

КОММЕНТАРИИ

к книге Н.В.Шебалина “Количественная макросейсмика”

ПРОБЛЕМА ИЗОСЕЙСТ (к Главе 8)

Г.М.Молчан (МИТП РАН), Москва

THE PROBLEM OF ISOSEISMALS (in reference to Chapter 8)

G.M. Molchan (IEP RAS), Moscow

1. Проблему генерализации макросейсмических данных в виде изосейст Н.В.Шебалин характеризует так: “Задача эта, при кажущейся незамысловатости, ... чрезвычайно коварна и ее гибкое решение не получено до сих пор”. Под гибкостью понимается возможность построения изосейст в зависимости от поставленной цели. От формализованной процедуры требуется, чтобы были учтены следующие характерные особенности поля интенсивности I : это поле центрального типа, т.е. убывает от центра к периферии; величина I дискретна; точки измерений не регулярны в пространстве; в I -данных присутствует шумовая компонента, обусловленная не только ошибками измерений, но и локальными эффектами за счет грунтов и рельефа. Особняком стоит задача визуализации неопределенности I -поля.

С развитием компьютерных технологий сформировалась целая индустрия сглаживания физических полей, заданных на нерегулярной решетке [Watson, 1992].¹ Из нее выросли формальные методы построения изосейст: метод полиномиального сглаживания [Tosi et al., 1995] и метод ближайших соседей, основанный на ячейках Вороного [Sirovich et al., 2002]. Последний может быть интересен, когда невелики и плотность наблюдений и шумовая компонента в I . Алгоритмы, учитывающие требования Н.В.Шебалина, рассмотрены в работе [1], где предложены два метода. Один относится к типу сглаживающих и существенно обобщает метод [Tosi et al., 1995] (это Модифицированный метод Полиномиальной Фильтрации, МРФ), другой визуализирует неопределенность границ изосейст (метод диффузионной/размытой границы, ДВ-метод). Оба метода ориентированы на анализ формы изосейст [2,3].

¹Ссылки типа [Автор, год] относятся к дополнительной литературе в книге Н.В. Шебалина

2. Прогресс в решении описанной проблемы соседствует сегодня с противоположной тенденцией, исключаяющей изосейсты как инструмент анализа I -данных [см. Gasperini et al., 1999; Pettenati et al., 1999]. Причин несколько:

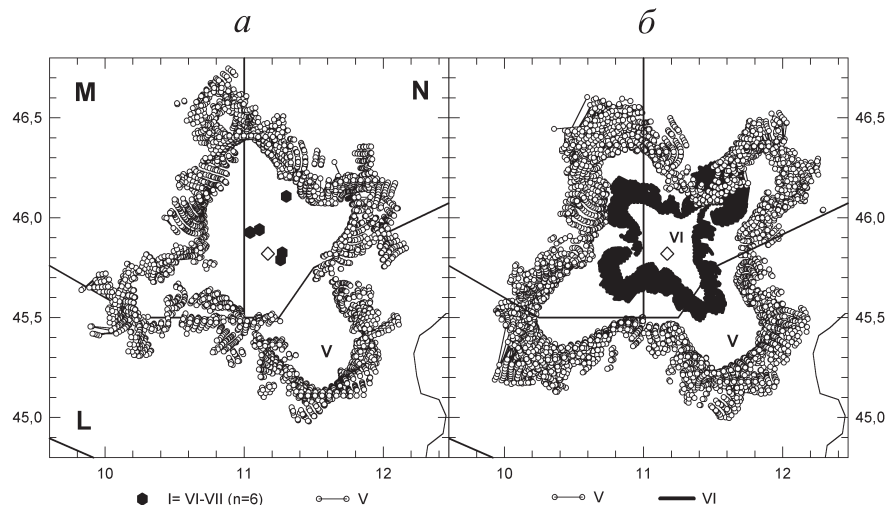
- компьютерные технологии позволяют в принципе визуализировать I -наблюдения, используя цвет и любой фон – рельеф, грунты и т.п. – что облегчает предварительный анализ данных;

- для решения простейших обратных задач, а именно – определения координат эпицентра, магнитуды, азимута очага сильного землетрясения, разработаны прямые алгоритмы, не требующие генерализации I -данных (см. дополнительную литературу в книге Н.В. Шебалина);

- любой алгоритм имеет управляющие параметры (например, масштаб сглаживания), которые одними воспринимаются как необходимый элемент (в их числе Н.В. Шебалин), а другими – как завуалированное средство субъективного выбора изосейст. По-существу, здесь нет противоречия, просто отвергается практика каталогов изосейст, где “параметры” фиксированы. Говоря языком статистики, точечные оценки мало содержательны, если они не сопровождаются доверительными интервалами. В таком случае необходимо научиться строить изосейсты с учетом их неопределенности, т.е. перейти от границ типа линий к границам размытым (диффузионным), толщина которых учитывает локальную плотность измерений. Эта задача рассмотрена в работах [2, 3]. Оказалось, что для хороших I -данных размытые границы способны нести информацию об источнике и среде.

3. Следуя [1, 2], коротко опишем один из возможных методов построения размытых границ. Границы этого типа радикально отличаются от того, что стало привычным в макросейсмике. Они имеют ленточный вид и порождаются отрезками разной длины (см. рисунок).

Идея построения состоит в следующем. Рассмотрим I -данные в какой-либо узкой полосе π ширины H . Внутри полосы задача разделения интенсивностей $I \geq J$ от $I < J$, по-существу, одномерна. Если сечение $\pi \cap \{I \geq J\} = \pi_J$ есть отрезок, а наблюдения не содержат шумовую компоненту, то для реальных измерений мы однозначно найдем интервалы Δ_1 и Δ_2 , определяющие возможные положения концов этого отрезка. В условиях шума Δ_1 и Δ_2 можно определить по-разному. В [1] вводится параметр ε , который играет роль ошибки первого рода для идентификации измерений $I \geq J$. Размеры отрезков Δ_i несут информацию о неопределенности изосейсты уровня J , если смотреть на данные измерений вдоль оси выбранной полосы π . Перебирая все полосы ширины H , мы получим семейство отрезков $\{\Delta_i\}$, которые в совокупности и составляют диффузионную границу уровня J .



Диффузные изосейсты для землетрясения 13.09.1989 в Pasubio (Италия): *a* – реальные интенсивности I , изосейсты уровня $I = V$; *б* – теоретические интенсивности I_a , изосейсты для уровней $I = V, VI$.

M, N, L – структурные зоны, в которых параметры среды зависят от глубины, ромбик – эпицентр. В расчетах использовались параметры зоны *M*. Фигура *б* не зависит от выбора зоны *M* или *N*.

Решение относительно интервалов Δ_1, Δ_2 для фиксированной полосы неустойчиво. Однако их совокупность (ДВ-изолиния) приобретает дополнительное качество – интенсивность наложения отрезков $\Delta_i(\pi)$. Наиболее интенсивные части ДВ-изолиний, как правило, устойчивы и могут нести содержательную информацию о форме изосейст. Наше предположение о связности сечения π_J выполнено не всегда. Это обстоятельство ведет к локальной потере интенсивности диффузионной границы.

В описанном алгоритме имеется параметр ε_J , который зависит от уровня шума в I -данных, и сглаживающий параметр H , который зависит от плотности наблюдений. В нашей практике работы с I -данными Италии $\varepsilon = 5\%$, а $H = 20 - 40$ км.

4. Поясним рисунок. Он связан с событием 13.09.1989г. в Pasubio (Италия). Интенсивность в эпицентре $I_0 = VI-VII$, магнитуда $M_L = 5.1$ (ISC), глубина $h = 2$ км (ING). Согласно А.Фреполи, геометрические параметры модели точечного источника: (азимут, падение, уклон) = $(145^\circ, 85^\circ, 0^\circ)$, что соответствует механизму чистого сдвига. Удивительно, что это хорошо видно на изосейсте $I = V$ диффузного типа (рисунок *a*) и едва заметно на обычных изосейстах (MPF-метод, см. [3]). Изосейста $I = V$ имеет характерную крестообразную форму вме-

сто привычного овала. Чтобы подтвердить вывод теоретически в [2] проведены расчеты поля ускорений на частотах $f \leq 1\text{Hz}$ для слоистой однородной среды. Пиковое ускорение $\hat{a}_p(1\text{Hz})$ связывалось с теоретической интенсивностью I_a , используя грубое соотношение

$$\hat{a}_p = 3 \cdot 2^{(I_a - 6)} \text{ см/сек}^2. \quad (1)$$

Рисунок *б* дает ДВ-изосейсты для уровней $I_a = V$ и VI, используя теоретические оценки I_a в тех же точках наблюдений, что и на рисунке *а*. При всей грубости калибровки (1), согласие наблюдаемых и теоретических изосейст уровня V очень хорошее. Оно достигнуто путем незначительного изменения лишь одного параметра очага $h = 2.5$ км, вместо $h = 2$ км (ING). Этот пример важен по ряду причин:

- он показывает, что, используя даже размытые изосейсты, можно говорить о форме изосейсты и ее связи с очагом;
- результат относится к слабым событиям $M_L = 5.1$ и интенсивностям, когда приемлема модель точечного очага.

До работы [2] результаты о связи теоретических и эмпирических изосейст были получены для старших изосейст сильных землетрясений ($M_L > 6$) с использованием модели протяженного источника [см. Bernardi et al., 1995; Sirovich, 1996].

В работе [3] собраны 55 итальянских землетрясений с МРФ- и ДВ-изосейстами хорошего качества. Они ждут описанной выше теоретической интерпретации. Часть событий из [3] рассмотрены в [1,2].

Литература

1. Молчан Г., Кронрод Т., Панца Д. Можно ли увидеть форму изосейст? // Проблемы динамики и сейсмичности Земли. М.: ГЕОС, 2000. С.221–242. (Вычисл. сейсмология; Вып.31).
2. Молчан Г., Кронрод Т., Панца Д. Пространственное сравнение макросейсмической интенсивности и пикового ускорения. // Проблемы теоретической сейсмологии. М.: ГЕОС, 2002. С.108–128. (Вычисл. сейсмология; Вып.33).
3. Kronrod T., Molchan G., Podgaetskaya V., Panza G. Formalized representation of isoseismal uncertainty for Italian earthquakes // Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata. 2002. Vol.41. P.243–313.