

УДК 550.341, 550.34.042

МОЖНО ЛИ УВИДЕТЬ ФОРМУ ИЗОСЕЙСТЫ?

Г.М. Молчан, Т.Л. Кронрод

*Международный институт теории прогноза землетрясений
и математической геофизики Российской академии наук, Москва*

Д. Панца

Департамент наук о Земле, Университет г. Триеста, Италия

Вопрос, вынесенный в заголовок статьи, естественно возникает при сравнении модельных полей сильных движений с макросейсмическими данными. В связи с этим обсуждаются два метода представления макросейсмического поля в изолиниях: один – сглаживающий, другой – визуализирующий локальную неопределенность изолиний. Методы тестируются на реальных данных с разным уровнем зашумленности. Выявлена крестообразная форма изосейсты для Ирпинского землетрясения 1962 г., $M = 6.1$ (Южная Италия). Схожую структуру имеет кумулятивное теоретическое поле пикового ускорения, рассчитанное по точечным моделям очага для сильнейшего форшока и основного толчка.

CAN ONE SEE THE SHAPE OF AN ISOSEISMAL?

G.M. Molchan and T.L. Kronrod

*International Institute of Earthquake Prediction Theory
and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences, Moscow*

D. Panza

Department of Earth Sciences, University of Trieste, Italy

The question asked by the title naturally arises when one compares modeled strong motion fields and macroseismic observations. In this connection two techniques are discussed for representing the observed intensity field by isoseismals: a smoothing technique and one that visualizes the local uncertainty of an isoseismal. These techniques are tested by actually observed data. A cruciform structure of isoseismals is detected for the August 21, 1962, magnitude 6.1, South Italy earthquake. A similar structure is displayed by the theoretical cumulative peak acceleration field calculated by means of the point source models of the largest foreshock and main shock.

ВВЕДЕНИЕ

Макросейсмическая интенсивность I является описательной характеристикой степени воздействия сотрясения земной поверхности на человека и его окружение, в первую очередь на сооружения. Шкалы интенсивности подвержены влиянию времени и зависят от национальных особенностей строительства [1]. Тем не менее, интерес к макросейсмическим данным не ослабевает, поскольку без них трудно решать вопросы сейсмического риска [2, 3].

Макросейсмические (МС) данные для отдельного землетрясения представляют собой совокупность точек $I(g_k)$: "пункт-интенсивность", именуемые далее НПИ-картой. Данные обладают двумя особенностями, осложняющими их использование:

- пункты измерений g_k образуют нерегулярную систему точек, зависящую от размещения населения и построек в районе сейсмического события;
- наблюдаемые значения $I(g_k)$ содержат высокочастотную "шумовую" компоненту, связанную с ошибками измерений и локальными неоднородностями среды. Наблюдаемые пространственные вариации интенсивности на базе 20-40 км могут достигать 3-4 единиц. Обычно это относится к современным данным, для которых выше плотность пунктов измерений и слабее предварительная обработка.

Благодаря недавним электронным публикациям [4, 5], стали доступны НПИ-карты для землетрясений Италии. Это обстоятельство стимулировало интерес к старым проблемам макросейсмологии:

- автоматическая генерализация НПИ-карт, при которой снимается в той или иной степени шумовая компонента, а МС-поле представляется в непрерывных изолиниях [6, 7];
- использование МС-данных для оценки и/или уточнения параметров очага землетрясения [8, 9].

Обе задачи взаимосвязаны. Например, макросейсмические оценки магнитуды M и глубины очага h основаны на анализе площадей изосейстовых зон, $G(I) = \{\text{интенсивность} \geq I\}$, и на так называемом уравнении среднего МС-поля (линейном регрессионном соотношении для I , M и $\log D$, где D – гипоцентральное расстояние) [10, 11]. Эта методология логически согласована с генерализацией МС-поля, основанной на сглаживании НПИ-карт.

Ситуация осложняется, когда речь идет о геометрии сейсмического источника или о сопоставлении МС-данных с модельными расчетами [9]. В этих случаях необходимы уверенные заключения о форме изосейст. Их не всегда можно получить на основе процедуры сглаживания НПИ-карты. Требуется визуализация локальной разрешимости изолиний, что означает замену конкретной изолинии множеством, содержащим все ее вероятные варианты, согласованные с МС-данными и уровнем шума.

Ниже рассмотрены два подхода к генерализации НПИ-карт.

Первый подход относится к сглаживанию карт. На этом пути модернизируется метод локально-полиномиальной фильтрации, предложенный в работах [6, 7]. В нашем случае радиус локальной фильтрации является переменным и адаптированным к локальной структуре МС-данных, при этом принимается во внимание дискретность шкалы интенсивности I .

Второй подход (метод "тени") связан с визуализацией неопределенности изолиний. Он позволил выделить крестообразную структуру изосейсты уровня $I = VI$ для Ирпинского землетрясения 21.08.1962. Метод "тени" в основном базируется на дискретности значений интенсивности I . Эта особенность МС-данных практически не используется в автоматизированных методах сглаживания НПИ-карт.

Тестируя оба подхода на реальных данных, мы показываем, что эти методы дополняют друг друга при решении вопроса о форме изосейст.

1. МЕТОДЫ СГЛАЖИВАНИЯ НПИ-КАРТ

1.1. Неформализованные методы

Ручные методы сглаживания НПИ-карт не воспроизводимы. Однако можно говорить о принципах, на которых они базируются. Н.В. Шебалин [12] следующим образом систематизирует требования к изосейстам:

а) изосейстовые зоны $G(I)$ должны быть односвязны и вложены друг в друга, возрастая с рангом изосейсты I_0-I , где I_0 – интенсивность в эпицентре (*условие монотонности*);

б) любая изолиния уровня I , G_I является внешним контуром области уверенного определения интенсивности I (*общепринятое соглашение*, определяющее изосейсты);

в) соседние изосейсты приближенно подобны (*подобие*);

г) кривизна изолиний должна быть по возможности минимальной и неотрицательной (*условие простоты*, дополнительно гарантирующее гладкость изолиний);

д) число пунктов с $I(g_k) > I$ за пределами изосейсты G_I примерно равно числу пунктов с $I(g_k) < I$ внутри изосейсты G_I (*равенство ошибок двух родов*);

е) последовательные изосейсты в данном азимуте не могут быть ни слишком сближены, ни слишком удалены (*мягкий контроль модели* среднего поля).

Современные данные показывают, что граница между смежными значениями интенсивности может быть сильно размыта. Поэтому требование (д) о равенстве ошибок двух родов может вступать в противоречие с определением изосейсты (*соглашение* (б)). Свойства монотонности, подобия и гладкости изосейст, к сожалению, допускают проверку лишь на инструментальных аналогах МС-интенсивности (имеются в виду пиковые значения волнового поля в терминах ускорения, скорости или смещения). В работе [9] использован метод суммирования рэлеевских мод [13, 14] для моделирования волнового поля от мгновенного точечного сейсмического источника в слоисто-однородной среде на частотах меньше 0.1 Гц. Эти расчеты указывают на сложность структуры модельных полей сильных движений в ближней зоне (до 200 км). В частности, возможны двух-четырёх-лепестковые формы изосейст, нарушения условия подобия и других перечисленных требований. В работе [15] приведена аргументация в пользу локального нарушения монотонности поля пикового ускорения на расстояниях 60–120 км от источника в результате конкуренции волн прямых и закритически отраженных от границы Мохо.

В целом условия Н.В. Шебалина, по-видимому, отражают опыт работы с данными малого объема и ориентированы на решение простейших задач макросейсмоки

типа оценивания M , h и простирания очага, ψ . Поэтому перечисленные требования сводят форму изосейсты к простому овалу, если только наблюдения уверенно не свидетельствуют об обратном.

1.2. Методы фильтрации

В работах [6, 7] для сглаживания НПИ-карт использован метод локально-полиномиальной фильтрации. Он основан на предположении, что макросейсмическое поле локально хорошо аппроксимируется полиномом второго порядка, $P_2(g)$. Для получения оценки поля в заданной точке g_0 рассматривается круг $B(g_0, R)$ с центром g_0 и радиусом R . Данные $I(g_k)$ в круге аппроксимируются полиномом P_2 , используя метод наименьших квадратов. Значение полинома в центре круга принимается за искомую оценку поля, $\hat{I}(g_0)$, в точке g_0 . Следуя соглашению (б) (см. разд. 1.1), изолинию $\hat{I}(g) = I - \Delta I/2$ (ΔI – шаг дискретизации шкалы интенсивности) будем рассматривать как изолинию макросейсмического поля, отвечающую уровню I .

При выборе параметра сглаживания R необходимо иметь в виду, что реальная плотность наблюдений, как правило, неоднородна; в частности она заведомо меньше на периферии, чем в эпицентральной зоне. Поэтому при фиксации R , как это делается в [6], возникает опасность сильного сглаживания в центре, где вариация поля наибольшая. Эта трудность отчасти преодолена в последующей работе тех же авторов [7], где ячейка сглаживания остается стандартной, но уже в системе полярных координат, привязанных к эпицентру события. В результате фактический линейный размер области сглаживания уменьшается к центру. Тем не менее, плотность наблюдений может быть весьма нерегулярной, из-за чего ячейки сглаживания остаются, в общем случае, неоднородными по числу пунктов измерений. Выход из этой ситуации – использование области $G(g_0, R)$ переменного радиуса, адаптированного к расположению пунктов измерений в окрестности точки g_0 . Эта идея реализована следующим образом.

Радиус R выбирается для каждой точки g_0 из некоторого заданного множества $\{R_i\}$ с ограничением $R < L/3$, где $2L$ – диаметр области всех пунктов наблюдений. Перебирая R_i в порядке возрастания, останавливаемся на первой области $B(g_0, R)$, которая содержит не менее n_p пунктов измерений и в которой число различных целочисленных значений интенсивности не ниже порога n_I . Параметры n_p и n_I обсуждаются ниже.

При подходящем выборе R малые значения порога $n_I > 1$ практически нейтральны в эпицентральной зоне из-за больших вариаций МС-поля. Поэтому вблизи эпицентра, где обычно велика плотность наблюдений, величина R будет наименьшей. На периферии средний радиус зоны $G(I)$ растет в геометрической прогрессии [11], а плотность наблюдений падает. Поэтому здесь естественно использовать больший радиус осреднения. Этому способствуют оба требования к области $B(g_0, R)$. При малой зашумленности МС-поля выбор порога $n_I = 2$ будет увеличивать область осреднения до тех пор, пока она не достигнет соседней интенсивности. Поскольку шкала интенсивности I дискретна, такое расширение области не исказит оценку тренда в точке g_0 .

В качестве $\{R_i\}$ мы использовали последовательность $\{iL, i = 1, 2, \dots\}$, где L – характерный размер старшей изосейсты, $L \cong 10\text{--}20$ км. Порог $n_p = 6r$,

где r – число наблюдений, приходящихся на один параметр полинома P_2 . Реально $r = 2 \div 3$, поскольку большие значения r ведут к росту области сглаживания и, следовательно, к потере детальности изолиний. Этим обстоятельством объясняется выбор степени полинома сглаживания. При малых выборках $\{I(g_k), g_k \in B(g_0, R)\}$ оценки лишних параметров полиномиального тренда сильно “шумят” и не улучшают качество сглаживания. Уменьшать степень полинома до единицы тоже нельзя, поскольку граница между соседними значениями интенсивности имеет кривизну. Для умеренно зашумленных данных порог n_I разумно принять равным $2 \div 3$, а при сильном зашумлении порог $n_I = 3 \div 4$.

Устойчивость описанной процедуры обеспечена большим перекрытием областей сглаживания при малом шаге Δg_0 решетки $\{g_0\}$, реально $\Delta g_0 = 3 \div 5$ км. Явные искажения в оценках тренда приходится наблюдать на периферии МС-поля. Это происходит в тех случаях, когда пункты измерений, попавшие в область сглаживания $B(g_0, R)$, видны из точки g_0 под углом $\varphi < 180^\circ$. Тогда g_0 оказывается точкой экстраполяции поля $I(g)$, т.е. местом, где оцениваемый тренд $P_2(g)$ не контролируется наблюдениями. Чтобы исключить подобные эффекты, вводится дополнительный порог на угол φ : $\varphi \geq \varphi_0$. Он ведет к увеличению радиуса сглаживания, а если это не получается, то к исключению точки g_0 из рассмотрения. В наших примерах принято $\varphi_0 = 200^\circ$.

В целом формализованные методы сглаживания интересны тем, что они воспроизводимы и не содержат априорных ограничений на форму и связность изосейст. Метод полиномиальной фильтрации частично подавляет шумовую и локальную компоненты в наблюдениях и сохраняет без искажений полиномиальный тренд второго порядка в отсутствие шума. В описанной версии полиномиальной фильтрации, кроме карты изосейст, мы одновременно картируем число пунктов измерений ν и радиус R , использованные для локального сглаживания. Соответствующие примеры для одного из рассматриваемых ниже землетрясений даны на рис. 1 – видно, что R автоматически растет от центра к периферии, при этом ν и R слабо изменяются вдоль изолиний.

В целом интерпретация формы изолиний МС-поля при любом методе сглаживания остается проблематичной из-за возможной потери деталей. Добавим, что исходная посылка методов фильтрации о допустимости локальной полиномиальной аппроксимации поля $I(g)$ является условной, поскольку шкала интенсивности дискретна. Обычно МС-поле принимает значения 3–9 с шагом $\Delta I = 1$ (реже $1/2$). Этот диапазон уменьшается до 2–3 целых значений при локальном сглаживании поля в окрестности границы двух интенсивностей. Влияние дискретности I на форму изолиний при сглаживании НПИ-карты пока не исследовано.

2. ВИЗУАЛИЗАЦИЯ НЕОПРЕДЕЛЕННОСТИ ИЗОСЕЙСТ

2.1. Метод “тени” (“тень на плетень”)

Для анализа формы изосейсты необходимо визуализировать локальную неопределенность изолиний. На языке статистики эту задачу можно интерпретировать как переход от поточечного оценивания изолинии к интервальному, когда изолиния заменяется полосой переменной толщины. При этом локальная толщина

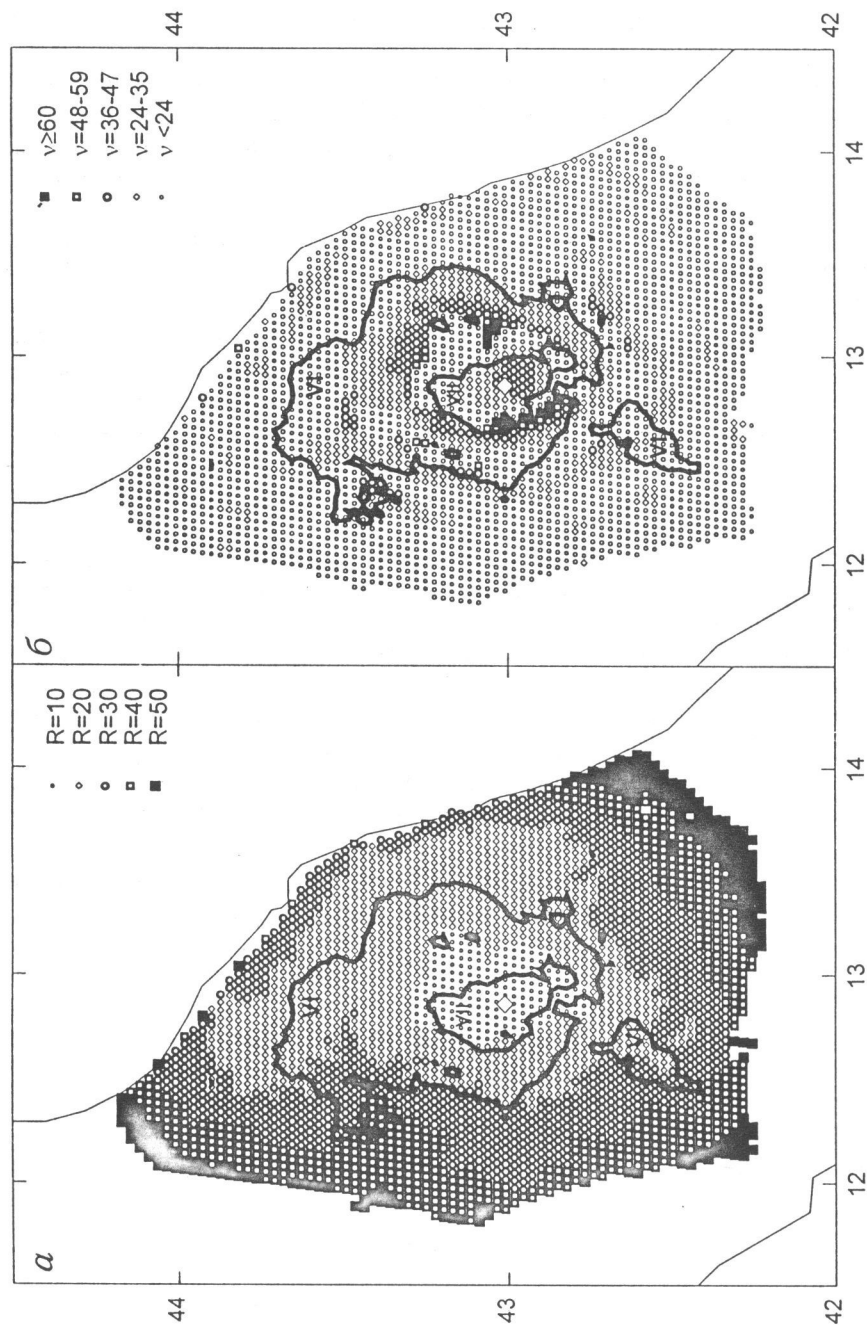


Рис. 1. Пространственные вариации параметров сглаживания в методе полиномиальной фильтрации для землетрясения 26.09.1997 г., $M = 6$, Ассизи:

a – радиус сглаживания, R ; b – число пунктов измерений в круге сглаживания, v .

Изолинии уровней $I = VI$ и VII показаны жирными линиями. Дополнительные параметры: порог $n_p = 12$, шаг сетки $\Delta g_0 = 3$ км.

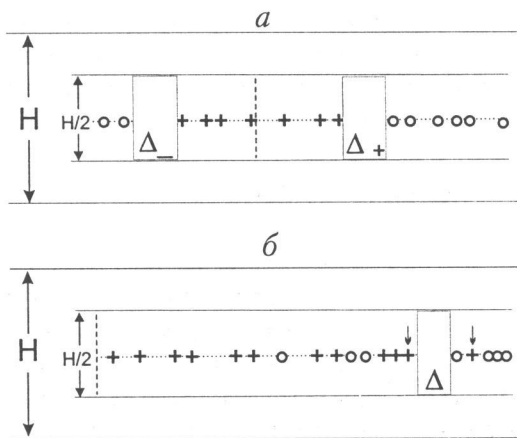
(т.е. мера неопределенности изолинии) должна зависеть от локального расположения пунктов измерений и шумовой компоненты в данных. Предлагаемое нами решение этой задачи базируется на дискретности шкалы интенсивности. Мы предполагаем ниже, что изосейстовые зоны $G(I)$ односвязны и монотонны, условие односвязности, как будет видно, не является принципиальным.

Поясним метод на примерах.

Рассмотрим участок НПИ-карты, вырезанный полосой ширины H . Проектируя все пункты измерений в полосу на ее ось, получим одномерную задачу генерализации НПИ-карты. А именно, на прямой требуется разделить точки двух типов: *плюсы* ("+") с интенсивностью $\geq I$ и *нули* ("0") с интенсивностью $< I$. Если изосейсты МС-поля вложены друг в друга и выпуклы, мы всегда получим изображение одной изосейсты в виде картины, представленной на рис. 2,а. Здесь кластер *плюсов* заключен между двумя кластерами *нулей*. Интервалы Δ_- и Δ_+ , разделяющие кластеры, накрывают истинную границу между *плюсами* и *нулями*. По этой причине прямоугольники $H/2 \times \Delta_{\pm}$ (см. рис. 2,а) назовем тенью границы в направлении рассматриваемой полосы. Характеристическую функцию или "1-0"-индикатор этих прямоугольников назовем соответственно функцией тени.

Рис. 2. Схема работы метода "тени" (см. текст).

Пунктирная линия – ось полосы, штриховой вертикальной линией показан центр полосы



Случай, когда в данных присутствует шум или изосейсты не выпуклы, отличается от уже рассмотренного лишь уточнением понятия тени. Вместо картины рис. 2,а мы получаем более сложную, в которой *нули* просачиваются в зону *плюсов*. На рис. 2,б воспроизведена одна из полуосей сечения, исходящая из барицентра *плюсов* рассматриваемой полосы (начало на рис. 2,б – слева). Учитывая, что в данных есть шум, отбросим часть *плюсов*, расположенных на периферии (на рис. 2,б – справа). Появление *плюсов* в этой зоне связано с внешней границей раздела *плюсов* и *нулей*, но оно маловероятно, если *плюсы* редки по сравнению с *нулями*. Пусть ϵ определяет допустимую долю отбракованных *плюсов* от общего числа *плюсов* на полуоси. Тогда при $\epsilon = 20\%$ на рис. 2,б можно удалить два *плюса* из 11 (они отмечены стрелками). Однако реально будет удален один изолированный *плюс* (на рис. 2,б он самый правый). Второй *плюс* примыкает к кластеру *плюсов* и может быть отброшен только вместе с кластером (используется правило запрета на расщепление кластера). Но выбрасывая кластер, мы нарушим соглашение о пороге ϵ . В итоге получим интервал тени Δ , указанный на рис. 2,б.

Мы рассмотрели полосу, которая определяется двумя координатами ее оси: азимутом φ и расстоянием ρ от фиксированного центра, например, макросейсмического эпицентра. Перебирая все возможные сечения НПИ-карты для заданной интенсивности I , получим двумерное семейство интервалов тени границы. Если функции тени аддитивно накапливать на всем пространстве МС-поля, то в результате получим функцию суммарной тени. Область, где суммарная тень составляет не меньше $p\%$ от своего максимума, примем за границу G_I зоны $G(I)$. Если изосейста G_I не выпукла или не односвязна, то суммарная тень в некоторых точках ее границы будет уменьшена. Это произойдет в тех точках границы G_I , которые не принадлежат границе выпуклой оболочки $G(I)$. Причина в том, что, рассматривая любое сечение МС-поля, мы строим тень только для внешних граничных точек области $G(I)$.

Для выбора порога p полезно рассмотреть идеализированные ситуации. Пусть имеются наблюдения МС-поля только вне кольца $R_1 < r < R_2$. Причем в каждой точке внутренней окружности (линия радиуса R_1) зафиксирована интенсивность не меньше I , а в каждой точке внешней окружности (линия радиуса R_2) – интенсивность меньше I . Предположим, что в измерениях I нет шума и мы рассматриваем сечения нулевой ширины, $H = 0$. Тогда функция суммарной тени в точке g равна углу $\varphi(g)$, под которым внутренняя окружность видна из точки g ; $\varphi(g) \equiv 0$, если g находится за пределами внешней окружности. Отсюда легко видеть, что порог p связан с расстоянием $r \in (R_1, R_2)$ соотношением

$$r(p) = R_1 / \sin(\pi p / 2),$$

т.е. $p = 100\%$, 50% и 33% при $r = R_1$, $\sqrt{2}R_1$ и $2R_1$ соответственно. Здесь предполагается, что $r \leq R_2$, поскольку вне кольца $p = 0$.

Нередко МС-данные прерываются береговой линией. Чтобы учесть это, рассмотрим предыдущую ситуацию, удалив все наблюдения с интенсивностью меньше I из сектора с центральным углом раствора $\beta < \pi$. Функция суммарной тени сохраняет тот же геометрический смысл. Поэтому, когда $R_2 > R_1 / \sin(\pi p / 2) := R_1^*$, зона тени уровня p будет совпадать с кольцом $R_1 < r < R_1^*$. В противном случае, $R_2 < R_1^*$, зона p -тени состоит из кольца $\{R_1 < r < R_2\}$ и локального нароста к нему в направлении биссектрисы сектора в пределах $R_2 < r < \min(R_1^*, R_2^*)$, где $R_2^* = R_2 \sin(\pi p / 2 + \beta / 2) / \sin(\pi p / 2)$. Именно так будет выглядеть зона p -тени при выборе $p = 30\text{--}50\%$ для реального соотношения $R_2 < (1.5 \div 2.0)R_1$. Величина $R_2^* = \sqrt{2}R_1$, если $R_2 < \sqrt{2}R_1$, $p = 50\%$ и угол γ – любой, $\gamma > 0$.

Приведем величины основных параметров метода "тени", принятых нами при анализе макросейсмических данных для региона Италии: допустимая доля отбрасываемых точек в полуполосе $\varepsilon = 5\text{--}15\%$, ширина полосы $H = 20\text{--}40$ км, уровень среза суммарной тени границы $p = 30\text{--}50\%$, функции тени накапливаются на сетке с шагом $\delta = 3 \div 6$ км. Координаты осевой линии полосы (ρ, φ) сканировались по сетке с размерами $\Delta\rho = 0.1H$ и $\Delta\varphi = 5^\circ$.

Многие рекомендации по ручной обработке НПИ-карт содержат пожелания о картировании локальной информационной обеспеченности изолиний, при этом само понятие не конкретизируя. Построенная нами граница тени получена путем

просмотра и учета неопределенности изолинии в каждой точке области наблюдений и во всех направлениях. Поэтому предлагаемый вариант границы G_I в виде неоднородной утолщенной линии можно рассматривать как практический вариант ответа на упомянутую проблему изосейст.

2.2. Примеры

Для иллюстрации возможности методов генерализации НПИ-карт, рассмотрим несколько событий.

Землетрясение 26.09.1997 г., $M_w = 6$, $I_0 = IX$, Ассизи (Центральная Италия); НПИ-карта от 07.10.1997 г. из [16] (рис. 3). Это сильнейшее событие Италии последнего времени с хорошим уровнем макросейсмических данных, т.е. слабо зашумленных и относительно плотных по всему пространству. Например, параметры сглаживания вдоль изолинии 3-го ранга, $I = VI$, примерно постоянны: $R = 20$ км, а число точек в круге сглаживания $\nu \approx 20$ (см. рис. 1). При этом невязка δI между наблюдаемыми и сглаженными значениями интенсивности I , как правило, не превышает 0.5 на всей территории. Поэтому данные анализа формы изосейст на рис. 3 можно рассматривать как иллюстрацию возможностей метода "тени" в разрешении изосейст при хороших МС-данных. Рис. 3,а показывает, что изосейсты, полученные методом фильтрации и методом "тени" хорошо согласованы. Оба метода указывают на возможную неоднородность зоны $G(VI)$.

Эпицентр землетрясения в Ассизи лежит, согласно [17], на стыке трех структурных зон с разным строением среды (см. рис. 3). Это обстоятельство осложняет расчеты теоретических моделей изосейст и их сравнение с наблюдениями. В последующих примерах использованы землетрясения, которые можно отнести к одной структурной зоне.

Землетрясение 21.08.1962 г., $M_L = 6.1$, $I_0 = IX$, Ирпиния (Южная Италия); НПИ-карта из [4] (рис. 4). Плотность пунктов наблюдений для этого события вдвое меньше, чем в предыдущем случае. Более точно, параметры сглаживания R и ν вдоль интересующей нас изолинии 3-го ранга ($I = VI$) вдвое больше, чем в предыдущем примере. В пересчете на величину ν/R^2 это дает указанный коэффициент снижения плотности наблюдений.

Результаты генерализации изосейсты уровня $I = VI$ двумя методами даны на рис. 4,а,б. На этот раз в результатах имеется существенная разница. Метод "тени" хорошо прорисовывает крестообразную структуру изосейсты. Если убрать полубесконечные интервалы тени, связанные с береговой линией, крестообразная структура не только сохраняется, но становится еще более выразительной. В то же время в системе изолиний, полученных методом фильтрации, такой структуры не видно. Сказывается сглаженность деталей поперек Апеннинского хребта.

Для сравнения полученных изосейст с теорией мы использовали:

- слоисто-однородную модель среды (рис. 5). Ее параметры соответствуют структурной зоне [17], в которой произошло землетрясение (см. рис. 4);

- модели мгновенного точечного источника для двух событий: сильнейшего форшока, $M_L = 5.9$, и основного толчка, $M_L = 6.1$. Эти события разделены во времени 10 мин. (см. таблицу) и в равной степени могут отвечать за МС-эффект (ущерб).

По моделям рассчитывались поля сильных движений на частотах менее 1 Гц в терминах пиковых значений ускорения a_p , скорости V_p и смещения d_p .

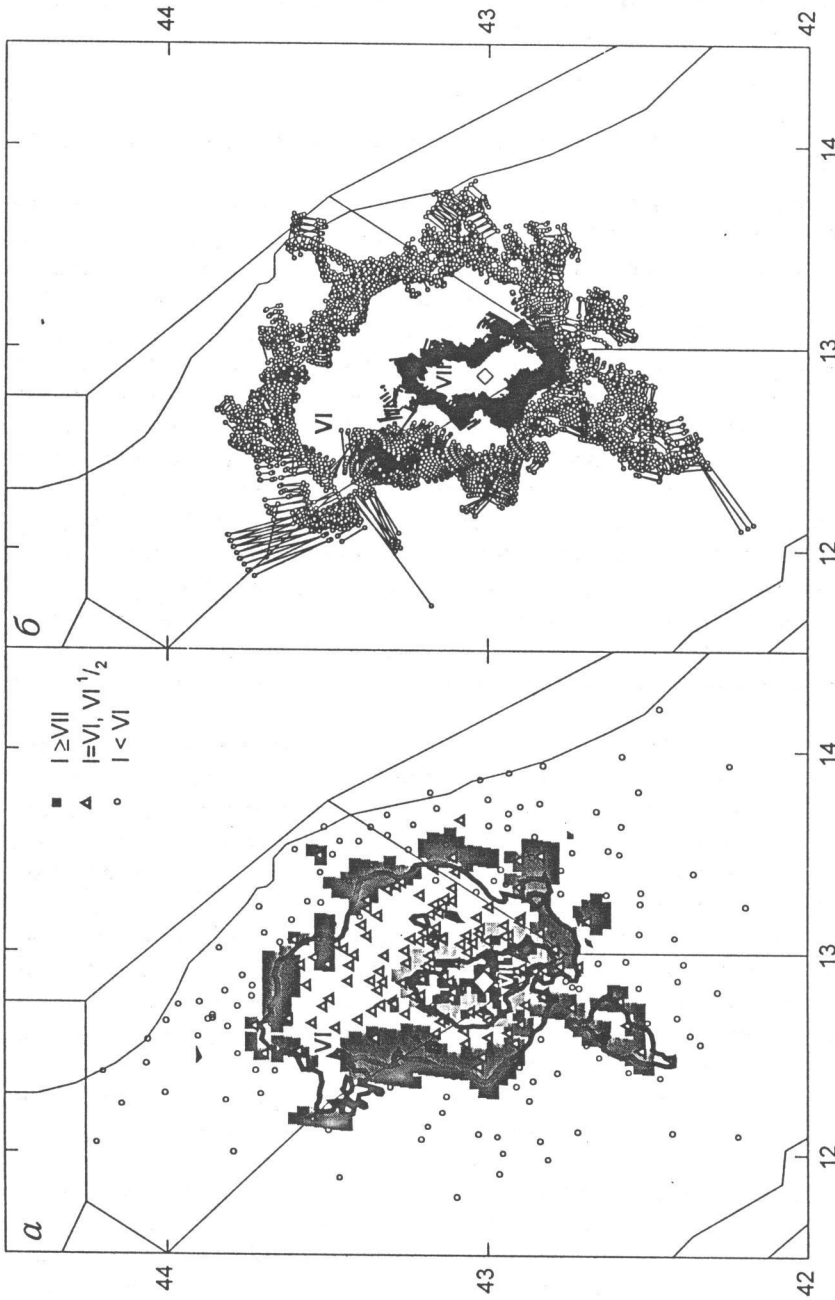


Рис. 3. Изосейсты землетрясения 26.09.1997 г., $M = 6$, Ассизи:
 а – изолинии, полученные методом полиномиальной фильтрации (жирные линии) и области 40% среза функции суммарной тени (заливка) для $I = VI$ и VII ; б – зоны "тени" для изолиний уровней $I = VI$ и VII .
 Символы – пункты наблюдения, тонкие линии – границы структурных зон для сейсмической среды по [17], ромбик – инструментальный эпицентр. Дополнительные параметры: в полиномиальной фильтрации $n_p = 12$, $\Delta g_0 = 3$; в методе "тени" шаг сетки $\delta = 3$, $H = 25$ и 15 для $I = VI$ и VII соответственно

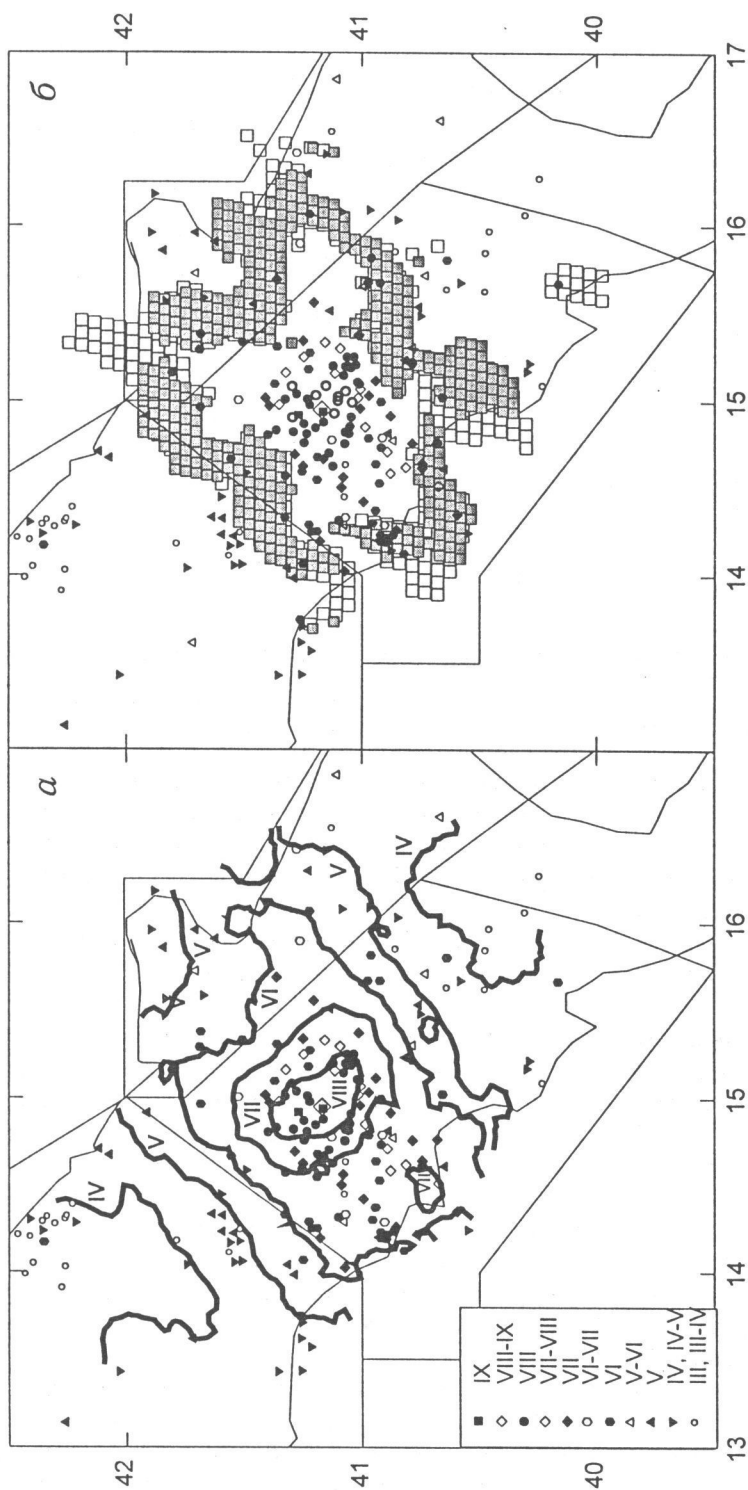


Рис. 4. Изосейсты землетрясения 21.08.1962 г., $M = 6.2$, Ирпиния:
 а - изолинии, полученные методом полиномиальной фильтрации (жирные линии); б - области 35% среза функции суммарной тени для $I = VI$ с учетом (светлые квадраты) и без учета (темные квадраты) полубесконечных зон тени.
 Символы - НПИ-карта, тонкие линии - структурные зоны по [17], ромбик - инструментальный эпицентр. Дополнительные параметры: $n_p = 12$, $\Delta g_0 = 3$; $\delta = 5$, $H = 35$

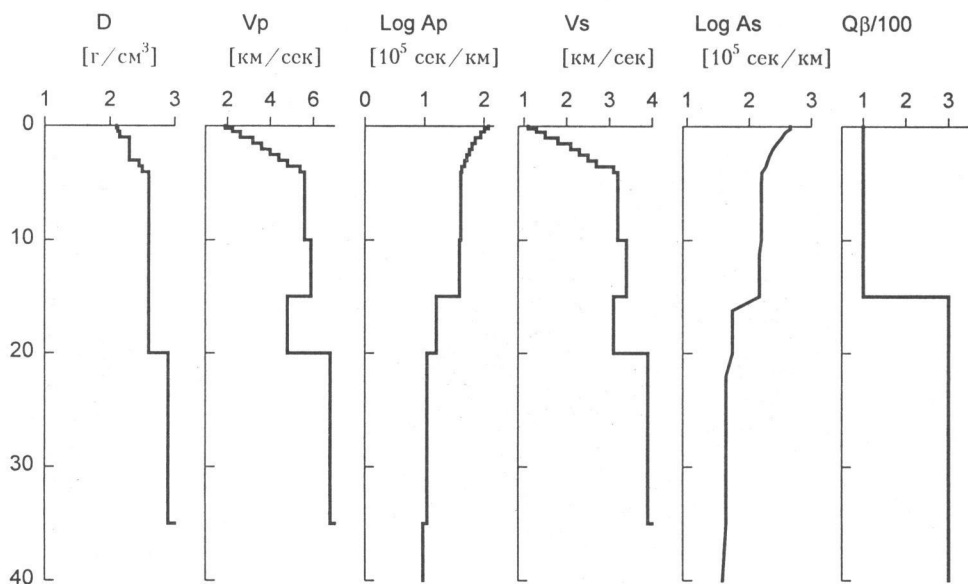


Рис. 5. Структурная модель сейсмической среды по [17], использованная для построения теоретических изосейст:

D – плотность, V_p , V_s – скорости и A_p , A_s – затухание продольных и поперечных волн соответственно, Q – добротность (предполагается, что $Q_\alpha = 2.2Q_\beta$)

В дополнение модельная акселерограмма использовалась при вычислении так называемого расчетного ускорения грунта, DGA. Величина DGA является откликом стандартного маятника с 5% декрементом затухания на акселерограмму на высоких частотах, $f \rightarrow \infty$. Методика пересчета DGA из акселерограммы определяется строительными кодами, из которых мы использовали Еврокод 8 от 1993 г. [18] для скальных грунтов. Расчеты проведены отдельно для форшока и основного толчка при глубине точечного источника 8 км методом суммирования Рэлеевских мод [13,14].

При моделировании сильного события точечным источником возникает проблема задания глубины h . В таблице приведена сводка значений параметров M и h по литературным источникам. Для основного толчка имеются три оценки глубины h : 40, 28 и 8 км. Первое значение, 40 км, попавшее затем в региональные каталоги, было получено при предварительном определении эпицентра с использованием данных 13 станций (*Di Filippo, Peronaci*, 1963). Веставей (*Westaway*, 1987) использовал данные 66 станций, оценив глубину в 8 км как для форшока, так и для главного толчка. Его решение о глубине обосновано моделированием волнового поля при разных глубинах и его сопоставлением с наблюдаемым. Оценка Веставея согласуется с определением $h = 10$ км для главного толчка по макросейсмическим данным (*Шенкарева*, 1973).

Для форшока и главного толчка значения магнитуды по разным определениям устойчивы и близки: 5.7–5.9 и 6.0–6.1 соответственно. В свою очередь, согласно (*Westaway*, 1987), "афтершок едва виден на телесеизмической короткопериодной сейсмограмме и, по-видимому, значительно слабее, чем форшок и главный толчок."

ТАБЛИЦА. Параметры землетрясений 21.08.1962 г., Ирпиния

	Форшок	Главный толчок	Афтершок	Ссылки
Время	18:09:06	18:19:33	18:44:58	ISS, 1968
Координаты	41°23N 15°01E	41°25N 15°05E	41°18N 15°09E	ISS, 1968
	41°12N 15°02E	41°08N 15°00E	41°08N 14°95E	Westaway, 1987
Глубина очага, км	25	28	36	ISS, 1968
	49.45±18.1	39.8±14.9	—	<i>Di Filippo, Peronaci</i> , 1963
	36	34	31	NEIS
	—	10	—	<i>Шенкарева</i> , 1973
	8	8	—	Westaway, 1987
Магнитуда	5.9	6.1	4.5	<i>Di Filippo, Peronaci</i> , 1963
	5 $\frac{3}{4}$	6	—	Сейсмол. бюлл. СССР, 1962
	5.6	6.1	6 (?)	<i>Rothe</i> , 1969
	5.6	6.1	5.5	<i>Karnik</i> , 1969
	5.7	6.1	6.0	<i>Gasparini et al</i> , 1982
	5.8 ML	6.1 ML	—	Westaway, 1987
	—	6.0	—	NEIS
	5.7	6.0	5.4	<i>Del Pezzo et al.</i> , 1983 by (<i>Gasparini et al.</i> , 1982)
FPS(прости- рание, паде- ние, уклон)	32 65 11	314 70 241	258 82 23	<i>Gasparini et al.</i> , 1985
	—	310 65 250	—	<i>McKenzie</i> , 1972
	310 65 - 130	310 65 250	—	Westaway, 1987
Число	177	210	92	ISS, 1968
станций	119	162	66	Westaway, 1987
	18	17	—	Сейсмол. бюлл. СССР, 1962

Сейсмологический бюллетень сети сейсмических станций СССР, 1962. М.: ИФЗ АН СССР. 1962.

Шенкарева Г.А. Сейсмичность Апеннинского полуострова и прилегающих островов. М.: Наука, 1973. 102 с.

Del Pezzo E., Iannaccone G., Martini M., Scarpa R. The 23 November 1980 Southern Italy earthquake // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1983. Vol.73. P.187-200.

Di Filippo D., Peronaci F. Indagine preliminare della natura fisica del fenomeno che ha originato il periodo sismici irpino dell'agosto 1962 // *Ann. Geofis.* Vol.16, N 4 (in Italian).

Gasparini C., Iannaccone G., Scandone P., Scarpa R. Seismotectonic of the Calabrian arc. // *Tectonophysics.* 1982. Vol.84, NN 2-4. P.267-286.

Gasparini C., Iannaccone G., Scarpa R. Fault-plane solutions and seismicity of the Italian peninsula // *Tectonophysics.* 1985. Vol.117. P.59-78.

ISS: The International Seismological Summary, August 1968. Edinburg.

Karnik V. Seismicity of the European Area. 1969. Vol.1. Reid Publish. Comp. Holland.

McKenzie D.P. Active tectonics of the Mediterranean Region // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1972. Vol.30, N 2. P.109-185.

NEIC: National Earthquake Information Center. World Data Center A for Seismology. Web site: www.neic.cr.usgs.gov/.

Rothe J.P. The seismicity of the Earth, 1953-1965. P: UNESCO, SC.68/D.67/AF, 1969. 335p.

Westaway R. The Campania, Southern Italy, earthquakes of 21 August 1962 // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1987. Vol.88. P.1-24.

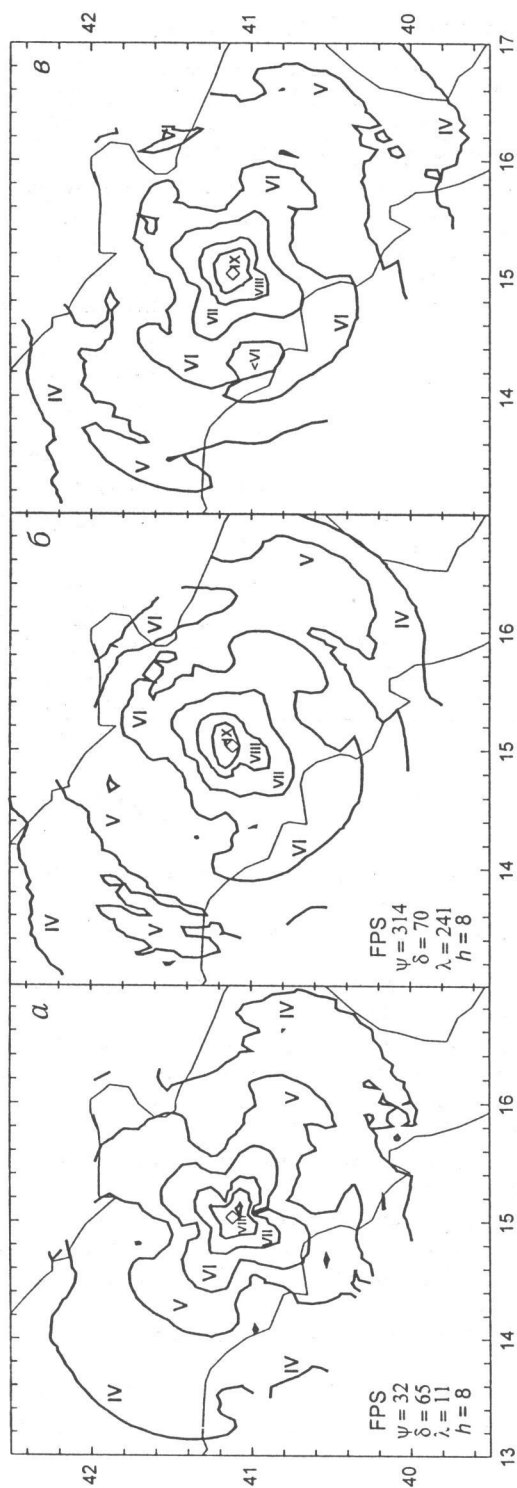


Рис. 6. Теоретические поля пикового ускорения a_p в изолиниях для модели землетрясения 21.08.1962 г., $M = 6.2$, Ирпиния:
 а - форшок, $M = 5.8$; б - основной толчок, $M = 6.1$; в - кумулятивный эффект форшока и основного толчка с равными магнитудами, $M = 6$, и параметрами точечного источника из (а) и (б) соответственно.
 Изолинии a_p (жирные линии) оцифрованы в баллах согласно формуле (3); расчеты проведены на сетке с шагом 10 км; параметры источника ψ , δ , λ , h определяют простирание (strike), падение (dip), уклон (take) и глубину соответственно; тонкие линии - границы структурных зон по [17], ромбик - инструментальный эпицентр

Анализ источников, приведенных в таблице, склоняет нас к оценке силы афтершока $M = 4.5$, данной в (*Di Filippo, Peronaci*, 1963). Поэтому основные расчеты полей пиковых ускорений a_p (рис. 6) проведены для форшока и основного толчка. Соответствующие параметры выделены в таблице жирным шрифтом. В частности, параметр $h = 8$ км. Этот выбор дополнительно увязан с дискретизацией a_p . Уровни поля a_p определялись из соотношения

$$\log a_p(I) [\text{см/сек}^2] = b_0 + b_1(I - 6), \quad (1)$$

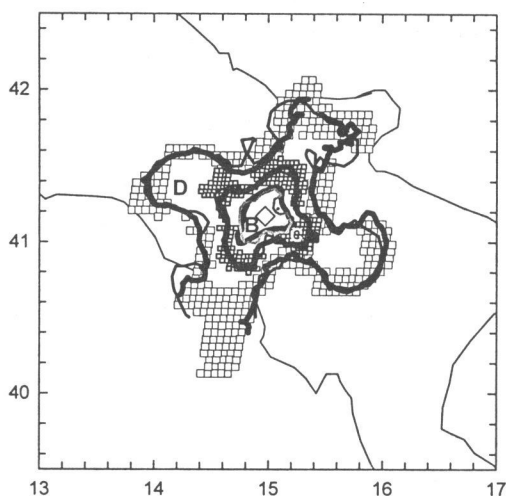
где $b_1 = 0.3$, что отвечает типичному для мировой статистики соотношению $a_p(I + 1)/a_p(I) = 2$; коэффициент $b_0 = \log a_p(I = VI) = 3.02$ получен в [19] при моделировании землетрясений Италии в предположении $h = 10$ км. В результате, линейные размеры теоретических и эмпирических изосейст оказались сопоставимыми (ср. рис. 4 и 6). Это не так при глубинах $h = 28$ и 40 км.

Из рис. 6 следует, что крестообразная структура изолиний модельного поля a_p свойственна только сильному форшоку. В то же время теоретические поля сильных движений для основного толчка не коррелируют с эмпирическими изосейстами, полученными как методом фильтрации, так и методом "тени". Противоречие исчезает, если учесть точность определения магнитуды. Рассмотрим вариант, в котором магнитуды форшока и основного события равны 6.0. Суммарный эффект от пары событий естественно определить как максимум эффектов от каждого события в отдельности. Расчеты кумулятивного поля a_p даны на рис. 6, в; они хорошо согласуются с рис. 4, б, т.е. с крестообразной структурой изосейсты балльности VI.

На рис. 7 представлены результаты анализа модельного поля DGA, отвечающего параметрам форшока. Поле рассматривалось без помех в реальных пунктах МС-данных. Изосейсты поля DGA с уровнями 19 и 38 см/с² по линейным размерам сходны с изосейстами наблюдаемого МС-поля с $I = VII$ и $I = VI$ соответственно.

Рис. 7. Восстановление модельного поля сильных движений, DGA, для землетрясения 21.08.1962 г. $M = 6.2$, Ирпиния:

жирные линии – изолинии, полученные методом полиномиальной фильтрации; темная заливка – области 35% среза функции суммарной тени для DGA=38 и светлая заливка – для DGA=19; тонкие линии – изолинии модельного поля, ромбик – инструментальный эпицентр. Дополнительные параметры: $n_p = 24$, $\Delta g_0 = 4$, $R \geq 20$; $\delta = 3, 3$ и 5 , $H = 20, 30$ и 35 для DGA = 76, 38 и 19 соответственно



Как видно из рис. 7, крестообразная структура изолинии $DGA=19$ хорошо разрешается обоими методами. Это доказывает, что реальная геометрия пунктов наблюдения не препятствует разрешению указанной структуры в МС-данных. Разумеется, наше заключение предполагает малый уровень помех. Эксперимент с помехами мы проведем в следующем примере, где плотность наблюдений существенно выше.

Землетрясение 05.05.1990 г., $M_L = 5.3$, $I_0 = VII 1/2$, Потенца (Южная Италия); НПИ-карта из [20] (рис. 8). Землетрясение в Потенце отличается от предыдущих событий повышенной плотностью пунктов наблюдений (рис. 8, а) и необычно высоким уровнем шума в МС-данных (на базе ≈ 40 км пространственные вариации интенсивности I составляют местами 4 единицы). Об этом можно судить по рис. 9, где представлено разбиение пространства на прямоугольные ячейки в полярной системе координат и гistogramмы наблюдаемых значений интенсивности в отдельных ячейках. Об этом же говорят невязки δI между наблюдаемыми и сглаженными значениями I . Они очень велики, $\delta I \in [-3, 3]$, и неоднородны по пространству.

При высокой плотности наблюдений из двух источников ошибок – геометрия пунктов наблюдений и зашумленность данных – главную роль начинает играть шум. Поэтому априори в рассматриваемом примере более предпочтителен метод полиномиальной фильтрации. Он настроен на локальное сглаживание помехи, тогда как метод "тени" учитывает наблюдения в полных сечениях НПИ-карты. Рис. 8 показывает, что методы сильно различаются в определении изосейсты 1-го ранга, $I = VI$, и неплохо согласованы, если говорить о форме, в случае изосейсты 2-го ранга (остальные изосейсты незамкнуты).

Как и для Ирпинии, были рассчитаны поля сильных движений для адекватной точечной модели источника с параметрами [21]:

простираение 184° , падение 73° , уклон 13° , глубина $h = 10$ км.

Модель среды остается прежней, как в предыдущем примере, поскольку оба землетрясения произошли в одной структурной зоне. Рассчитанное поле пикового ускорения a_p приведено на рис. 10, а. Оно имеет крестообразную форму и, что важно, не согласуется с МС-полем.

Поскольку шумовая компонента в наблюдениях велика, проверим ее роль в этом рассогласовании. Наложим на теоретическую модель a_p шум и используем реальные пункты МС-данных.

Шум неоднороден по пространству. Поэтому мы использовали данные анализа пространственных вариаций I , представленных на рис. 9. Для каждой пространственной ячейки была сосчитана частотная гistogramма наблюдаемых значений I . Гistogramма центрировалась на медиану и принималась за распределение ошибки I в пределах данной ячейки.

Рис. 10 демонстрирует результаты восстановления поля a_p с наложенным шумом. Метод "тени" (рис. 10, б) хорошо воспроизводит крестообразную структуру изосейсты a_p уровня $I_a = VI$ (дискретизация a_p указана в формуле (1)), а метод фильтрации восстанавливает изосейсты уровней $I_a = V$ и IV . Метод "тени" не срабатывает для изолиний $I < V$, что обусловлено наличием сильной шумовой аномалии, локализованной на рис. 8, а.

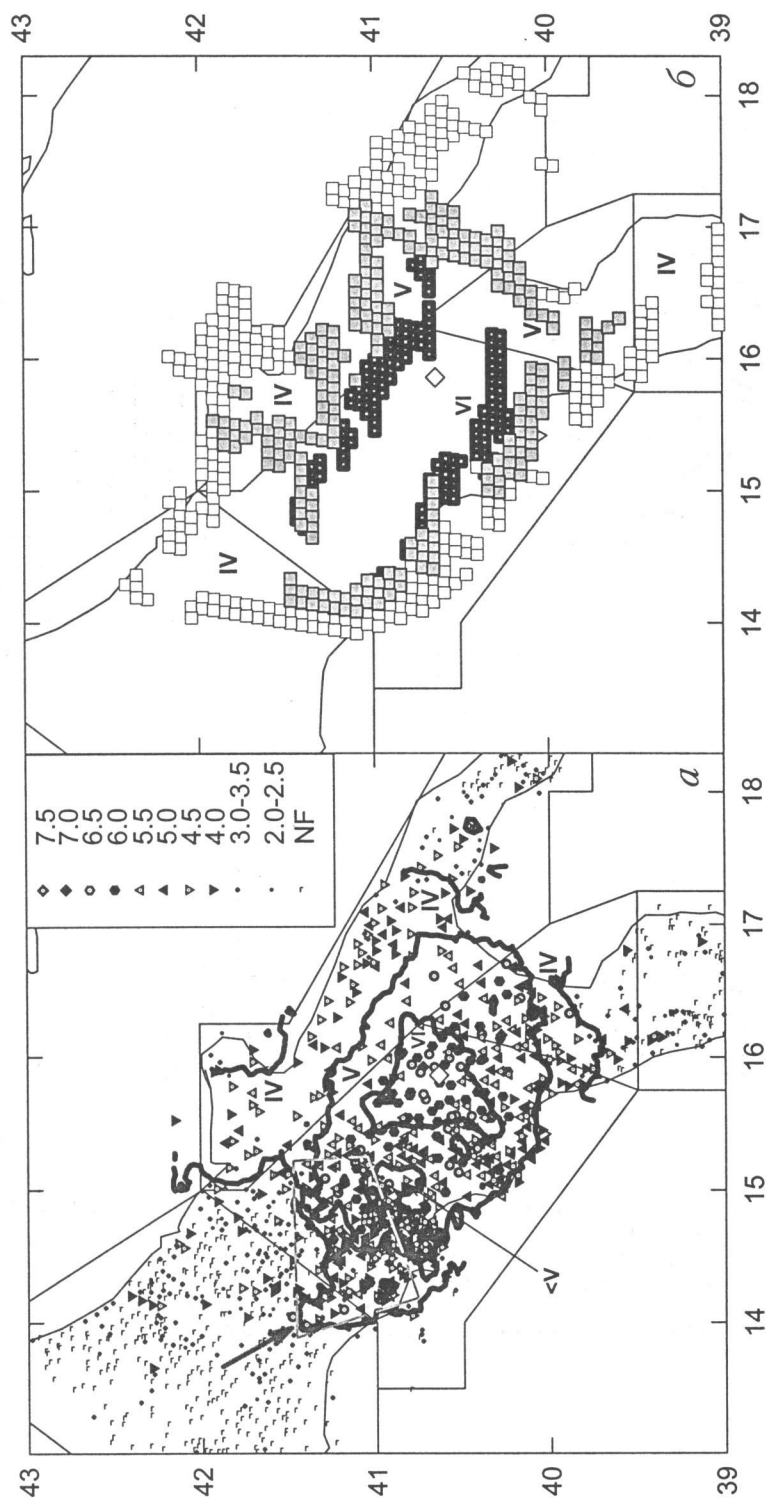


Рис. 8. Изосейсты землетрясения 05.05.1990 г., $M = 5.3$, Потенца:
 а - изолинии, полученные методом полиномиальной фильтрации (жирные линии), стрелка указывает на зону
 аномальных невязок $I: |\delta I| \geq 2.5$; б - области 35% среза функции суммарной тени (заливка) для $I = IV, V$ и VI .
 Символы - НПИ-карта (NF - пункты, где сотрясения не ощущались), тонкие линии - структурные зоны по
 [17], ромбик - инструментальный эпицентр. Дополнительные параметры: $n_p = 24$, $\Delta g_0 = 4$, $R \geq 20$; б = 7, 7 и 5,
 $H = 50$, 30 и 20 для $I = IV, V$, и VI соответственно

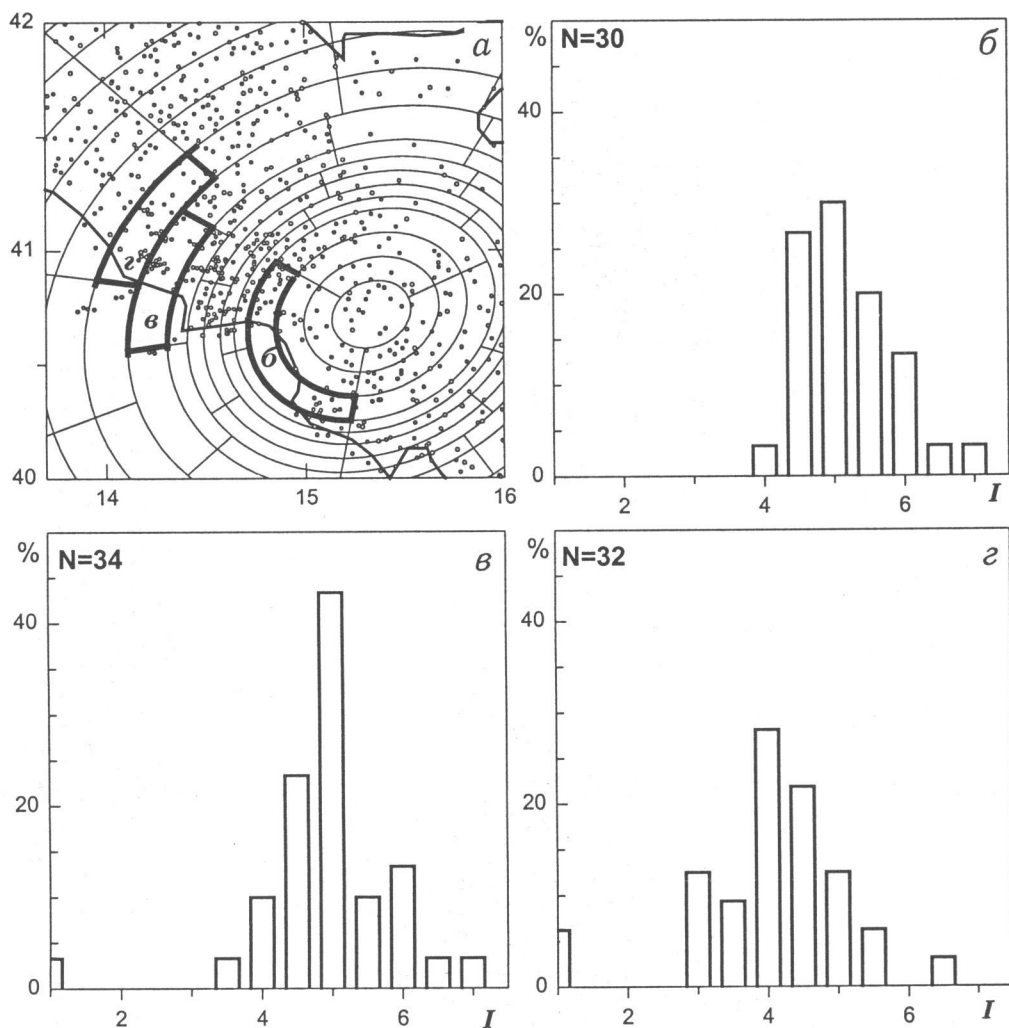


Рис. 9. Локальные пространственные вариации МС-данных для землетрясения 05.05.1990 г., $M = 5.3$, Потенца:

a – разбиение пространства МС-данных на ячейки; *б-г* – гистограммы наблюдаемой интенсивности в ячейках *б*, *в* и *г* пространственного разбиения на рис. *a*. Каждая из ячеек *б-г* идентифицирована на рис. *a*, определена интервалом расстояний $R[\text{км}]$ и азимутов $Az[\text{град}]$ и содержит N наблюдений (значения указаны на соответствующем рис. *б-г*)

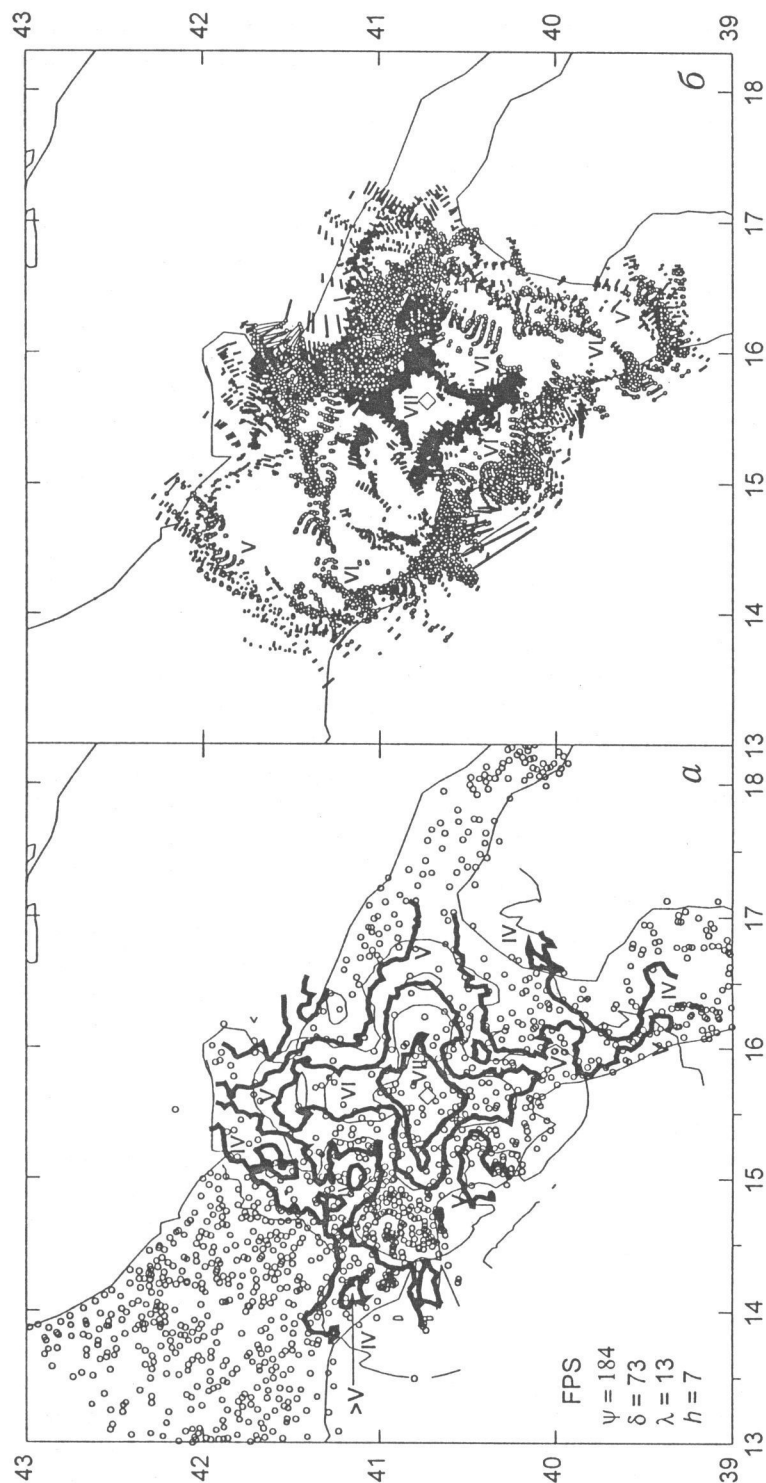


Рис. 10. Восстановление модельного поля пикового ускорения a_p для землетрясения 05.05.1990 г., $M = 5.3$, Потенца (расчеты произведены в реальных пунктах наблюдений, шум аналогичен реальному (см. текст)): а - изолинии модельного поля (тонкие линии) и их реконструкция методом полиномиальной фильтрации (жирные линии); б - зоны тени для $I = VI, V, IV$.

Изолинии a_p (жирные линии) оцифрованы в баллах согласно формуле (3), кружочки - пункты наблюдений, тонкие линии - границы структурных зон по [17]; параметры источника ψ, δ, λ, h определяют распространение, падение, уклон и глубину соответственно, ромбик - инструментальный эпицентр. Дополнительные параметры: $n_p = 18, \Delta g_0 = 4; \delta = 5, 5 \text{ и } 5, H = 50, 50 \text{ и } 20$ для $I = IV, V, \text{ и } VI$ соответственно; $\varepsilon = 20\%, R \geq 20$

Таким образом, сочетание густой сети наблюдений с высоким уровнем шума в данном случае не является препятствием для восстановления теоретического поля a_p . Это позволяет сделать вывод, что теоретическая модель a_p не коррелирует с МС-данными.

ДИСКУССИЯ

Формальный ответ на вопрос, вынесенный в заголовок статьи, "Можно ли увидеть форму изосейсты?", очевидно положителен, если данные наблюдений достаточно плотны, а шумовая компонента невелика. Проведенные эксперименты с этими параметрами указывают на позитивный исход и при анализе сильно зашумленных наблюдений высокой пространственной плотности. Тем не менее, ответ в целом неясен, поскольку затруднено объективное моделирование МС-полей, связанных с описательной характеристикой балльности. Можно постулировать, что макросейсмические и инструментальные поля сильных движений хорошо коррелированы по форме. Тогда необходимы либо сравнительная статистика эмпирических полей двух типов, либо моделирование инструментальных полей. Мы использовали более доступный путь – моделирование. Однако модели землетрясений в виде мгновенных точечных сдвиговых дислокаций в слоисто-однородной среде для этой цели не всегда оказывались достаточными или точными по параметрам, о вариациях которых известно немного.

В связи с этим заслуживает внимания пример Ирпинского землетрясения 1962 г. Для него МС-эффект является интегральным от пары событий: сильного форшока и основного толчка. Оказалось, что МС-поле хорошо коррелирует с крестообразной структурой модельного поля a_p для форшока и не коррелирует с аналогичным полем для основного события. Противоречие исчезает после учета естественных вариаций магнитуды обоих событий и перехода к их суммарному эффекту.

Будущее расчетов сейсмического риска мы связываем с использованием синтетических полей сильных движений. Чтобы тестировать модельные поля важна развитая здесь технология анализа формы изосейст. Анализ большей статистики НПИ-карт может помочь определить рамки применимости точечной модели источника в задачах риска, а также установить места систематически завышенной балльности по отношению к расчетной. Эти вопросы станут предметом нашего дальнейшего анализа.

Авторы признательны А.В. Ландеру, А.А. Никонову и В.В. Эзу за конструктивные замечания и внимательное прочтение рукописи.

Настоящая работа начата в Международном институте теоретической физики имени Абдус Салама (г.Триест, Италия). Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 00-05-64097), ISTC (проект 1293-99), NSF (грант EAR-9804859) и Итальянского CNR.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Trifunac M.D., Brady A.G.* On the correlation of seismic intensity scales with the peaks of recorded strong ground motion // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1975. Vol.65, N 1. P.139-162.
2. *Кейлис-Борок В.И., Молчан Г.М., Гоцадзе О.Д., Коридзе А.Х., Кронрод Т.Л.* Опыт оценки сейсмического риска для жилых зданий в сельских районах Грузии // *Логич-*

- ческие и вычислительные методы в сейсмологии. М.: Наука, 1984. С.58-67. (Вычисл. сейсмология; Вып.17).
3. *Шебалин Н.В.* Распределение степеней повреждения зданий и использование его для оценки балльности // Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М.: Наука, 1975. С.253-261.
 4. *Boschi E., Ferrari G., Gasperini P., Guidoboni E., Smriglio G., Valensise G.* Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1990. Istituto Nazionale di Geofisica, SGA. Vol.1. 1995. 973 p. and CD ROM; Vol.2. 1997. 644 p. and CD ROM. Roma.
 5. *Monachesi G., Stucchi M.* DOM 4.1, un data base di osservazioni macrosismiche di terremoti di area Italiana al di Sopra delle Soglia del danno. GNDT, 1997. Web site: emidius.itim.mi.cnr.it/DOM/consultazione.html.
 6. *De Rubeis V., Gasparini C., Tosi P.* Determination of the macroseismic field by means of trend and multivariate analysis of questionnaire data // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1992. Vol.82. P.1206-1222.
 7. *Tosi P., De Rubeis V., Gasparini C.* An analytic method for separating local from regional effects on macroseismic intensity // Ann. Geofis. 1995. Vol.38, N 1. P.55-65.
 8. *Shebalin N.V.* Macroseismic data as information on source parameters of large earthquakes // Phys. Earth and Planet. Inter. 1972. Vol.6. P.316-323.
 9. *Panza G., Craglietto A., Suhadolc P.* Source geometry of historical events retrieved by synthetic isoseismals // Tectonophysics. 1991. Vol.193. P.173-184.
 10. *Blake A.* On the estimation of focal depth from macroseismic data // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1941. Vol.31, N 3. P.225-231.
 11. *Шебалин Н.В.* Определение глубины очага по макросейсмическим данным с учетом влияния слоя пониженной скорости // Тр. ин-та физики Земли АН СССР. 1959. Т.5. С.100-113.
 12. *Шебалин Н.В.* Избранные труды. Т.2. М.: Академия горных наук. 2000.
 13. *Panza G.F.* Synthetic seismograms: the Rayleigh waves modal summation // J. Geophys. 1985. Vol.58. P.125-145.
 14. *Panza G.F., Suhadolc P.* Complete strong motion synthetics // Seismic strong motion synthetics / Bolt B.A. (ed.) Orlando: Academic Press, 1987. P.153-204.
 15. *Burger R.W., Somerville P.G., Barker J.S., Herrmann R.B., Helmberger D.V.* The effect of crustal structure on strong ground motion attenuation relations in Eastern North America // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1987. Vol.77. P.420-439.
 16. Earthquakes of September and October 1997 in Umbria-Marche (Central Italy). GNDT. 1997. Web site: emidius.itim.mi.cnr.it/GNDT/T19970926-eng/home.html.
 17. *Costa G., Panza G.F., Suhadolc P., Vaccari F.* Zoning of the Italian territory in terms of expected peak ground acceleration derived from complete synthetic seismograms // J. Appl. Geophys. 1993. Vol.30. P.149-160.
 18. Eurocode 8, 1993. Eurocode 8 structures in seismic regions – design – part 1 general and building. Doc TC250/SC8/N57A.
 19. *Panza G., Cazzaro R., Vaccari F.* Correlation between macroseismic intensities and seismic ground motion parameters // Ann. Geofis. 1997. Vol.40, N 5. P.1371-1382.
 20. Bolletino Macrosismico, 1988-1990. Istituto di Geofisica, Unita Operativa Geodinamica. Roma.
 21. Harvard Centroid Moment Tensor database, Harvard Seismology: CMT Search Results. Web site: www.seismology.harvard.edu.