

І. ПРОГНОЗ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И СЕЙСМИЧНОСТЬ

УДК 550.341

СЕЙСМИЧЕСКИЙ ПОТОК И СИЛЬНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДА ТИХООКЕАНСКОГО КОЛЬЦА

А.В. Хохлов, В.Г. Кособоков

SEISMIC FLUX AND MAJOR EARTHQUAKES IN THE NORTHWESTERN PACIFIC

A.V. Khokhlov and V.G. Kossobokov

A model based on a smoothed interpretation of seismicity is presented here. We assign to a population of earthquakes a realvalued function, which we call seismic flux. We considered 15 regions in the Northwest Pacific and find an evident correlation between premonitory flux anomalies and subsequent major earthquakes.

Возникновение землетрясений разной энергии взаимосвязано в пространстве и во времени, что отражает динамику сейсмоактивных разломов. Эта взаимосвязь проявляется в событиях, предвещающих сильные землетрясения, и соответственно используется для поиска методов прогноза землетрясений. В работах [1, 2] показано, что перед сильным землетрясением возрастает интенсивность событий на уровне меньших энергий, что можно качественно интерпретировать как самовозбуждение системы разломов. Такое самовозбуждение проявляется в самых различных сейсмологических условиях – в зонах субдукции, на сдвигах, на активных платформах, в зонах промежуточных по глубине очагов, в районах наведенной сейсмичности. Оно диагностируется в скользящем временном окне по осредненным по времени и пространству интегральным характеристикам сейсмичности: группирование землетрясений, их число в заданных диапазонах энергии, суммарная площадь разломов в очагах и др. Осреднение необходимо для выделения устойчивых неслучайных вариаций. Повышенная вероятность сильного события диагностируется, если достаточно много таких характеристик становятся аномальными.

В алгоритме М8, исходном для данной работы, осреднение проводится по интервалу времени шесть лет и по площади круга с диаметром на порядок большего размера, чем очаг "предсказываемого" землетрясения. К этим кругам и относится прогноз, а информация о распределении текущей сейсмичности внутри круга никак не учитывается. Опыт использования этой информации изложен в [3], где установлена своего рода иерархия: на фоне указанного выше явления, относящегося к кругу в целом, сходная локальная активизация обнаруживается при меньшей степени осреднения для более слабых землетрясений. На этом основано второе приближение метода ("сценарий Мендосино"), позволяющее уменьшать в 3–14 раз площадь, на которую дается прогноз.

В данной работе рассматривается иной подход к осреднению потока землетрясений, с помощью которого предвестниковые аномалии могут быть определены, как нам представляется, с большей точностью. Очевидны также преимущества предлагаемого, идейно более прозрачного, метода для понимания динамики активных разломов.

Сейсмический поток. Термин "сейсмический поток" (*seismic flux*) выбран по аналогии с термином "тектонический поток" (*tectonic flux*), который впервые использовал Х. Беньоф при изучении глубокофокусных землетрясений. Формальное определение тектонического потока приведено в [4] и, по нашему мнению, в нем много общего с используемыми нами понятиями. Исходными данными для построения сейсмического потока является каталог землетрясений [5]. Каждому землетрясению q_j в каталоге отвечает запись вида $\{t_j, \mathbf{r}_j, \mathcal{M}_j\}$ где t_j – время в очаге, \mathbf{r} – пространственные координаты гипоцентра, \mathcal{M}_j – список магнитуд в [5], например $\mathcal{M} = (M_s, M_l, M_p, m_b)$.

Для дальнейших построений необходимо однозначно определить *магнитуду* M для землетрясения q_j . Для каталога [5] положим магнитуду M равной первому ненулевому значению в последовательности \mathcal{M} . Далее землетрясения с $M \in [a, b]$ будут называться *слабыми*, а землетрясения с $M > b$ – *сильными*.

В предлагаемой конструкции землетрясению q_j отвечает функция $p_j(t, \mathbf{r})$, а последовательности землетрясений – сумма

$$P(t, \mathbf{r}) = \sum_j p_j(t, \mathbf{r}),$$

которую будем называть *сейсмическим потоком*. Иногда, чтобы подчеркнуть зависимость сейсмического потока от сегмента магнитуд $[a, b]$, мы будем использовать обозначение $P_{[a, b]}(t, \mathbf{r})$.

Функция $p_j(t, \mathbf{r})$ при $t < t_j$ равна нулю, а при $t \geq t_j$ пропорциональна плотности многомерного (в пространстве–времени) нормального распределения с центром в (t_j, \mathbf{r}_j) , коэффициент пропорциональности и дисперсия по пространству определяются магнитудой M . Конкретнее:

$$p_j(t, \mathbf{r}) = C \times 10^{\alpha M} \exp\left(-\frac{1}{2} \left(\frac{\|\mathbf{r} - \mathbf{r}_j\|}{\beta \times 10^{\alpha M}}\right)^2\right) \exp\left(-\frac{1}{2} \left(\frac{t - t_j}{\nu}\right)^2\right),$$

здесь $\alpha = 1/4$, размерностная константа β такова, что для $M = 6.0$ соответствующее значение $\beta \times 10^{\alpha M} = 66$ км, размерностная константа $\nu = 20$ мес, C – нормировка.

Такая конструкция имеет много общего с моделями самовозбуждающегося процесса [6, 7]. Мы не даем здесь формальное описание математической модели, поскольку полагаем необходимым сначала всесторонне исследовать и уточнить конструкцию на эмпирическом уровне. Предлагаемый выбор значений констант основан на предположении о радиусе взаимодействия порядка десяти размеров очага и одинакового, финитного последствия в пределах пяти лет. Оба предложения приняты в алгоритме M8 и косвенно подтверждаются. Отметим, что выбор констант не является ни единственным, ни оптимальным.

Мы предполагаем также существование предела (эргодичность)

$$\lim_{\Delta T \rightarrow \infty} \frac{1}{\Delta T} \int_{\Delta T} P_{[a, b]}(t, \mathbf{r}) dt = \bar{P}_{[a, b]}(\mathbf{r}),$$

который, как нам представляется, для слабых событий удовлетворительно можно оценивать уже при интервалах времени ΔT порядка 20 лет. В этом случае сравнение $P_{[a, b]}(t, \mathbf{r})$ и $\bar{P}_{[a, b]}(\mathbf{r})$ позволяет судить об отклонениях сейсмического потока во времени относительно среднего.

Сейсмический поток северо-запада Тихоокеанского кольца. Нами рассмотрены 15 регионов от Канады до острова Калимантан. В каждом из них исследовалось поведение функции $P(t, \mathbf{r})$ на глубине 33 км, значения которой оценивались по каталогу NEIC [5] в диапазоне магнитуд от 4.8 до 6.5, $P(\mathbf{r})$ определялась по 21-летнему периоду (1964–1984 гг.).

Границы региона		Процент аномалий, %	События с $M \geq 6.5$
φ, N , град	λ , град		
53–62	140–165 W	23.0	6.6(A) 6.9(-) 7.6(-) 7.6(A)
50–56	165–175 W	29.6	7.7(A) 6.6(-) 6.7(A) 6.7(З)
49–57	175 W–12E	23.1	6.7(-)
53–58	165–172 E	26.5	6.8(-) 7.0(З)
53–57	160–167 E	14.6	–
46–53	150–162 E	12.6	6.6(-)
40–47	145–150 E	18.4	–
35–42	140–145 E	13.0	6.6(З) 6.6(З) 6.8(-) 7.4(З)
25–35	138–143 E	22.8	6.6(-)
15–25	142–150 E	33.6	6.7(A) 7.5(З)
10–15	140–148 E	12.9	–
23–35	125–135 E	24.2	6.7(З)
21–26	120–125 E	17.3	7.8(A)
12–20	117–125 E	22.9	7.8(З) 6.6(-)
09–13	120–125 E	20.0	6.6(A) 7.1(A)

Точность вычислений была принята на уровне значения $p_j(t, \mathbf{r})$ при $t = t_j$, $M_j = 6.5$ и $\left(\frac{\|\mathbf{r} - \mathbf{r}_j\|}{\beta \times 10^{\alpha M_j}} \right) = 3$, иными словами, мы пренебрегали значениями функции вне области 3σ , полагая их равными нулю. Область E , в которой $\bar{P}(\mathbf{r})$ отлична от нуля, определяет сейсмический пояс, как полосу шириной в 150–250 км. В качестве единицы измерения в каждом регионе бралось интегральное среднее $\bar{P}(\mathbf{r})$ на глубине 33 км, далее обозначаемое D . Начиная с 01.01.1985 и до 01.07.1990 с интервалом в полгода вычислялась разность $P(t, \mathbf{r}) - \bar{P}(\mathbf{r})$. Участки поверхности E , где эта разность была меньше $-2.4D$, выделялись на последующие полгода вместе со своей 50-ти км-ой окрестностью, как области "аномального затишья". Аналогично определялись области "аномальной активизации", по разности, превышающей $1.5D$ (границы аномальности выбраны так, чтобы грубо уравнивать объемы затишья и активизации). Объединение всех аномальных областей составило 22.0% от пространственно-временного объема $E \times (6 \text{ лет})$. Землетрясения с $M > 6.5$ из [5], которые произошли в 15 регионах в период с 01.01.1985 по 01.01.1991 формально не принимали участия в построении функции $P(t, \mathbf{r})$. Тем больший интерес представляет их положение относительно аномальных областей.

В табл. 1 для каждого региона приведены общий процент аномалий и данные о произошедших сильных землетрясениях за исследуемый период: символ "А" означает, что эпицентр землетрясения попал в область активизации, "З" – в затишье, "-" – вне выделенных областей. Данные о землетрясениях с разбивкой по магнитудам еще раз приведены в табл. 2. Из девяти землетрясений с $M \geq 7.0$ четыре произошли в областях аномального затишья, четыре – в областях активизации, одно – вне выделенных областей. (Интересно, что если в первом регионе выделять области каждый месяц, то последнее землетрясение также попадает в область активизации.)

Обсуждение методики. В нашем подходе к исследованию последовательности землетрясений выделим два этапа: первый – преобразование дискретных событий из каталога в непрерывные функционалы, второй – сравнение функционалов между

Магнитуда					Магнитуда				
6.6	6.7	6.8	6.9	≥ 7.0	6.6	6.7	6.8	6.9	≥ 7.0
(A)	(A)	(-)	(-)	7.8(A)	(-)				7.5(З)
(A)	(A)		(-)	7.7(A)	(-)				7.4(З)
(A)	(З)			7.6(A)	(-)				7.0(З)
(З)	(З)			7.1(A)					7.6(-)
(-)	(-)			7.8(З)					

собой. В перспективе мы надеемся построить модель случайного процесса, плотность распределения которого определялась бы через функцию $|P_{[a,b]}(t, \mathbf{r}) - \bar{P}_{[a,b]}(\mathbf{r})|$. Поэтому позволим себе здесь употреблять термин "плотность" по отношению к рассматриваемым величинам.

На первом этапе каждому событию, произошедшему в данной точке пространства–времени, сопоставляется множество виртуальных событий, распределенных в соответствии с нормальным законом и осуществляющих вклад в функцию плотности.

Усредненная плотность вероятности за продолжительный промежуток времени (в нашем случае 20 лет) можно интерпретировать как априорное распределение виртуальных событий. Пока мы ограничиваемся выделением областей пространства–времени, где разности плотностей по абсолютной величине велики.

Последнее можно условно считать поиском мест аномального поведения текущего распределения сейсмического потока. Возможно возражение, что при этом окажутся выделенными лишь территории, где дисперсия распределения велика. Это соображение предстоит еще проверять с разных точек зрения. Однако, безотносительно к тому, верно оно или нет, весьма интересным представляется тот факт, что сильные события, не участвующие явно в построении плотностей, происходят удивительно близко к текущим аномальным областям.

Остается необходимой и проверка того, насколько аномальные области малы по отношению к области возможных эпицентров. Из-за дискретности множества эпицентров сильных событий построение последней должно основываться на принимаемом соглашении. Используемый нами способ сравнения с площадью, где средняя плотность превосходит некоторое малое значение ϵ , является всего лишь одним из возможных. Этот способ довольно точно соответствует сравнению с площадью, покрытой кругами радиуса 50 км и с центрами в эпицентрах произошедших с начала века землетрясений с магнитудой больше 4.0.

Вариация методики. В принципе, выбор магнитудного диапазона для построения потенциальной функции в эксперименте по региону северо-запада Тихоокеанского сейсмического пояса был продиктован представительностью имеющегося в нашем распоряжении каталога. Для территории США каталог значительно полнее – по крайней мере, начиная с магнитуды 3.5. С другой стороны, события с магнитудой 7 и выше здесь чрезвычайно редки и делать выводы о связи возникающих аномалий с сильными землетрясениями пришлось бы на примере пяти событий. Одним из вариантов изменения начальных условий – сдвиг рассматриваемых магнитудных порогов в сторону более слабых событий. Разумеется, результаты этого эксперимента должны рассматриваться отдельно от предыдущего. При анализе территории запада США, мы сдвинули на единицу сегмент магнитуд для построения потенциала, рассмотрев [3.8, 5.5], и сравнили области аномального отклонения потенциала от среднего и эпицентры событий с $M \geq 5.5$. Как и ранее, мерой площади сейсмичности выбирается область, где за 20 лет потенциал принимал значения больше единицы, а нормировочная константа C определяется так, чтобы потенциал события с $M = 5.5$ на

Таблица 3

Дата	Время		Координаты		Глубина очага, км	Магнитуда				Тип областей
	ч	мин	φ°, N	λ°, W		M_s	M_I	M_p	m_b	
14.04.1983	19	05	37.07	116.05	0	0.0	5.5	0.0	5.7	(АЗ)
02.05.1983	23	42	36.22	120.32	10	6.5	6.3	6.7	6.2	(А)
22.07.1983	02	39	36.23	120.42	9	5.7	5.8	5.9	6.0	(А)
24.08.1983	13	36	40.31	124.77	30	5.8	5.5	0.0	5.5	(А)
28.10.1983	14	06	44.06	113.86	10	7.3	0.0	0.0	6.2	(З)
10.02.1984	16	51	28.27	112.14	10	6.2	0.0	0.0	5.6	(-)
24.04.1984	21	15	37.32	121.70	8	6.1	6.2	0.0	5.7	(-)
10.09.1984	03	14	40.50	126.83	10	6.7	6.6	0.0	6.1	(А)
23.11.1984	18	08	37.48	118.65	15	5.7	6.2	6.1	5.6	(А)
13.03.1985	19	34	43.51	127.56	10	6.3	0.0	0.0	6.1	(-)
04.08.1985	12	01	36.13	120.13	11	5.9	5.8	5.4	5.4	(А)
31.03.1986	11	55	37.48	121.69	8	5.5	5.7	0.0	5.5	(АЗ)
08.07.1986	09	20	34.00	116.61	12	6.0	6.0	0.0	5.8	(-)
13.07.1986	13	47	32.97	117.87	10	5.8	5.3	0.0	5.6	(-)
17.07.1986	21	00	37.28	116.36	0	0.0	5.5	0.0	5.7	(А)
20.07.1986	14	29	37.58	118.45	8	5.6	5.9	5.9	5.6	(А)
21.07.1986	14	42	37.54	118.45	9	6.2	6.0	6.5	6.0	(А)
16.10.1986	19	25	37.22	116.46	0	0.0	5.5	0.0	5.6	(А)
07.02.1987	03	45	32.39	115.31	6	5.5	5.4	0.0	5.4	(АЗ)
31.07.1987	23	56	40.42	124.41	16	6.0	5.5	0.0	5.6	(А)
01.10.1987	14	42	34.06	118.08	10	5.7	6.1	5.9	5.8	(З)
24.11.1987	01	54	33.08	115.78	4	6.2	6.5	5.8	5.7	(З)
24.11.1987	13	15	33.01	115.84	2	6.6	6.7	6.1	6.0	(З)
23.10.1988	13	48	44.42	129.46	10	5.5	0.0	0.0	5.3	(З)
18.10.1989	00	04	37.04	121.88	18	7.1	7.0	0.0	6.5	(АЗ)
16.01.1990	20	08	40.23	124.14	2	5.5	5.3	0.0	5.1	(З)
28.02.1990	23	43	34.14	117.70	5	5.5	6.2	5.2	5.5	(А)
14.02.1991	16	37	29.68	113.86	10	5.5	0.0	0.0	5.4	(З)
13.07.1991	02	50	42.18	125.64	11	6.9	6.7	0.0	6.2	(А)
16.08.1991	22	26	41.70	125.39	10	6.3	5.9	0.0	5.5	(-)
17.08.1991	19	29	40.24	124.35	12	6.2	6.0	0.0	6.0	(З)
17.08.1991	22	17	41.82	125.40	13	7.1	6.8	0.0	6.2	(А)
23.04.1992	04	50	33.94	116.37	15	0.0	0.0	6.3	0.0	(З)
25.04.1992	18	06	40.40	124.46	15	0.0	0.0	7.1	0.0	(З)
26.04.1992	07	41	40.44	124.56	15	0.0	0.0	6.8	0.0	(З)
26.04.1992	11	18	40.39	124.67	15	0.0	0.0	6.5	0.0	(З)

удалении 150 км был бы равен единице. На западе США мы рассмотрели более продолжительный период: с января 1983 г. по апрель 1992 г. Относительно выбора порогов отклонения от среднего было замечено, что принятые ранее значения (1.5D и 2.4D) задают несколько избыточную область аномалий и поэтому мы увеличили оба пороговых значения до 2.58D. Данные табл. 3 являются каталогом землетрясений $M \geq 5.5$, рассмотренных в этом эксперименте. Классификация землетрясений $M \geq 5.5$ по отношению к типам аномалий приведена в табл. 4. Территория E составила 1699200 кв.км; общий объем пространства-времени – 13593400 кв.км × год; объем, занятый "аномалиями", 2795200 кв.км × год (т.е. 20.6 процентов). Из 36 землетрясений с $M \geq 5.5$ в аномальные области попали 30.

(З)	(А)	(А) и (З)	(-)	(З)	(А)	(А) и (З)	(-)
7.3	7.1	7.1	6.3	6.2	5.8		
7.1	6.9	5.5	6.3	5.7	5.7		
6.8	6.7	5.5	6.2	5.5	5.7		
6.6	6.5	5.5	6.1	5.5	5.6		
6.5	6.2		6.0	5.5	5.5		
6.3	6.0		5.8		5.5		
6.2	5.9				5.5		

Таким образом, результаты непосредственного применения предложенной конструкции сейсмического потока выглядят достаточно многообещающе. Авторы, впрочем, сознают необходимость ряда уточнений, в первую очередь, введения инвариантной нормализации вместо использованной выше региональной. Мы планируем исследовать устойчивость конструкции относительно внутренних параметров и, наконец, проверить ее на других областях сейсмичности. Перспектива создания модели алгоритма прогноза сильных землетрясений на основе предложенной здесь конструкции сейсмического потока представляется нам достаточно реальной.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Keilis-Borok V.I.* The lithosphere of the Earth as a nonlinear system with implications for earthquake prediction // *Rev. Geoph.* 1990. Vol. 28. N 5. P. 19–34.
2. *Keilis-Borok V.I., Kossobokov V.G.* Premonitory activation of seismic flow: algorithm M8 // *Phys. Earth and Planet. Inter.* 1990. Vol.61. P. 73–83.
3. *Kossobokov V.G., Keilis-Borok V.I., Smith S.W.* Localization of intermediate-term earthquake prediction // *J. Geophys. Res.*, 1990. Vol. 95, N B12. P. 19763–19772.
4. *St. Amand P.* Two proposed measures of seismicity // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1956. Vol. 46, N 1. P. 41–45.
5. *Global Hypocenters Data Base CD-ROM 1989 // NEIC/USGS. II. Denver, CO.*
6. *Kagan Y., Knopoff L.* Statistical search for non-random features of the seismicity of strong earthquakes // *Phys. Earth and Planet. Inter.* 1976. N 12. P. 291–318.
7. *Ogata Y., Tanemura M.* Estimation of interaction potentials of spatial point patterns through the maximum likelihood procedure // *Ann. Inst. Statist. Math.* 1981. Vol. 33. P. 315–338.