), Фонда Джеймса С. МакДоннелла (проект “Understanding and Prediction of Critical Transitions in Complex Systems” в рамках программы “The 21st Century Collaborative Activity Award for Studying Complex Systems”), гранта Президента РФ НШ-1269.2003.5 и Программы фундаментальных исследований Президиума РАН N 13 “Изменение окружающей среды и климата: природные катастрофы”.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Barenblatt G.I.* Micromechanics of fracture // Theoretical and Applied Mechanics. 1993. P.25–52.
2. *Barenblatt G.I.* Scaling, self-similarity, and intermediate asymptotics. Cambridge University Press: Cambridge, 1996. 408 p.
3. *Turcotte D.L.* Fractals and chaos in geology and geophysics, 2-nd edition. Cambridge University Press: Cambridge, 1997. 412 p.
4. *Kossobokov V.G., Keilis-Borok V.I., Cheng B.* Similarities of multiple fracturing on a neutron star and on the Earth // Phys. Rev. E. 2000. Vol.61. P.3529–3533.
5. *Gutenberg B., Richter C.F.* Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1956. Vol.46. P.105–145.
6. *Frohlich C., Davis S. D.* Teleseismic b values; or, much ado about 1.0 // J. Geophys. Res. 1993. Vol.98. P.631–644.
7. *Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф.* О свойстве дискретности горных пород // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. N 12. С.3–18.
8. *Садовский М.А., Голубева Т.В., Писаренко В.Ф., Шнирман М.Г.* Характерные размеры горной породы и иерархические свойства сейсмичности // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1984. N 20. С.87–96.
9. *Bak P., Tang C.* Earthquakes as a self-organized critical phenomenon // J. Geophys. Res. 1989. Vol.94. P.15635–15637.

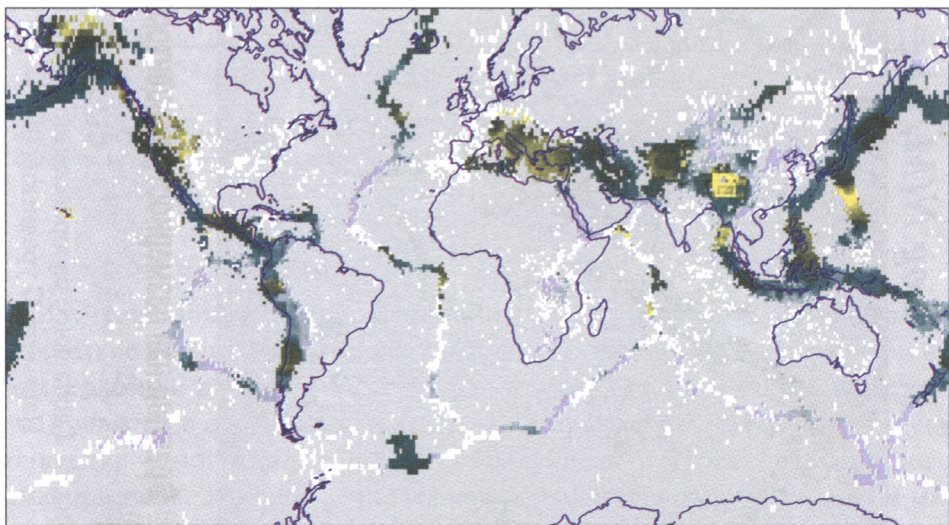
10. *Turcotte D.L.* Seismicity and self-organized criticality // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1999. Vol.111. P.275–294.
11. *Kossobokov V.G., Mazhkenov S.A.* Spatial characteristics of similarity for earthquake sequences: Fractality of seismicity. Lecture Notes of the Workshop on Global Geophysical Informatics with Applications to Research in Earthquake Prediction and Reduction of Seismic Risk (15 Nov.–16 Dec., 1988). ICTP. 1988. Trieste. 15 p.
12. *Кейлис-Борок В.И., Кособоков В.Г., Мажкенов С.А.* О подобии в пространственном распределении сейсмичности // Теория и алгоритмы интерпретации геофизических данных. М.: Наука, 1989. С.28–40. (Вычисл. сейсмология; Вып.22).
13. *Kossobokov V.G., Mazhkenov S.A.* Times of increased probability of large earthquakes in the Eastern Tien Shan diagnosed by the M8 algorithm // *Computational Seismology and Geodynamics*. Vol.1. 1994. P.16–19.
14. *Mandelbrot B.B.* The fractal geometry of nature. New York: Freeman. 1982. 488 p.
15. *Christensen K., Danon L., Scanlon T., Bak P.* Unified scaling law for earthquakes // *Proc. National Acad. Sci.* 2002. Vol.99, suppl.1. P.2509–2513.
16. *Corral A.* Local distributions and rate fluctuations in a unified scaling law for earthquakes // *Phys. Rev E.* 2003. Vol.68. P.035102(R).
17. *Bak P., Christensen K., Danon L., Scanlon T.* Unified scaling law for earthquakes // *Phys. Rev. Lett.* 2002. Vol.88. P.178501–178504.
18. *Okubo P.G., Aki K.* Fractal geometry in the San Andreas Fault system // *J. Geophys. Res.* 1987. Vol.92(B1). P.345–356.
19. *Omori F.* On the after-shocks of earthquakes // *J. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo.* 1894. Vol.7. P.111–200.
20. *Utsu T., Ogata Y., Matsu'ura R.S.* The centenary of the Omori formula for a decay law of aftershock activity // *J. Phys. Earth.* 1995. Vol.43. P.1–33.
21. Долгосрочный прогноз землетрясений: Методические рекомендации / Под ред. акад. М.А. Садовского. М.: ИФЗ АН СССР, 1986. 127 с.
22. *Kossobokov V., Nekrasova A.* Generalizing the Gutenberg-Richter scaling law // *Eos Trans. AGU.* 2002. Vol.83, N 47. Fall Meet. Suppl., Abstract NG62B-0958.
23. *Kossobokov V., Nekrasova A.* Generalized Gutenberg-Richter recurrence law // *Geophysical Research Abstracts.* 2003. Vol.5. Abstracts of the Contributions of the EGS-AGU-EGU Joint Assembly. Nice, France, 06-11 April, 2003 (CD-ROM): EAE03-A-06597.
24. *Kossobokov V., Nekrasova A.* Generalized Gutenberg-Richter recurrence law: Global map of parameters // *Geophysical Research Abstracts.* 2003. Vol.5. Abstracts of the Contributions of the EGS-AGU-EGU Joint Assembly, Nice. France, 06-11 April, 2003 (CD-ROM): EAE03-A-03801.
25. Global Hypocenters Data Base CD-ROM, 1989. NEIC/USGS. Denver, CO and its PDE updates through 2002.
26. *Kossobokov V.G., Keilis-Borok V.I., Turcotte D.L., Malamud B.D.* Implications of a statistical physics approach for earthquake hazard assessment and forecasting // *PAGEOPH.* 2000. Vol.157. P.2323–2349.
27. *Molchan G.M., Kronrod T.L., Panza G.F.* Multiscale seismicity model for seismic risk // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1997. Vol.87, N 5. P.1220–1229.
28. *Кронрод Т.Л.* Параметры сейсмичности для основных высокосейсмичных районов мира // Логические и вычислительные методы в сейсмологии. М.: Наука, 1984. С.36–58. (Вычисл. сейсмология; Вып.17).
29. *Ле Пишон К., Францито Ж., Боннин Ж.* Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 288 с.
30. *Пуцаровский Ю.М., Меланголина Е.Н.* Тектоническое развитие Земли. Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 263 с.
31. *Cahill T., Isacks B.L.* Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate // *J. Geophys. Res.* 1992. Vol.97. P.17503–17529.

$$\text{Log } N(M, L) = A + B(5 - M) + C \text{Log } L$$



Логарифм частоты повторяемости год⁻¹ **A**

Рис. 3. Глобальное распределение логарифмической оценки сейсмической активности: Параметр **A** уравнения (4).



Соотношение повторяемости магнитуд единица магнитуды⁻¹ **B**

Рис. 4. Глобальное распределение оценки наклона графика повторяемости: Параметр **B** уравнения (4).

$$\text{Log } N(M, L) = A + B(5 - M) + C \text{Log } L$$

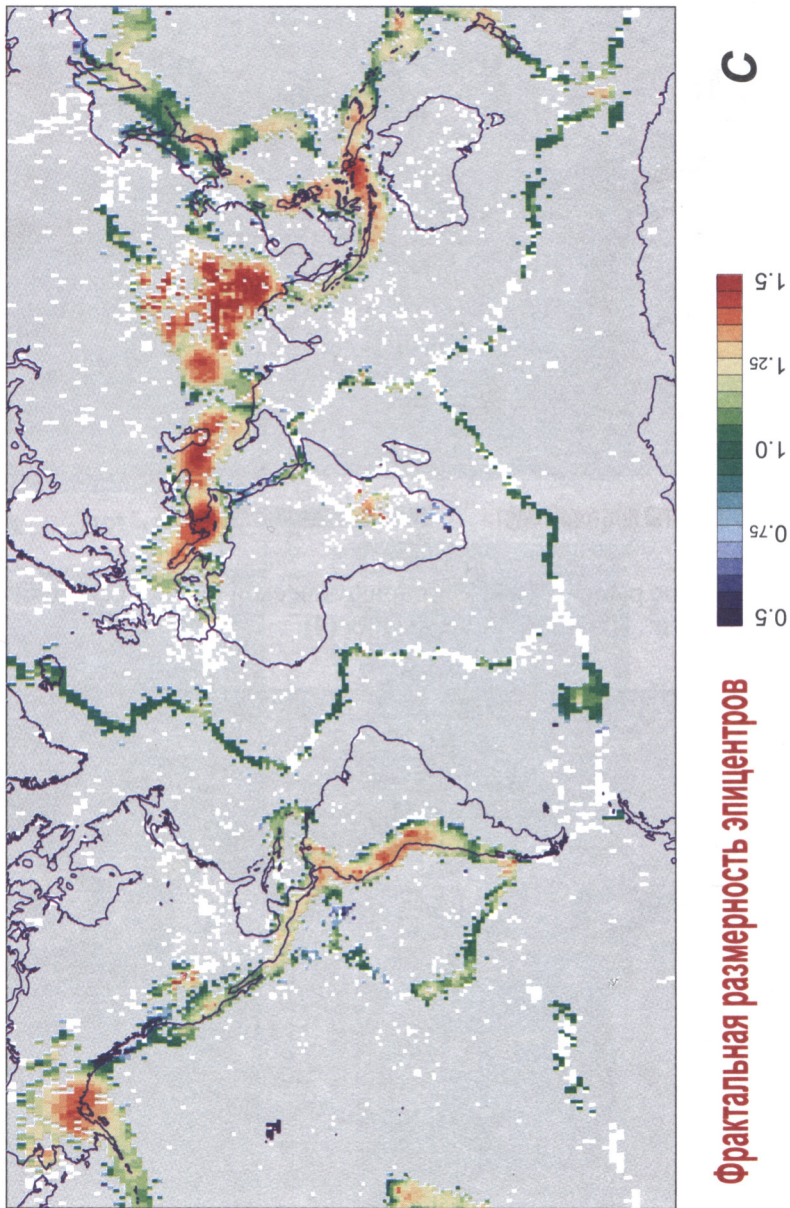


Рис. 5. Глобальное распределение фрактальной размерности множества сосредоточения эпицентров :
Параметр **C** уравнения (4).