

УДК 551.243+550.34

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ФРАКТАЛЬНОЙ РАЗМЕРНОСТИ РАЗЛОМОВ И СЕЙСМИЧНОСТИ В БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЕ

© 1998 г. С. И. Шерман, А. С. Гладков

Представлено академиком Н.А. Логачевым 22.12.97 г.

Поступило 08.01.98 г.

В настоящее время применение фрактальных множеств [1] приобретает широкое распространение в геотектонике, особенно в ее крупном разделе – разломной тектонике, и расширяет возможности других применяемых в ней численных методов анализа [2–4]. Фрактальный анализ является одним из методов, приспособленным для изучения самоподобных явлений и процессов, которые играют важнейшую роль как в разломной тектонике, так и в процессах, с ней генетически взаимосвязанных, например сейсмичности.

Применение аппарата фрактальных множеств к лабораторному исследованию землетрясений и микроразрушений показало, что множество очагов имеет фрактальную размерность, значения которой ниже размерности пространства, вмещающего очаги [5, 6]. В работе [8] приведены аргументированные доказательства самоподобия собственно сейсмического процесса во времени в Байкальской рифтовой зоне (БРЗ). Сейсмический процесс рассмотрен вне связи с геодинамикой и полем напряжений в этой зоне.

Изложенное дает основание продолжить исследование на новом уровне и сопоставить два условно независимых процесса, протекающих в БРЗ – разломообразование и сейсмичность, тем более что подобный подход [7] открывает новые исследовательские возможности.

Фрактальная размерность разломов в БРЗ оценивалась по своему главному показателю – карте разломов (рис. 1), фрактальная размерность сейсмичности – по эпицентральному полю землетрясений (рис. 2). В центральной части БРЗ преобладает растяжение литосферы, на флангах – растяжение со сдвигом [9]. Для расчетов фрактальной размерности было использовано более 3000 разломов с длиной от 1 до 80–100 км, закартированных на площади БРЗ государственной геологической съемкой масштаба 1 : 200000. Эпицентрально поле землетрясений проанализиро-

вано на основе более 60000 данных об очагах землетрясений с магнитудой более 2.2, зафиксированных на территории с 1960 по 1991 гг. и внесенных в Каталог землетрясений БРЗ, составленный в Институте земной коры СО РАН.

Степень деструкции литосферы в БРЗ оценивалась по фрактальной размерности D , рассчитываемой по уравнению

$$D = \frac{\lg M_i}{\lg L_i},$$

где M_i и L_i – соответственно число разрушенных клеток и размер системы в единицах размера пикселей, используемых при i -итерации.

При оценке фрактальной размерности разломов разрушенным считался пиксел, две стороны которого пересекались разломом. Результаты приведены на рис. 3. Более сложной оказалась ситуация при обработке материалов по пространственному распределению эпицентров.

Очаги землетрясений представляют собой сложные неоднородные, неравноценные, с изменяющимися признаками и параметрами области (пространства) в литосфере. Одними из главных и значимых их параметров с изменяющимися признаками являются магнитуды и, следовательно, размеры самой области очага. При фрактальном анализе вероятность попадания i -го очага в пиксел и его “разрушение” будут зависеть от размеров области очага. Центр очага может не попасть в границы пиксела, но область очага, при больших амплитудах, может даже перекрыть пиксел. И, наоборот, в случаях малых магнитуд центр очага может быть в границах пиксела, но не полностью охватывать его площадь. Можно предложить разные способы решения этого вопроса.

На наш взгляд, более корректно пространственная структура сейсмичности может быть описана фрактальной размерностью, если использовать размеры очаговой зоны эпицентров, попадающих в границы пикселей. При этом разрушенным пикселем следует считать тот, у которого более 1% площади занято разрушенными очаговыми пространствами, радиусы которых рассчитываются по

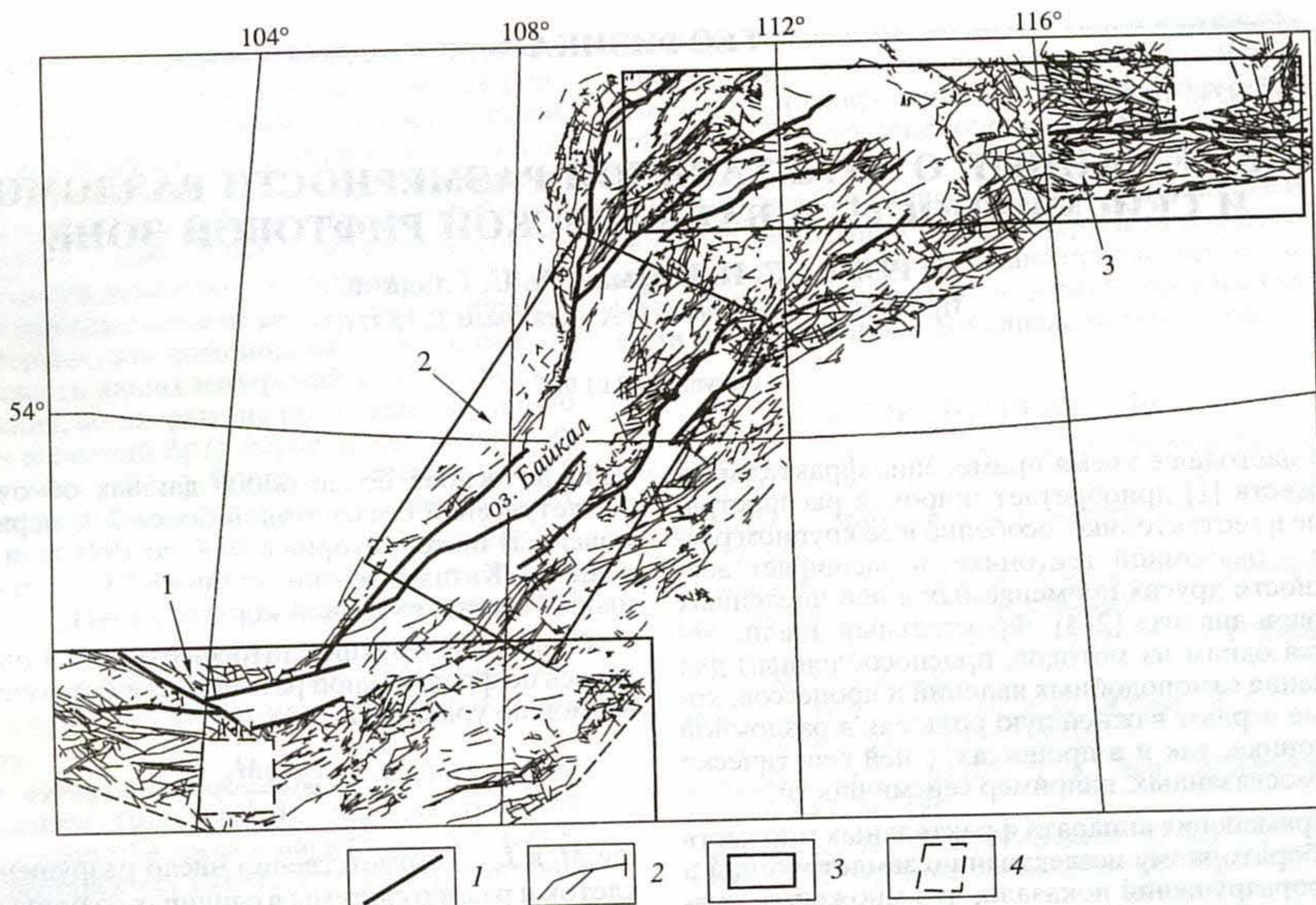


Рис. 1. Принципиальная схема разломов Байкальской рифтовой зоны. Составили С.И. Шерман, А.С. Гладков по материалам государственной геологической съемки масштаба 1 : 200000. Условные обозначения: 1 – генеральные (глубинные) разломы; 2 – региональные и локальные разломы; 3 – площади, в пределах которых производилось определение фрактальных размерностей сети разломов (1 – ЮЗ-фланг, 2 – центральная часть, 3 – СВ-фланг); 4 – площади, исключенные из фрактального анализа.

Ю.В. Ризниченко [10]. Условия, позволяющие пиксел считать разрушенным, можно менять, что нами и проделывалось в работе. Однако этот прием не оказал существенного влияния на конечный результат при его расчете в целом по региону, но привел к некоторым вариациям сравнимых фрактальных размерностей при их оценке по отдельным локальным участкам. Практически наиболее приемлемой оказалась величина суммарной площади очага в 0.01 площади пиксела. На рис. 3 значения фрактальной размерности приведены по результатам такого способа расчета.

Фрактальные размерности сетки разломов в БРЗ и сейсмичности равны по значениям (рис. 3). Это означает, что пространственные структуры сетки разломов и эпицентрального поля землетрясений идентичны. Сейсмический процесс в БРЗ во всем объеме выборки от слабых до сильных (редкие события) землетрясений пространственно контролируется разломной тектоникой. Оба процесса, связанные причинно-следственной зависимостью, находятся в целом в сбалансированном и, следуя терминологии А.В. Солоненко [8], сформировавшемся состоянии. Для современного

геодинамического режима БРЗ ее сеть разломов и их активизация как разломообразовательный процесс, с одной стороны, и сейсмический процесс, с другой, стабилизированы и находятся в относительном динамическом равновесии.

Принимая во внимание различия в напряженном состоянии земной коры на разных участках БРЗ, мы дополнительно провели расчет фрактальной размерности для трех крупных сегментов БРЗ: ее юго-западного и северо-восточного флангов, для которых типично сочетание напряжений сдвига с растяжением (pull-apart структуры), и центральной части, характеризующейся обстановкой растяжения [9].

Фрактальные размерности разломной сети и сейсмичности разнятся на флангах БРЗ. Они ниже по абсолютному значению для поля эпицентров, причем на ЮЗ-фланге разность по абсолютному значению фрактальных размерностей больше, чем на СВ-фланге. Следовательно, рассматриваемые процессы не сбалансированы на флангах. Не завершённое, не сбалансированное пространственное формирование полей эпицентров на флангах БРЗ

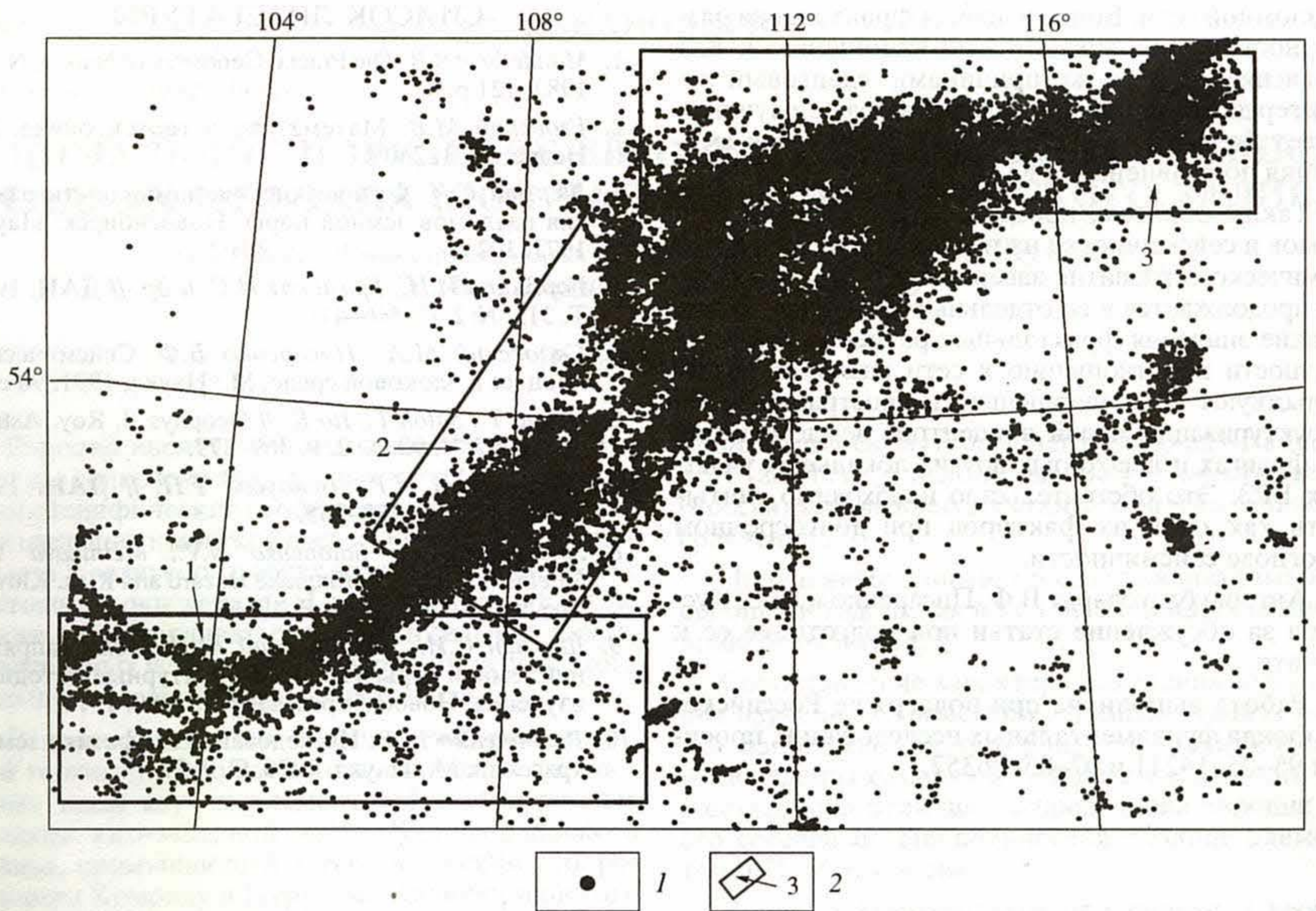


Рис. 2. Поле эпицентров землетрясений Байкальской рифтовой зоны (1960–1991 гг.). Использован каталог землетрясений БРЗ, составленный в Институте земной коры СО РАН. Условные обозначения: 1 – эпицентры землетрясений; 2 – площади дополнительной оценки фрактальной размерности (1 – ЮЗ-фланг, 2 – центральная часть, 3 – СВ-фланг).

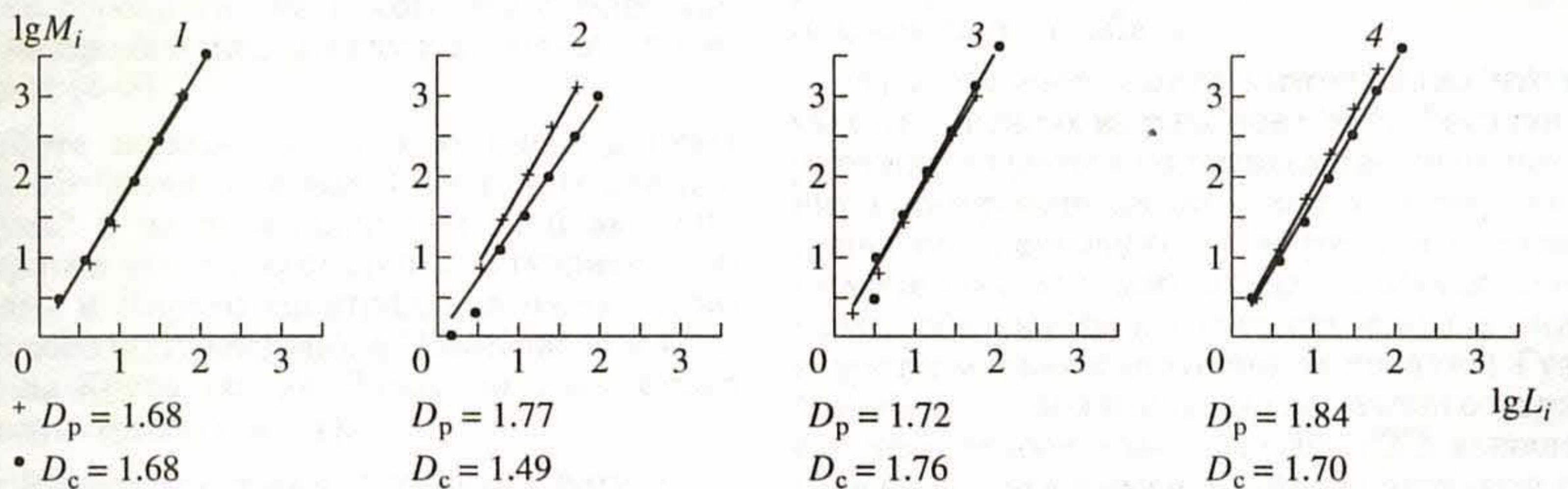


Рис. 3. Фрактальная размерность разломов и сейсмичности (D_p и D_c) Байкальской рифтовой зоны. 1 – для всей Байкальской рифтовой зоны; 2 – для ЮЗ-фланга; 3 – для центральной части; 4 – для СВ-фланга.

по отношению к разломной тектонике может быть объяснено двумя причинами.

1) Различия во фрактальных размерностях разломной тектоники на флангах и в центральной части БРЗ наиболее вероятно вызваны разными типами преобладающих полей напряжений: в центре БРЗ преобладает растяжение, на флангах – раздвиго-сдвиговые поля напряжений [9].

2) Сеть разломов, возникающая при сдвиговых деформациях, более совершенна и закономерна, в том числе и по самоподобию в широком диапазоне размеров, по сравнению с разрывами, возникающими при растяжении. Последние, из-за низкой прочности горных пород на растяжение по сравнению с другими видами нагружения, не позволяют сохранить идеальное подобие в закономерности

разломной сети. Более высокая фрактальная размерность СВ-фланга БРЗ по отношению к ЮЗ объясняется теми же причинами: сдвиговый характер движений на СВ-фланге выражен лучше и имеет большую амплитуду левостороннего смещения по сравнению с ЮЗ.

Таким образом, процесс структуризации разломов и сейсмичности на настоящем этапе геодинамического развития завершен в целом для БРЗ, но продолжается в ее отдельных сегментах. Более низкие значения фрактальных размерностей сейсмичности по отношению к сети разломов свидетельствуют о незавершенности пространственной структуризации полей эпицентров землетрясений на флангах и некоторых других локальных участках БРЗ. Это обстоятельство необходимо учитывать как один из факторов при долгосрочном прогнозе сейсмичности.

Авторы благодарят В.Ф. Писаренко и Ю.С. Куснера за обсуждение статьи при подготовке ее к печати.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проекты 95-05-14211 и 97-05-96357.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Mandelbrot B.B. The Fractal Geometry of Nature. N. Y.: 1982. 121 p.
2. Гзовский М.В. Математика в геотектонике. М.: Недра, 1971. 240 с.
3. Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 102 с.
4. Горяинов И.Н., Грамберг И.С. и др. // ДАН. 1990. Т. 315. № 2. С. 446-448.
5. Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991. 96 с.
6. Hirata T., Satoh T., Ito K. // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1987. V. 90. № 2. P. 369-377.
7. Стаховский И.Р., Белоусов Т.П. // ДАН. 1996. Т. 347. № 2. С. 252-255.
8. Solonenko A.V., Solonenko N.V., Melnikova V.I., Shteiman E.A. In: Earthquake Hazard and Risk. Kluwer, The Netherlands: 1996. P. 49-62.
9. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геологоструктурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989. 157 с.
10. Ризниченко Ю.В. Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С. 9-27.