

===== ГЕОИНФОРМАЦИОННЫЕ ТЕХНОЛОГИИ =====

## Адаптивное оценивание полей сейсмических параметров по каталогам землетрясений<sup>1</sup>

В.Г. Гитис, А.Б. Дерендяев, С.А. Пирогов, В.Г. Спокойный, Е.Ф. Юрков

*Институт проблем передачи информации им. А.А. Харкевича,  
Российская академия наук, Москва, Россия*

*e-mail: [gitis@iitp.ru](mailto:gitis@iitp.ru), [wintsa@iitp.ru](mailto:wintsa@iitp.ru), [s.a.pirogov@bk.ru](mailto:s.a.pirogov@bk.ru), [spokoiny@wias-berlin.de](mailto:spokoiny@wias-berlin.de), [jork@iitp.ru](mailto:jork@iitp.ru)*

*Поступила в редколлегию 18.05.2015*

**Аннотация** – Рассматривается новый подход к оценке параметров неоднородных пространственно-временных маркированных точечных полей. Основой подхода является метод адаптивного весового сглаживания (AWS). Предлагается обобщенный вариант метода AWS для построения пространственных и пространственно-временных полей плотности, средних значений и корреляционной (фрактальной) размерности маркированных точечных полей. Показано, что метод может использоваться для построения полей параметров сейсмического процесса по каталогам землетрясений.

**КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА:** адаптивное весовое сглаживание (AWS), маркированные точечные поля, параметры сейсмического процесса, ГИС GeoTime 3.

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Землетрясения являются следствием разрывов и смещений в земной коре или верхней мантии. Мониторинг землетрясений ведется сетями сейсмических станций. Результаты наблюдений регистрируются в базах данных (каталогах землетрясений). Для каждого события в каталоге указываются координаты эпицентра, глубина гипоцентра, момент времени главного толчка, магнитуда или энергетический класс землетрясения и другая атрибутивная информация. Последовательность событий каталога, относящуюся к некоторой пространственной области, можно интерпретировать как наблюдаемую часть сейсмического процесса.

Одна из первых публикаций по оцениванию пространственных полей сейсмологических параметров по каталогам землетрясений относится к картированию сейсмической активности, которая определяется как плотность эпицентров землетрясений в определенном магнитудном интервале, приведенная к пространственно-временному окну площадью 1000 кв. км и продолжительностью в 1 год. В работе [1] для вычисления карты плотности эпицентров землетрясений использовалось локально-ядерное сглаживание с цилиндрическим окном. Рассматривались два варианта: оценивание с окном постоянного радиуса и оценивание с окном, радиус которого подбирался по заданному количеству попадающих в него эпицентров. Впоследствии при построении карты сейсмического районирования СССР [2] данная методика применялась для вычисления карт других сейсмологических параметров. В более поздних работах для оценивания пространственно-временных полей сейсмических параметров вместо цилиндрического окна использовалась гауссова ядерная функция [3].

В данной работе предлагается новый метод построения полей параметров сейсмического процесса по каталогу землетрясений. Мы рассматриваем каталог землетрясений как реализацию неоднородного пространственно-временного маркированного пуассоновского поля. Нашей целью является построение оценок плотности этого пуассоновского поля и параметра распределения марки. Оценка корреляционной (фрактальной) размерности точечного поля также укладывается в данную схему. В разделе 2 кратко рассмотрены основные сейсмологические параметры, которые

---

<sup>1</sup> Исследование выполнено в ИППИ РАН за счет гранта Российского научного фонда (проект № 14-50-00150).

характеризуют частотные, энергетические и геометрические свойства, представленные каталогом землетрясений. Для вычисления этих сейсмологических параметров необходимо оценивать три величины: плотность эпицентров землетрясений, среднюю магнитуду или средний энергетический класс землетрясений и корреляционную (фрактальную) размерность. В разделе 3 излагаются основы метода адаптивного весового сглаживания, модифицированного для оценивания параметров неоднородных пространственно-временных маркированных точечных полей. В разделе 4 приведены экспериментальные результаты по вычислению полей плотности эпицентров и средних значений энергетического класса землетрясений для Камчатского региона.

## 2. ПАРАМЕТРЫ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА И ИХ ОЦЕНКА ПО КАТАЛОГУ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Параметры сейсмического процесса, оцениваемые по каталогу землетрясений, тесно связаны с проблемами физики очага землетрясений, задачами оценки сейсмической опасности и прогноза землетрясений [4]. Основные параметры процесса определены в фундаментальном законе Гутенберга-Рихтера, который устанавливает частотное распределение магнитуд землетрясений:

$$\lg N(M) = a - b(M - M_0), \quad (1)$$

где  $N(M)$  - число землетрясений с магнитудой  $M$ ,  $M \geq M_0$ ,  $M_0$  - минимальная представительная магнитуда регистрируемых землетрясений,  $a$  и  $b$  - параметры сейсмического процесса:  $a$  - начальная ордината,  $b$  - коэффициент наклона графика повторяемости землетрясений ( $b$ -value).

Поскольку магнитуда землетрясения тесно связана с энергией землетрясения, а последняя с размерами очага, то можно считать, что  $b$ -value определяет частотное распределение размеров сейсмогенных разрывов, а следовательно, характеризует соотношение между размерами структурных неоднородностей различного ранга в геологической среде.

Из закона Гутенберга-Рихтера (1) следует, что магнитуды землетрясений подчиняются экспоненциальному распределению с параметром  $\beta = \frac{b}{\lg e}$

$$f(M) = \beta e^{-\beta(M-M_0)}, \quad M \geq M_0. \quad (2)$$

Отсюда для выборки из  $N_{M_0}$  землетрясений с магнитудой  $M \geq M_0$  оценка максимального правдоподобия для параметра  $\beta$  определяется по величине средней приведенной магнитуды землетрясений  $\bar{M}$

$$\frac{1}{\beta} = \frac{1}{N_{M_0}} \sum_{M_i \geq M_0} (M_i - M_0) = \bar{M}, \quad (3)$$

а коэффициент наклона графика повторяемости как

$$b = \beta \lg e = \frac{\lg e}{\bar{M}}. \quad (4)$$

Оценкой параметра сейсмической активности  $A$  по выборке из  $N_{M_0}$  землетрясений с магнитудой  $M \geq M_0$  служит нормированное по пространственно-временному окну число землетрясений, приведенное к диапазону магнитуд  $(M_A - \frac{\delta M}{2}, M_A + \frac{\delta M}{2})$  для некоторых фиксированных значений  $M_A$  и  $\delta M$ ,

$$A = \lambda [\exp(-\beta(M_A - \frac{\delta M}{2} - M_0)) - \exp(-\beta(M_A + \frac{\delta M}{2} - M_0))], \quad (5)$$

где:  $\lambda = \frac{N_{M_0}}{ST}$ ,  $S$  - площадь наблюдаемой области в квадратных км,  $T$  - временной интервал в годах, для которого производится оценивание. Таким образом, сейсмическая активность при известной величине  $b$ -value определяется плотностью эпицентров землетрясений  $\lambda$ .

Для характеристики геометрических особенностей поля эпицентров землетрясений, а следовательно, и геометрических особенностей структуры геологической среды используется распределение расстояний между парами землетрясений. Это распределение предполагается степенным. Действительно, пусть в некоторой области  $d$ -мерного пространства равномерно распределены случайные точки. Тогда условная вероятность того, что случайная точка  $B_n$  содержится в некотором шаре радиуса  $r$ , при условии, что она лежит в объемлющем шаре радиуса  $r_0$ , равна

$$P(r_n < r) = \left(\frac{r}{r_0}\right)^d, \quad (6)$$

где  $r_n$  - расстояние от случайной точки до центра меньшего шара. Формула (6) с заменой  $r_n$  на  $r_{n,m}$  - расстояние между точками  $B_n$  и  $B_m$  - описывает также распределение этого расстояния, при условии, что оно не превосходит  $r_0$ . Соотношение (6), записанное в виде

$$P(r_{n,m} < r) = e^{-d \ln \frac{r_0}{r}}, \quad (7)$$

показывает, что величина  $\ln \frac{r_0}{r_{n,m}}$  имеет экспоненциальное распределение с параметром  $d$ . В

общем случае, если распределение расстояний между событиями предполагается степенным, как в формуле (6), то параметр  $d$  ( $d$ -value) этого распределения интерпретируется как корреляционная (фрактальная) размерность случайного поля [5, 6, 7]. Оценка максимального правдоподобия для параметра  $d$  по выборке из  $N_{M_0}$  землетрясений с магнитудой  $M \geq M_0$  имеет вид

$$d = (\ln r_0 - \langle \ln r \rangle)^{-1}, \quad (8)$$

где  $\langle \ln r \rangle$  - среднее значение логарифма расстояний между парами эпицентров в интервале расстояний  $r \leq r_0$ .

### 3. АЛГОРИТМЫ AWS ДЛЯ ОЦЕНИВАНИЯ ПОЛЕЙ ПАРАМЕТРОВ МАРКИРОВАННЫХ ТОЧЕЧНЫХ ПОЛЕЙ

#### 3.1. Постановка задачи

В предыдущем разделе рассмотрены свойства сейсмического процесса, которые можно извлечь из каталога землетрясений. Перечисленные свойства определяются двумя типами пространственных и пространственно-временных полей: полями плотности эпицентров землетрясений и полями средних значений некоторой величины землетрясения, в качестве которой может фигурировать магнитуда землетрясения или длина сейсмогенного разрыва.

Каталог землетрясений мы рассматриваем как реализацию неоднородного маркированного пуассоновского случайного поля  $\{B_n, M_n\}$ , где  $B_n$  - координаты эпицентра землетрясения (включая время события),  $M_n$  - магнитуда. Рассматриваемая модель оценивания предполагает, что эпицентры землетрясений имеют пуассоновское, а магнитуды землетрясений - экспоненциальное, распределения. Параметры этих распределений (плотность эпицентров  $\lambda$  и коэффициент наклона графика повторяемости землетрясений  $b$ ) могут непрерывно меняться в пространстве и времени. Требуется по каталогу землетрясений оценить сеточные поля указанных параметров.

Известно, что применение для оценивания параметров точечных полей локально-ядерных методов сглаживает границы между неоднородными зонами. В ряде случаев сохранение этих контрастов является принципиально важным. Так в задачах сейсмического районирования границы могут отделять пространственные области с разным сейсмическим режимом, а в задачах прогноза сейсмической опасности границы могут быть связаны с изменением (разладкой) сейсмического процесса во времени.

В работе [8] предложен и исследован новый метод адаптивного весового сглаживания пространственных и пространственно-временных полей AWS (Adaptive Weight Smoothing),

впоследствии обобщенный авторами [9] и названный PS-подходом (Propagation-Separation). Этот метод ориентирован на сглаживание полей, которые включают в себя области с локально постоянными значениями. Метод устраняет мелкие неоднородности в пределах таких однородных областей, не ухудшая резких границ между ними. При этом качество сглаживания гладких участков поля сравнимо с качеством сглаживания стандартных локально-ядерных методов.

AWS обобщает методы локально-ядерного сглаживания, учитывая не только локальные особенности пространственно-временных данных, но и их статистическую структуру. Для учета локальных статистических свойств данных в методе вводится статистическая мера контраста, основанная на оценке максимума локально взвешенного правдоподобия. В работе [9] показано, что для достаточно широкого класса вероятностных моделей, принадлежащих семейству распределений экспоненциального типа, мерой контраста является расстояние (расхождение) Кульбака-Лейблера [10]. Метод AWS показал хорошие результаты при обработке изображений и результатов медицинской магнитно-резонансной томографии [9].

В данной работе мы рассмотрим применение метода AWS к оцениванию полей сейсмических параметров по каталогам землетрясений.

### 3.2. Алгоритм оценки плотности точечного поля

Выберем регулярную координатную сетку для построения поля плотности событий. Определим расстояние между точками  $A$  и  $B$  (в долях шага координатной сетки по широте  $u$ ) как  $\rho(A,B)=[(\delta u/\Delta U)^2+(\delta v/\Delta V)^2+(\Delta V/\Delta U)^2\cos^2u+(\delta t/\Delta T)^2L^2]^{1/2}$ , где  $(\Delta U, \Delta V, \Delta T)$  – шаги сетки по координатам  $U, V, T$ ;  $(\delta u, \delta v, \delta t)$  – разности координат точек  $A$  и  $B$  соответственно;  $L$  – коэффициент, связывающий шаги сетки по широте и по времени. Каждому событию  $B_n$  маркированного точечного поля поставим в соответствие ближайший узел сетки  $j(n)$  с координатами  $X_{j(n)}$ ,  $n=1, \dots, N$ .

Значения поля оцениваются итерационно в пространственно-временном окне, размер которого увеличивается на каждом шаге итераций. Окно имеет форму эллипсоида с центром в точке  $X_i$ , с координатами  $U_i, V_i$  и  $T_i$  и с полуосями  $h_u^{(k)}, h_v^{(k)}, h_t^{(k)}$ , где  $k$  – номер итерации. В задачах поиска предвестников землетрясений пространственно-временные параметры сейсмического процесса оцениваются только по прошлым событиям. В этом случае применяется окно в виде полуэллипсоида, покрывающее только те узлы сетки, для которых значения  $T \leq T_i$ .

На  $k$ -м шаге итерации в соответствии с методом максимума локально-взвешенного правдоподобия [8] ожидаемое число событий в  $i$ -й ячейке оценивается по формуле

$$\lambda_i^{(k)} = \frac{\sum_{n: X_{j(n)} \in U^{(k)}(X_i)} w_{i,(n)}^{(k)}}{\sum_{j: X_j \in U^{(k)}(X_i)} w_{i,j}^{(k)}} \quad (9)$$

где:  $X_j$  – узел сетки с номером  $j$ ;  $w_{i,j}^{(k)}$  – вес пары узлов сетки с номерами  $i$  и  $j$ ;  $w_{i,(n)}^{(k)}$  – вес пары «узел  $i$  – событие  $(n)$ »; знак  $(n)$  используется для события, а знаки  $i, j$  – для узлов сетки поля плотности событий;  $U^{(k)}(X_i)$  обозначает множество узлов сеточного поля в окне с центром в узле  $X_i$  на  $k$ -ой итерации.

В отличие от известных локально-ядерных методов сглаживания вес  $w_{i,(n)}^{(k)}$  зависит не только от расстояния между узлом сетки  $i$  и событием  $B_n$ , но и от статистической близости оценок  $\lambda_i^{(k-1)}$  и  $\lambda_j^{(k-1)}$  в соответствующих узлах сетки  $i$  и  $j(n)$ :

$$w_{i,(n)}^{(k)} = K_{\text{loc}}(l_{i,n}^{(k)})K_{\text{st}}(s_{i,j(n)}^{(k)}). \quad (10)$$

Для пары узлов  $i$  и  $j$  сетки вес определяется аналогичной формулой  $w_{i,j}^{(k)} = K_{\text{loc}}(l_{i,j}^{(k)})K_{\text{st}}(s_{i,j}^{(k)})$ . Здесь  $K_{\text{loc}}$  и  $K_{\text{st}}$  – убывающие неотрицательные функции одной переменной на положительной полуоси (например, экспоненциально затухающая или трапециевидная). Первая,  $K_{\text{loc}}$ , как и в

обычных ядерных методах, зависит от величины нормированного расстояния  $l_{i,n}^{(k)} = \frac{\rho(X_i, B_n)}{h^{(k)}}$  между узлом  $X_i$  и событием  $B_n$  (или узлом  $X_j$ );  $h^{(k)}$ ,  $k=0, \dots, k_{\max}$  – радиус окна на  $k$ -ой итерации,  $h^{(k)} = 1,25^{kd} h^{(0)}$  здесь  $d$  – размерность, в нашем случае  $d=3$ . Вторая функция,  $K_{st}$ , зависит от меры статистического расхождения оценок параметров в узлах сетки с номерами  $i$  и  $j$ :

$$s_{i,j}^{(k)} = \frac{1}{\alpha} T_{i,j}^{(k)}, \quad (11)$$

$$T_{i,j}^{(k)} = \left( \sum_{j: X_j \in U^{(k-1)}(X_i)} w_{i,j}^{(k-1)} \right) D(\lambda_i^{(k-1)}, \lambda_j^{(k-1)}) \quad (12)$$

где  $\alpha$  – константа,  $D(\lambda_i, \lambda_j)$  – расстояние Кульбака-Лейблера. Определение величин  $T_{i,j}^{(k)}$  основано на методе максимума правдоподобия. Известно [11], что относительная функция правдоподобия для двух пуассоновских полей с интенсивностями  $\lambda_0(x)$  и  $\lambda_1(x)$  на реализации  $\{B_n\}$  имеет вид

$$\sum_n \ln \frac{\lambda_0(B_n)}{\lambda_1(B_n)} - \int (\lambda_0(x) - \lambda_1(x)) dx. \quad (13)$$

Величина  $T_{i,j}^{(k)}$  равна максимуму по  $\lambda$  взвешенной функции правдоподобия [9] для пуассоновских полей

$$F(\lambda, \lambda_j^{(k-1)}, \{B_n\}) = \sum_n w_{i,(n)}^{(k-1)} \ln \frac{\lambda}{\lambda_j^{(k-1)}} - \sum_l w_{i,l}^{(k-1)} (\lambda - \lambda_j^{(k-1)}); \quad (14)$$

вторая сумма есть решеточная аппроксимация взвешенного интеграла вида (13). Оценка  $\lambda_i^{(k-1)}$  является точкой максимума функции  $F$  (обобщенная оценка максимума правдоподобия). Расстояние Кульбака-Лейблера между двумя пуассоновскими распределениями с параметрами  $\lambda_i^{(k-1)}$  и  $\lambda_j^{(k-1)}$  равно

$$D(\lambda_i, \lambda_j) = E_{\lambda_i} \ln \frac{p_{\lambda_i}(m)}{p_{\lambda_j}(m)} = \lambda_i \ln \frac{\lambda_i}{\lambda_j} + \lambda_j - \lambda_i. \quad (15)$$

Завершение итераций происходит, если  $k=k_{\max}$  или если значения  $\lambda_i^{(k)}$  и  $\lambda_j^{(k-1)}$  близки для всех узлов сетки. На начальном шаге итераций ( $k=0$ ), когда статистика  $s_{i,j}^{(k)}$  не определена, полагаем  $K_{st} = 1$ .

### 3.3. Алгоритм построения поля $b$ -value по каталогу землетрясений

Алгоритм оценивания средних значений маркированного точечного поля практически совпадает с предыдущим. Очевидные отличия связаны с заменой вычисления плотности точек случайного поля на вычисление среднего значения марки точечного поля (магнитуды). Оценки среднего значения магнитуды во всех узлах сетки  $X_i$ ,  $i=1, \dots, I$  на  $k$ -м шаге итерации определяются как

$$\mu_i^{(k)} = \frac{\sum_{n: X_{j(n)} \in U^k(X_i)} w_{i,(n)}^{(k)} M_n}{\sum_{n: X_{j(n)} \in U^k(X_i)} w_{i,(n)}^{(k)}} - M_0, \quad (16)$$

где  $M_n$  – магнитуда ( $M_n \geq M_0$ ) события с номером  $n$ . Текущая оценка параметра  $\beta$  есть  $\beta_i^{(k)} = \frac{1}{\mu_i^{(k)}}$ . Ближайший к событию  $n$  узел сетки имеет номер  $j(n)$ . Функция контраста определяется формулой

$$T_{i,j}^{(k)} = \left( \sum_{n: X_{j(n)} \in U^{(k-1)}(X_i)} w_{i,(n)}^{(k-1)} \right) D(\beta_i^{(k-1)}, \beta_j^{(k-1)}) \quad (17)$$

Выражение  $D_{i,j}^{(k-1)} = D(\beta_i^{(k-1)}, \beta_j^{(k-1)})$  – расстояние Кульбака-Лейблера между распределениями магнитуды, вычисленное на  $(k-1)$ -м шагу алгоритма. Эти распределения предполагаются экспоненциальными  $p_\beta(M) = \beta e^{-\beta(M-M_0)}$  на полуоси  $M \geq M_0$ . Расстояние Кульбака-Лейблера для них имеет вид

$$D_{i,j}^{(k-1)} = D(\beta_i^{(k-1)}, \beta_j^{(k-1)}) = E_{\beta_i^{(k-1)}} \ln \frac{p_{\beta_i^{(k-1)}}(M)}{p_{\beta_j^{(k-1)}}(M)} = \ln \frac{\beta_i^{(k-1)}}{\beta_j^{(k-1)}} + \frac{\beta_j^{(k-1)}}{\beta_i^{(k-1)}} - 1. \quad (18)$$

Величина  $T_{i,j}^{(k)}$  равна максимуму по  $\beta$  взвешенной функции правдоподобия для выборки магнитуд, имеющих экспоненциальные распределения

$$F(\beta, \beta_j^{(k-1)}, \{B_n, M_n\}) = \sum_n w_{i,(n)}^{(k-1)} \ln \frac{\beta}{\beta_j^{(k-1)}} - \sum_n w_{i,(n)}^{(k-1)} (\beta - \beta_j^{(k-1)})(M_n - M_0). \quad (19)$$

Оценка  $\beta_j^{(k-1)}$  является точкой максимума функции  $F$ .

Поле значений b-value определяется по окончательной оценке  $\beta_i$  формулой  $b_i = \beta_i \lg e$ .

### 3.4. Алгоритм оценки корреляционной размерности точечного поля

Для оценки корреляционной размерности сформируем вспомогательный «бинарный» каталог. Он состоит из пар событий  $(B_n, B_m)$ , таких, что расстояние  $r$  между ними лежит в некотором интервале от  $r_{\min}$  до  $r_0$ . С парой событий  $(B_n, B_m)$  мы свяжем точку  $C_{nm}$ , лежащую на середине отрезка, соединяющего эти события, и марку  $Y_{nm}$ , равную  $\ln \frac{r_0}{r}$ . Мы предполагаем, что марки имеют экспоненциальное распределение с параметром  $\delta$ , обрезанное на уровне  $y_{\max} = \ln \frac{r_0}{r_{\min}}$ . Таким образом, плотность распределения марки равна  $f(y) = \delta(1 - e^{-\delta y_{\max}})^{-1} e^{-\delta y}$  на интервале  $(0, y_{\max})$ . В предположении, что  $\delta y_{\max} \geq 6$ , мы можем пренебречь отличием этого распределения от экспоненциального на полупрямой  $y > 0$ . Теперь формулы для расстояния Кульбака-Лейблера, функции контраста  $T_{i,j}^{(k)}$  и весов аналогичны формулам из предыдущего раздела с тем только отличием, что  $M_0$  принимается равным 0.

## 4. ПРИМЕРЫ ПОСТРОЕНИЯ ПОЛЕЙ СЕЙСМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ

В данном разделе мы рассмотрим эксперименты по оцениванию полей плотности эпицентров землетрясений и полей среднего значения силы землетрясений с помощью метода AWS. Моделирование выполнено на ГИС ГеоТайм 3 [12, <http://www.geo.iitp.ru/GT3/>]. Использовался очищенный от афтершоков каталог их 12045 землетрясений Камчатки за 1996-2013 гг, энергетический класс землетрясений  $K = \lg E = 1.5M + 4.8$ , где  $E$  – энергия землетрясения в джоулях, изменялся в пределах от 8.6 до 15.8, глубина гипоцентров ограничена глубиной 100 км, событий. Эпицентры землетрясений каталога и гистограммы показаны на Рис. 1.

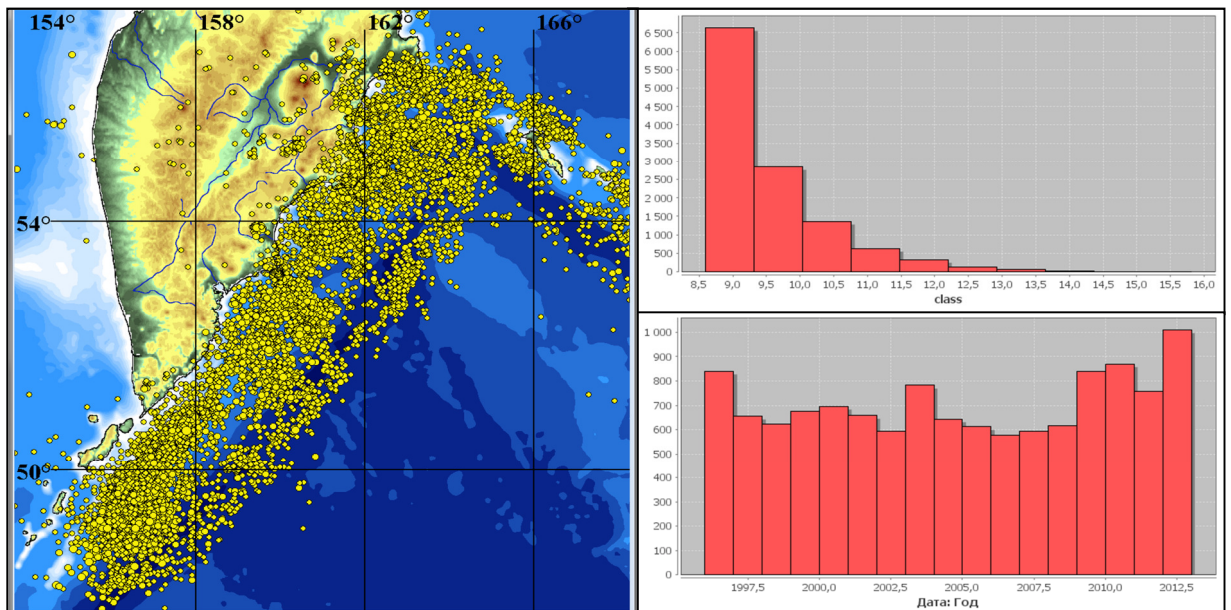


Рис. 1. Каталог землетрясений Камчатки 1996-2013 гг. и гистограммы числа землетрясений по энергетическому классу и по годам.

На Рис. 2 показаны карты 2D полей плотности эпицентров и среднего значения разности  $K-K_0$  в единицах энергетического класса. Значения плотности эпицентров даны в условных единицах, равных отношению числа эпицентров землетрясений в круге радиуса 55км за 13.3 года к площади этого круга. Значения средней разности величины  $K-K_0$  даны в единицах энергетического класса землетрясений,  $K_0=8.6$  – найденное по каталогу минимальное представительное значение класса землетрясений. На картах показаны значения полей только для территорий, где плотность эпицентров более 0.1 условных единиц. Оба поля построены в сетке  $0.033^\circ \times 0.05^\circ$ .

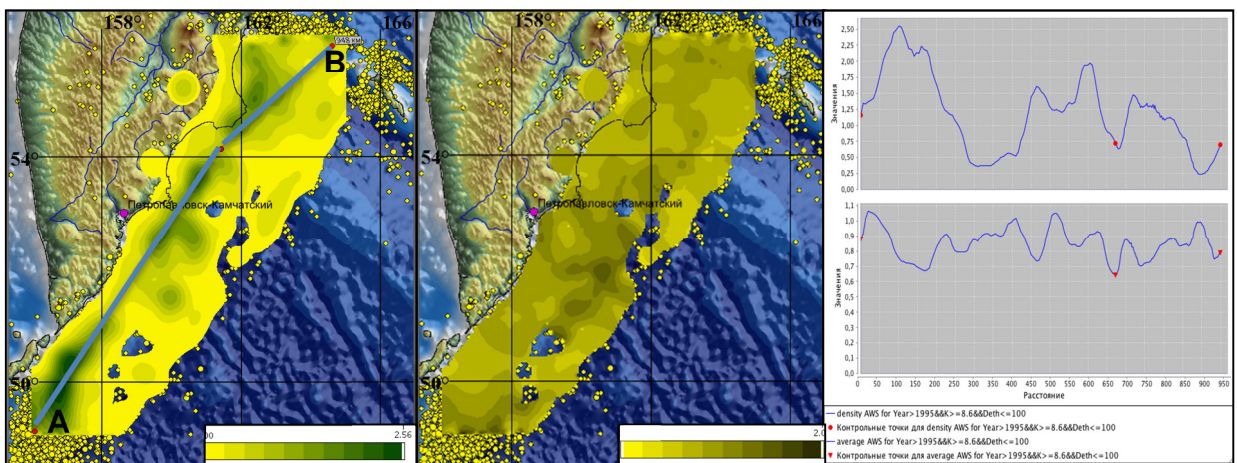


Рис. 2 Карты 2D полей плотности эпицентров и средних значений разности  $K-K_0$  землетрясений. Справа: разрезы полей плотности эпицентров и средних значений по профилю АВ.

На Рис. 3 показаны три временных среза 3D поля плотности эпицентров со значениями более 0.01 условных единиц. В данном случае условные единицы плотности равны отношению числа эпицентров землетрясений в полуэллипсоиде с полуосями 110 км и 0.8 года к объему этого полуэллипсоида. На Рис. 4 показаны временные срезы 3D поля среднего значения разности  $K-K_0$  в единицах энергетического класса землетрясений для территорий, где значения 3D поля плотности эпицентров более 0.01. Сетка полей равна  $0.067^\circ \times 0.1^\circ \times 30$  суток.

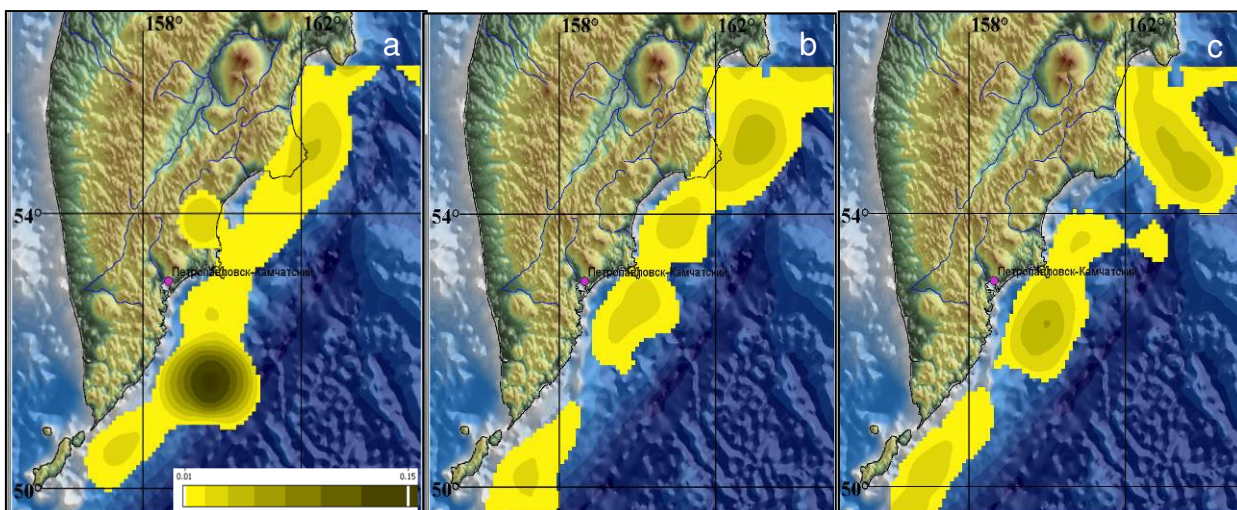


Рис. 3 Карты временных срезов 3D поля плотности эпицентров землетрясений : а) 30.06.1996, б) 27.06.97 и с) 25.06.98.

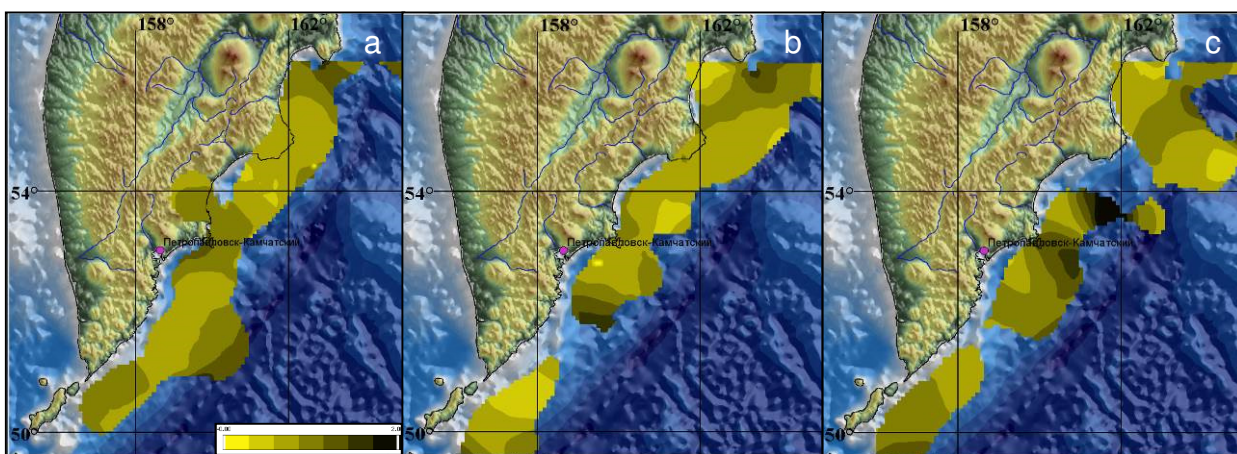


Рис. 4 Карты временных срезов 3D поля средних значений разности  $K-K_0$  : а) 30.06.1996, б) 27.06.97 и с) 25.06.98.

## 5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье рассматривается новый подход к оценке параметров неоднородных пространственно-временных маркированных точечных полей. Основой подхода является метод адаптивного весового сглаживания AWS. Предлагается обобщенный вариант метода AWS для построения пространственных и пространственно-временных полей плотности, средних значений и корреляционной размерности (фрактальности) маркированных точечных полей. Показано, что метод может использоваться для построения полей параметров сейсмического процесса по каталогам землетрясений.

Аналогичные задачи возникают при исследовании многих природных и социально-экономических пространственно-временных процессов, таких, как, экология леса, гнездование птиц, распространение заболеваний и др. Поэтому разработка методов анализа пространственно-временных процессов по наблюдаемым маркированным точечным полям представляет значительный интерес для многих направлений науки.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ризниченко Ю. В. Об изучении сейсмического режима //Изв. АН СССР. Сер. Геофизика. 1958. №. 9. – С. 1057-1074.



2. Бунэ В. И. и др. Сейсмическое районирование территории СССР. Методические основы и региональное описание карты 1978 г. М.: Наука.1980. 307 с.
3. Соболев Г.А., Тюпкин Ю.С. Аномалии в режиме слабой сейсмичности перед сильными землетрясениями Камчатки //Вулканология и сейсмология. 1996. № 4. С.64–74.
4. Завьялов, А. Д. Среднесрочный прогноз землетрясений: основы, методика, реализация. М.: Наука. 2006. 254 с.
5. Смирнов В. Б. Оценка длительности цикла разрушения литосферы Земли по данным каталогов землетрясений //Физика Земли. 2003. № 10. С. 13-32.
6. Сидорин И. А., Смирнов В. Б. Изменчивость корреляционной размерности за счет неоднородности фрактала (на примере аттрактора Лоренца) //Физика Земли. 1995. Т. 7. С. 89-96.
7. Pisarenko D.V., Pisarenko V.F. Statistical estimation of the correlation dimension //Physics Letters A. 1995. Т. 197. №. 1. С. 31-39.
8. Polzehl, J., and Spokoiny, V.G. Adaptive weights smoothing with applications to image restoration. //Journal of the Royal Statistical Society: Series B (Statistical Methodology), 2000. 62(2), 335-354.
9. Polzehl, J., & Spokoiny, V. Propagation-separation approach for local likelihood estimation. //Probability Theory and Related Fields. 2006. 135(3), 335-362.
- 10.С. Кульбак. Теория информации и статистика. М.: Наука. 1967.
- 11.Kutoyants, Yu.A., and Spokoiny, V.G. Optimal choice of observation window for Poisson observations. //Statistics & probability letters 44.3 (1999): 291-298.
12. Gitis V., Derendyaev A., Metrikov P., Shogin A. Network geoinformation technology for seismic hazard research (2012). //Natural Hazards: Volume 62, Issue 3 (2012), Page 1021-1036.

## **Adaptive estimation of seismic parameter fields from earthquake catalogs**

Gitis, V.G., Derendyaev., A.B., Pirogov, S.A., Spokoiny, V.G., Yurkov, E.F.

Institute for Information Transmission Problems, Russian Academy of Sciences  
(Kharkevich Institute)

**Abstract.** A new approach to the estimation of the parameters of inhomogeneous spatio-temporal marked point fields is considered. The basis of the approach is the method of adaptive weights smoothing (AWS). A generalized version of AWS method for calculating spatial and spatio-temporal fields of density, mean values and the correlation (fractal) dimension from the marked point fields is proposed. It is shown that the method can be used to build the seismic process parameter fields from earthquake catalogs.

**Keywords:** adaptive weights smoothing (AWS), marked point fields, parameters of seismic process, GIS GeoTime 3.