

© Ф.А.Кадиров, Н.Р.Карагезова, А.Г.Кадыров, 2011

ФРАКТАЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СЕЙСМИЧНОСТИ ТЕРРИТОРИИ АЗЕРБАЙДЖАНА

Ф.А.Кадиров, Н.Р.Карагезова, А.Г.Кадыров

*Институт геологии НАН Азербайджана
AZ1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А*

В ходе проведенного нами исследования были рассчитаны количественные характеристики самоподобия сейсмического процесса, протекающего на территории Азербайджана. Были определены показатели фрактальной размерности распределения землетрясений по энергиям, по эпицентрам и разломной сети Азербайджана. Также рассматривается характер возможной связи между параметром b в законе Гутенберга-Рихтера и фрактальными размерностями сети активных разломов и эпицентрального поля, D_f и D_e соответственно. Полученные фрактальные показатели коррелируют с соотношением, описывающим теоретическую связь фрактальных размерностей и параметра b .

1. Введение

Как известно, геофизическая среда, в которой протекает сейсмический процесс, существенно неоднородна. Имеются многочисленные свидетельства об иерархическом самоподобном строении различных геофизических полей и неоднородной структуре геолого-геоморфологических характеристик (Садовский, Писаренко, 1991). Самым тесным образом с неоднородной структурой среды связан сейсмический процесс, который проявляет характерные свойства иерархической самоподобной системы в пространственно-временных характеристиках в виде степенных законов распределения. Фрактальные свойства (математический объект с дробной размерностью, обладающий свойством рекурсивности: каждая его часть является уменьшенной копией целого) как сейсмического процесса, так и среды, в которой он протекает, выражаются в значениях фрактальных размерностей и параметра b в законе повторяемости Гутенберга-Рихтера. На сегодняшний день существует довольно большое количество работ, в которых изучается возможный характер теоретической связи между этими величинами, проводится практическое исследование этих соотношений для различных регионов мира (Касахара, 1985; Turcotte, 1997; Volant, Grasso, 1994; Oncel et al., 1995; Oncel et al., 2001; Nanjo, Nagahama, 2000; 2004; Caneva, Smirnov, 2004).

Целью данной работы является исследование фрактальной статистики для землетрясений Азербайджана, изучение фракталь-

ных показателей сейсмичности территории Азербайджана.

2. Фрактальная теория

Фрактальная теория – активно развивающаяся область знаний, обладающая мощными инструментами описания сложных самоподобных объектов и процессов (Мандельброт, 2002; Федер, 1991). Фрактал – это бесконечно самоподобная геометрическая фигура, каждый фрагмент которой повторяется при уменьшении масштаба (Мандельброт, 1975). Фрактальные объекты обладают свойством масштабной инвариантности, или скейлинга, когда каждый элемент несет информацию о целом. Масштабная инвариантность, наблюдаемая во фракталах, может быть либо точной, либо приближенной. Ключевое место в теории фракталов занимает понятие фрактальной размерности D , которая является показателем в степенном законе вида:

$$N \sim r^{-D}, \quad (1)$$

где r – масштаб рассмотрения, N – количество элементов.

Для практического вычисления показателя D часто используют метод подсчета клеток (клеточный метод), размерность носит название клеточной (Turcotte, 1997; Robertson et al., 1995). При этом исследуемый объект покрывается клетками или ячейками (в трехмерном случае – кубиками) со стороны, равной r , причём при каждом акте покрытия r

изменяется, и подсчитывается число необходимых для этого клеток N при различных значениях r . Рассматриваются лишь непустые клетки, то есть, клетки, содержащие хотя бы одну точку или элемент исследуемого множества. В дальнейшем строится зависимость количества непустых клеток (N) от размера стороны клетки (r) по следующей формуле:

$$\lg N(r) = -D \cdot \lg(r) + c \quad (2)$$

Коэффициент D принимается за фрактальную размерность исследуемого множества. При этом не учитывается неоднородность фрактала, так как все клетки имеют одинаковый вес, независимо от того, сколько точек фрактального множества в них попадает.

Следует отметить, что часто применяются также другие виды размерности, соответствующие различным алгоритмам вычисления: информационная размерность, корреляционная размерность, массовая размерность и некоторые др.

Фрактальная размерность показывает меру самоподобия иерархической совокупности и степень сложности структуры. Мера подобия оценивается диапазоном масштабов, в котором выполняется однородный степенной закон, а относительная степень сложности определяется абсолютным значением фрактальной размерности. Фрактальная размерность дает количественную меру сопоставления объектов или процессов, как правило, имеющих неодинаковое время формирования и/или характеризующихся различными физическими величинами.

В качестве примеров геометрических регулярных фракталов можно привести такие геометрические объекты, как: кривая Коха, снежинка Коха, губка Менгера, салфетка и ковер Серпинского и т.д. Известными фрактальными множествами являются множество Мандельброта, множество Жюлиа и другие.

Укажем основные признаки фрактальных объектов:

- 1) каждое множество с нецелой размерностью есть фрактал;
- 2) большинство фракталов инвариантны к масштабным преобразованиям, то есть самоподобны;
- 3) фрактальные кривые бесконечно из-

ломаны и, соответственно, нигде не дифференцируемы;

4) соотношение между линейным размером и массой фрактала выражается степенной функцией. В каждом конкретном случае под массой может пониматься любая мера: длина, площадь, объем, число событий и т.д.

Различные экспериментальные и теоретические исследования указывают на то, что фракталы отражают, прежде всего, определенное состояние систем и подсистем разных уровней. Информативность фракталов обеспечивается: инвариантными и самоподобными свойствами, их способностью непосредственно передавать информацию о нарушении устойчивости структурного состояния системы и ее адаптивности к внешнему воздействию.

3. Самоподобные свойства сейсмического режима

Совокупность землетрясений, рассматриваемых как точки в координатах пространство-время, которые снабжены параметром энергии, формирует сейсмический режим (Касахара, 1985). Сейсмический режим представляет собой яркий пример самоподобного процесса.

По современным представлениям процесс генерации землетрясений является следствием деформации горной породы под действием тектонических сил. Поскольку данный процесс протекает в дискретной, иерархически самоподобной среде, то он также несет черты иерархичности, дискретности и автомодельности. Крупные отдельности в системе горной породы могут представлять собой целые ассоциации более мелких, реагирующих на внешние воздействия как единое целое. Система горной породы способна обмениваться массой и энергией как с внешней средой, так и между составляющими её отдельностями. При этом её отдельности могут достигать критической энергонасыщенности, терять устойчивость, сбрасывая избыток энергии в виде упругих волн (землетрясение). Потеря устойчивости может сопровождаться изменением конфигурации блоков относительно друг друга, их расчленением и консолидацией. Однако при этом свойства горной породы в целом практически не меняются; не меняется и характер энергомассо-

обмена в системе, иными словами, остается неизменным и общий характер сейсмического процесса.

Согласно этим представлениям горная порода, в которой происходит сейсмический процесс, должна рассматриваться как самоорганизующаяся система, находящаяся в состоянии динамического равновесия. При этом сами землетрясения представляют собой резкую потерю устойчивости, после чего происходит перестройка системы и адаптация к новому устойчивому состоянию. Указанные самоподобные (фрактальные) свойства сейсмического режима проявляются в степенном характере законов распределения землетрясений по пространству, по времени и по энергиям.

Существуют две модели, объясняющие фрактальный характер распределения землетрясений по частоте и магнитуде (Turcotte, 1992):

1. Разломы в земной коре распределены фрактально и к каждому разлому приурочены «свои» землетрясения с характерной магнитудой.

2. Землетрясения, происходящие на каждом разломе, распределены фрактально.

Отметим, что большинство исследователей отдают предпочтение первой модели: большие землетрясения связаны с большими разломами, в промежутках между большими землетрясениями сейсмическая активность тяготеет к вторичным разломам.

3.1. Фрактальная статистика землетрясений

Рассмотрим вкратце вопросы фрактальной статистики землетрясений, уделив основное внимание скейлинговым соотношениям в сейсмологии.

Более ста лет назад в 1894 г. Х. Омори установил, что распределение числа афтершоков $n(t)$, регистрируемых в единицу времени спустя время t после главного толчка и магнитуды которых превышают заданную величину, подчиняется степенному закону: $N(t) \sim t^{-p}$, где p – скейлинговый показатель, величина которого близка к единице, значения t лежат в интервале от одного до ста дней (Крылов, Бобров, 2004).

Другой известной фрактальной закономерностью сейсмической активности является

закон повторяемости землетрясений, описывающий зависимость количества происходящих землетрясений от их величины. Собственно, тот факт, что катастрофические землетрясения на земном шаре происходят редко, не столь крупные – чаще, а мелкие – постоянно, не представляется чем-то примечательным. При данной величине M число землетрясений с магнитудой больше M зависит от M следующим образом:

$$\lg N(M) = -bM + \lg a \quad (3)$$

Данное соотношение выражает закон повторяемости землетрясений (закон Гутенберга-Рихтера). Этот закон справедлив как для отдельных регионов, так и для всего земного шара. Показатель b выражает соотношение между числом больших и малых сейсмических событий. Константа a – мера регионального уровня сейсмичности.

Подобный вид распределения указывает на то, что хотя катастрофические землетрясения случаются редко, для них не нужно искать специальный механизм – он тот же самый, что и для событий меньших масштабов (Turcotte, 1997). Т.е. можно заключить, что коэффициент b – параметр самоподобия сейсмического режима.

Как известно, энергия E , выделяемая при землетрясении, связана с магнитудой следующим соотношением:

$$\lg E = \alpha + \beta M, \quad (4)$$

где α и β – эмпирические коэффициенты.

На основе (3) и (4) можно написать следующее соотношение:

$$N = 10^v E^{-d_E}, \quad (5)$$

где $d_E = b/\beta$ и $v = \alpha(\beta - b)/\beta$.

Данному однородному степенному закону (5) подчиняется распределение землетрясений по энергиям. Он дает строгое количественное обоснование представлениям о самоподобию сейсмического режима. Здесь степенной показатель d_E является фрактальной размерностью распределения землетрясений по энергиям.

3.2. Связь между параметром b в законе Гутенберга-Рихтера и фрактальной размерностью сети активных разломов и эпицентрального поля

Рассмотрим характер возможной связи между параметром b в законе Гутенберга-Рихтера и фрактальной размерностью сети активных разломов и эпицентрального поля.

Физические механизмы землетрясений, связанные с процессами роста трещин, дают основание полагать, что длина разрыва зависит от энергии землетрясения и, соответственно, от магнитуды.

Эмпирическими методами также установлен степенной характер соотношения между числом землетрясений N и длиной разрывного нарушения l , с которым они связаны (Лукк и др., 1996; Turcotte, 1997):

$$N = \beta l^{-D}, \quad (6)$$

где D – фрактальная размерность, β – константа. Этот закон носит универсальный характер и выполняется для регионов с различными тектоническими режимами.

Самоподобие сейсмического режима и фрактальные характеристики делимости земной коры дают основания полагать, что может быть выявлена связь между характеристиками степенных законов, описывающих эти явления.

Сейсмический момент M_0 связан с деформациями, происходящими во время землетрясения, соотношением (Касахара, 1985; Fowler, 2005):

$$M_0 = \mu A u, \quad (7)$$

где μ – модуль сдвига упругой среды, A – площадь, охваченная разрывом, u – среднее смещение по разрыву во время землетрясения.

Экспериментально установлено следующее соотношение (Kanamori, Anderson, 1975; Касахара, 1985):

$$\lg M_0 = c M_w + s \quad (8)$$

Это соотношение вводит новую шкалу магнитуд M_w – магнитуду, определяемую по моменту, c и s являются константами. Статистические оценки средних значений констант дают: $c \approx 1,5$, $s \approx 9.1$ (Касахара, 1985; Fowler, 2005).

В соотношении (8) часто вместо M_w приближенно используют магнитуду M_s , определяемую по поверхностным волнам:

$$\lg M_0 = 1,5 M_s + 9.1 \quad (9)$$

Кроме того, для M_0 имеет место соотношение (Kanamori, Anderson, 1975):

$$M_0 = \alpha A^{3/2} \quad (10)$$

Комбинируя (10), (8) и закон Гуттенберга-Рихтера (3), получаем:

$$N = \gamma A^{3b/2c}, \quad (11)$$

где γ – константа, полученная из комбинации других эмпирических констант. С учетом того, что $A \sim l^2$, где l – линейный размер, получаем соотношение:

$$N = \gamma l^{3b/c} \quad (12)$$

Сопоставляя (12) с (6), можем заключить, что:

$$D = 3b/c.$$

Взяв среднее значение $c = 1,5$, получаем:

$$D = 2b. \quad (13)$$

Таким образом, приведенные формулы дают возможность определять фрактальную размерность совокупности разломов по параметру b в законе Гутенберга-Рихтера, построенном по распределению магнитуд поверхностных волн M_s . Основой этого соотношения является закон делимости.

Однако, надо заметить, что на практике данное соотношение далеко не всегда строго выполняется. Результаты анализа показывают, что наблюдается более сложная зависимость между D и b , чем (13) (Oncel et al., 1995; Oncel et al., 2001).

Так, в результате исследований, проведенных для некоторых районов Японии, были получены различные коэффициенты, связывающие эти параметры. Коэффициенты здесь варьируются в достаточно широких пределах и даже принимают отрицательные значения (Oncel et

al., 2001). В (Volant, Grasso, 1994; Caneva, Smirnov, 2004) также исследовалось соотношение между b и D и его изменение с течением времени. Показано, что (13) выполняется приблизительно и не на всех интервалах времени.

На основе современных каталогов землетрясений и электронных разломных карт фрактальная статистика для многих регионов мира исследовалась различными авторами (Robertson et al., 1995; Turcotte, 1997). Так, были определены фрактальные показатели для землетрясений Калифорнии (Robertson et al., 1995). Исследовались фрактальные характеристики для территории всей Евразии и для ее регионов (Захаров, 2008). В ходе проведенного исследования были получены следующие параметры самоподобия для территории Евразии: фрактальная размерность сети активных разломов D_f , фрактальная размерность распределения эпицентров D_e , также построен график повторяемости землетрясений и определен параметр b (Захаров, 2008). Аналогичные фрактальные показатели были рассчитаны также для большинства районов Евразии: Восточного Средиземноморья, Кавказа, Ирана, Пакистана, Афганистана, Гима-

лаев, Тибета, Курил и других.

Полученные для районов Евразии соотношения b , D_f и D_e показывают, что приблизительно зависимость $D=2b$ выполняется, хотя и наблюдаются довольно значительные отклонения.

4. Фрактальные характеристики землетрясений Азербайджана

4.1. Фрактальная характеристика распределения землетрясений Азербайджана по энергиям

В качестве базы данных проведенного исследования был использован сводный каталог землетрясений Азербайджана и сопредельных областей, составленный на основе различных каталогов международных сейсмических центров, таких как: NEIC, IRIS, CTBTO, ANSS, Республиканского Центра Сейсмологической Службы НАНА и некоторых других. Каталог содержит землетрясения с магнитудами от $M=3.2$ до $M=7.0$. На рисунке 1 представлена карта распределения эпицентров землетрясений Азербайджана и сопредельных территорий за период 1902-2010 гг.

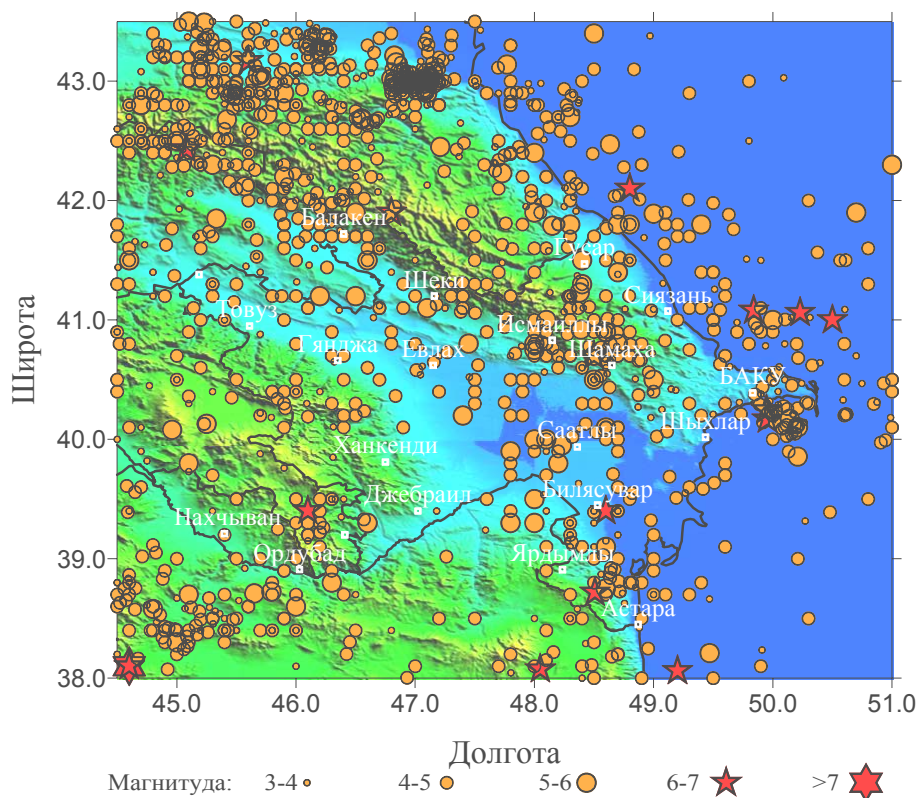


Рис. 1. Карта распределения эпицентров землетрясений Азербайджана и сопредельных территорий (1902-2010)

На базе вышеупомянутого сводного каталога был построен график повторяемости землетрясений Азербайджана (рис. 2), отражающий логарифмическую зависимость количества землетрясений от их величины.

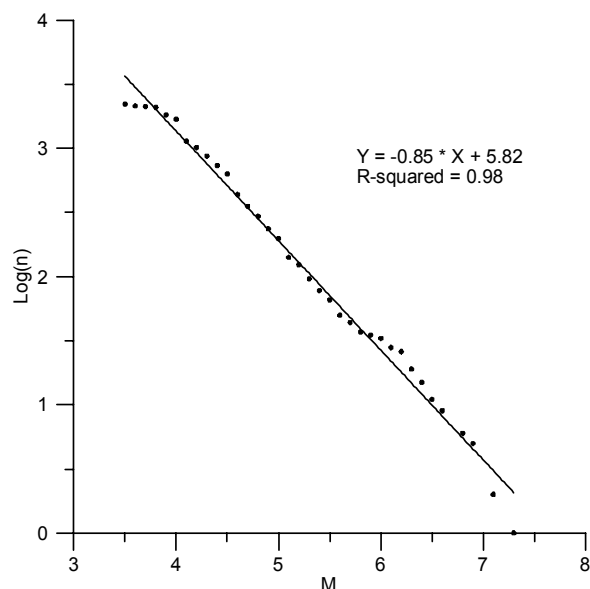


Рис. 2. График повторяемости землетрясений

Также был рассчитан закон повторяемости землетрясений Гутенберга-Рихтера для территории Азербайджана:

$$\lg N = 5,82 - 0,85M.$$

Как известно, логарифм энергии сильных землетрясений и магнитуа связаны между собой формулой $\lg E = 11,8 + 1,5M$ (Richter, 1958; Bath, 1981). Эмпирические исследования показали, что для Кавказа, в случае если $M \geq 5,5$, $\beta = 1,1$, а в случае если $M < 5,5$, $\beta = 1,8$ (Ризниченко, 1985). Среднее значение этих данных $\beta = 1,5$ и совпадает со значением β в формуле Рихтера.

Используя эмпирически полученные значения b и β , вычислим фрактальную размерность $d_E = b/\beta$ для землетрясений Азербайджана и сопредельных территорий.

а) для землетрясений с $M \geq 5,5$,

$$d_E = 0,85/1,1 = 0,77;$$

б) для землетрясений с $M < 5,5$,

$$d_E = 0,85/1,8 = 0,47.$$

Для среднего значения $\beta = 1,5$ фрактальная размерность распределения землетрясе-

ний по энергиям для исследуемой территории составляет $d_E = 0,85/1,5 = 0,57$.

4.2. Фрактальная характеристика эпицентрального распределения землетрясений Азербайджана

Для определения фрактальной размерности пространственного распределения эпицентров землетрясений D_e был использован клеточный метод.

Используя карту эпицентров землетрясений, нами был построен график, отражающий логарифмическую зависимость количества непустых клеток N , то есть количества клеток, в которых располагается хотя бы один эпицентр землетрясений, от размера клеток разбиения территории Азербайджана r (рис. 3):

Получена следующая зависимость: $\lg(N) = -1,66 \cdot \lg(r) + 1,5$. Соответственно, фрактальная размерность распределения эпицентров землетрясений Азербайджана и сопредельных территорий (D_e) равна 1,66. Отметим, что при проведении расчетов размер очагов не учитывался, источник полагался точечным. Пространственные координаты измерялись в градусах, сферичность Земли не учитывалась.

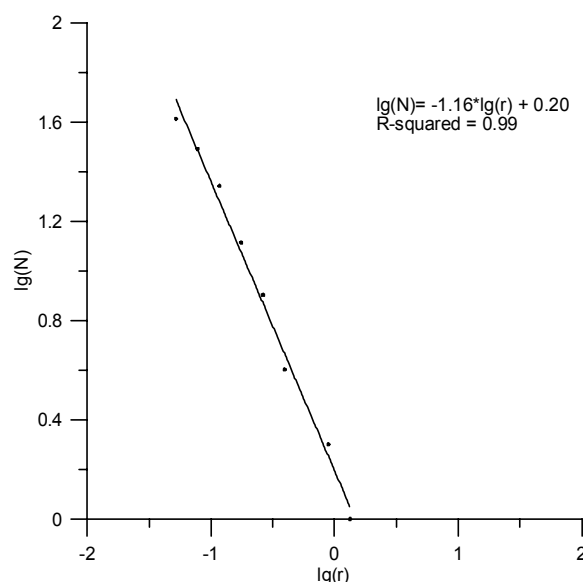


Рис. 3. Результаты вычислений фрактальной размерности эпицентрального распределения землетрясений Азербайджана (1902-2010 гг.).

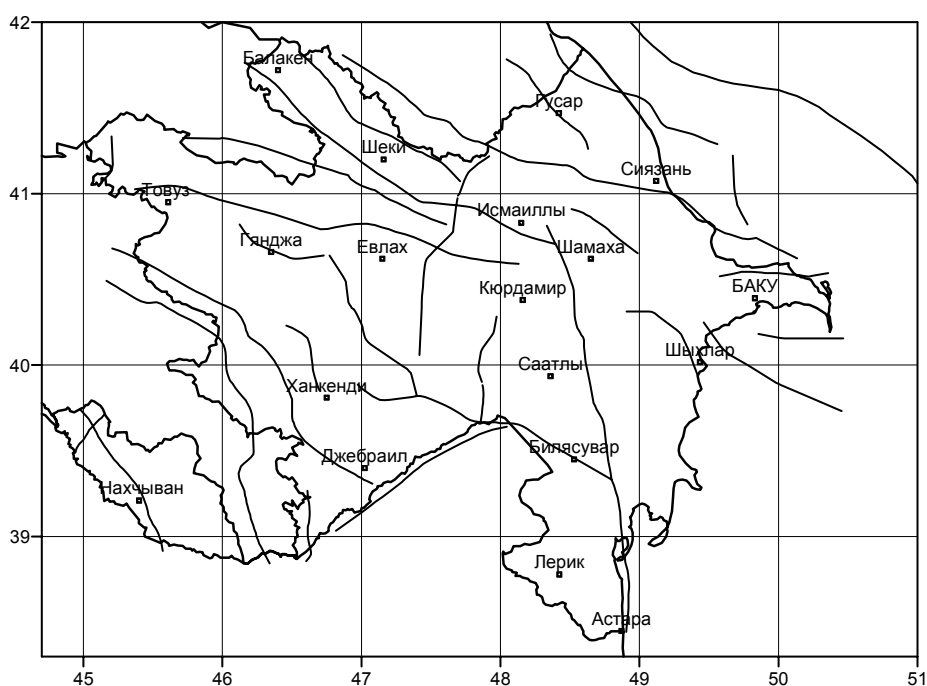


Рис. 4. Карта разломной тектоники территории Азербайджана

4.3. Фрактальная характеристика сети разломов Азербайджана

На рисунке 4 представлена карта основных разломов, охватывающих территорию Азербайджана (Гаджиев Р.М., 1965, Кадиров Ф.А., 2000).

Нами был построен график зависимости количества непустых клеток N (клеток, содержащих хотя бы одну часть разлома) от размера клеток разбиения r и была рассчитана фрактальная размерность разломной сети Азербайджана (рис. 5). При проведении данного исследования была составлена компьютерная программа. Для расчетов применялся метод подсчета клеток.

Получена следующая зависимость: $\lg(N) = -1,64 \cdot \lg(r) + 1,03$. Таким образом, фрактальная размерность разломной сети Азербайджана (D_f) составляет 1,64.

Отметим близость полученных фрактальных размерностей эпицентрального распределения землетрясений D_e и разломной сети D_f Азербайджана, 1,66 и 1,64, соответственно.

Бликие значения данных размерностей могут указывать на сходство пространственных характеристик разломов и полей эпицентров и, таким образом, общую сбалан-

сированность двух процессов. По всей видимости, фрактальное строение разломных сетей определяет особенности фрактальной пространственно-временной динамики землетрясений и наоборот.

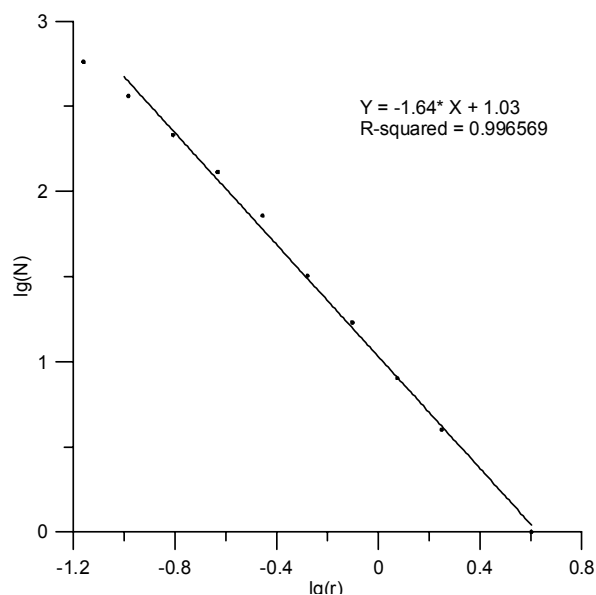


Рис. 5. Результаты вычислений фрактальной размерности разломной сети для Азербайджана

Выводы

Основным результатом наших исследований является получение количественных характеристик самоподобия сейсмического процесса, протекающего на территории Азербайджана.

Показатель фрактальной размерности распределения землетрясений по энергиям для Азербайджана (d_E) составляет 0,57, что довольно близко по своему значению к аналогичному общекавказскому показателю, который равен 0,60.

Показатель фрактальной размерности эпицентрального распределения землетрясений территории Азербайджана (D_e) составляет 1,66, что также близко по своему значению к аналогичной фрактальной размерности, рассчитанной для землетрясений Кавказа (1,67).

Показатель фрактальной размерности разломной сети Азербайджана (D_f) составляет 1,64. Полученный показатель имеет сходное значение с аналогичным показателем для разломной сети Кавказа (1,63).

Соответствие соотношений рассчитанной фрактальной размерности распределения эпицентров землетрясений Азербайджана D_e , фрактальной размерности разломной сети Азербайджана D_f и полученного параметра b в законе повторяемости Гутенберга-Рихтера равенству $D = 2b$ увеличивает достоверность проведенного исследования.

Работа выполнена в рамках гранта УНТС №4801 по теме «Составление ГИС карт активных разломов и сейсмической опасности Азербайджана по GPS и сейсмологическим данным».

ЛИТЕРАТУРА

ГАДЖИЕВ, Р.М. 1965. Глубинное геологическое строение Азербайджана. Азербайджанское Гос. Издат. Баку. 200.
ЗАХАРОВ, В.С. 2008. Характеристики самоподобия сейсмичности и сетей активных разломов Евразии. http://georazrez.uni-dubna.ru/articles/2008/1-1/zakharov-kharakteristiki_samopodobiya_seysmichnosti.pdf.
Кадиров, Ф.А. 2000. Гравитационное поле и модели глубинного строения Азербайджана. Nafta Press. Баку. 112.
КАСАХАРА, К. 1985. Механика землетрясений. Мир. Москва. 264.

КРЫЛОВ, С.С., БОБРОВ, Н.Ю. 2004. Фракталы в геофизике, СПбГУ. Санкт-Петербург. 135.
ЛУКК, А.А., ДЕЩЕРЕВСКИЙ, А.В., СИДОРИН, А.Я., СИДОРИН, И.А. 1996. Вариации геофизических полей как проявление детерминированного хаоса во фрактальной среде. ОИФЗ РАН. Москва. 210.
МАНДЕЛЬБРОТ, Б. 1975. Фрактальные объекты: форма, случайность и размерность.
МАНДЕЛЬБРОТ, Б. 2002. Фрактальная геометрия компьютерных исследований. 656.
РИЗНИЧЕНКО, Ю.В. 1985. Проблемы сейсмологии. Избранные труды. Наука. Москва. 408.
САДОВСКИЙ, М.А., ПИСАРЕНКО, В.Ф. 1991. Сейсмический процесс в блоковой среде. Наука. Москва. 96.
ФЕДЕР, Е. 1991. Фракталы. Мир. Москва. 260.
BATH, M. 1981. Earthquake magnitude – recent research and current trends. *Earth science rev.*, 17, 315-398.
CANEVA, A., SMIRNOV, V. 2004. Using the fractal dimension of earthquake distributions and the slope of the recurrence curve to forecast earthquakes in Colombia. *Earth sciences research journal*, 8, 1, 3-9.
FOWLER, C.M.R. 2005. The Solid Earth: an introduction to global geophysics. Cambridge. Cambridge University press. 685.
KANAMORI, H., ANDERSON, D.L. 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Seis.Soc.Am.Bull.*, 65, 1073-1096.
NANJO, K., NAGAHAMA, H. 2000. Spatial distribution of aftershocks and the fractal structure of active fault systems. *Pure and applied geophysics*, 157, 575-588.
NANJO, K., NAGAHAMA, H. 2004. Fractal properties of spatial distributions of aftershocks and active faults. *Chaos, solitons and fractals*, 19, 387-397.
ONCEL, A.I., WILSON, T.H., NISHIZAWA, O. 2001. Size scaling relationships in the active fault networks of Japan and their correlation with Gutenberg-Richter b values. *Journal of geophysical research*, 106, 2182-2184.
ONCEL, A.O., ALPTEKIN, O., MAIN, I. 1995. Temporal variations of the fractal properties of seismicity in the western part of the north Anatolian fault zone: possible artifacts due to improvements in station coverage. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 2, 147-157.
RICHTER, C. 1958. Elementary seismology. Freeman. San Francisco. Calif. 768.
ROBERTSON, M.C., SAMMIS, C.G., SAHIMI, M., MARTIN, A.J. 1995. Fractal analysis of three-dimensional spatial distributions of earthquakes with a percolation interpretation. *Journal of geophysical research*, 100, B1, 609-620.
TURCOTTE, D.L. 1992. Fractals and chaos in geology and geophysics. Cambridge University press. Cambridge.
TURCOTTE, D.L. 1997. Fractals and chaos in geology and geophysics. Second edition. Cambridge University press. 398.
VOLANT, P., GRASSO, J.R. 1994. The finite extension of fractal geometry and power law distribution of shallow earthquakes: a geomechanical effect. *Journal of geophysical research*, 99, 21879-21889.