

От кинетической теории прочности и концентрационного критерия разрушения к плотности сейсмогенных разрывов и прогнозу землетрясений

© А.Д. Завьялов

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук,
123995 Москва, Россия

E-mail: zavyalov@ifz.ru

Рассматривается эволюция представлений о концентрационном критерии разрушения твердых тел, предложенном академиком С.Н. Журковым, в связи с его использованием в физике очага землетрясения для прогноза сильных сейсмических событий. Анализируются результаты многолетнего тестирования параметра плотности сейсмогенных разрывов в различных сейсмоактивных регионах мира в качестве предвестника землетрясений и приводятся данные об его прогностической эффективности.

Работа финансировалась в рамках Программы поддержки ведущих научных школ России (проект № НШ-1270.2003.5) и Международного научно-технического центра (проект № 1745).

1. Введение

Идея использования концентрационного критерия разрушения (или укрупнения трещин) K^* в сейсмологии для прогноза землетрясений впервые возникла у автора данной работы весной 1978 г. после публикации статьи академика С.Н. Журкова с соавторами в журнале „Физика Земли“ [1]. В ней развивались кинетические представления о прочности твердых тел, термофлуктуационном характере процесса разрушения, протекающего во времени, и давалось понятие концентрационного критерия. Он определялся следующим образом. Если выразить среднее расстояние между трещинами l в нагруженном объекте в размерах самих трещин L на данном структурном масштабе, то

$$l/L = c^{-1/3}/L = K^*, \quad (1)$$

где c — концентрация трещин. Отсюда следует физический смысл K^* , состоящий в том, что он характеризует близость макротрещин друг к другу и, следовательно, их способность к взаимодействию посредством локальных полей напряжений, создаваемых ими, и к слиянию.

В 1977 г. сотрудниками Института вулканологии ДВО АН СССР при участии автора была закончена огромная работа по переводу регионального каталога землетрясений Камчатки и Командорских островов, насчитывавшего несколько десятков тысяч событий, на магнитные носители и последующему его вводу в ЭВМ. Поскольку концентрационный критерий имел ясный физический смысл, не представляло больших затруднений разработать алгоритм и рассчитать его пространственно-временные распределения для больших объемов горных пород сейсмоактивного региона.

Исходя из аналогии протекания процессов разрушения на разных масштабных уровнях представления о концентрационном критерии укрупнения трещин были распространены на крупномасштабные процессы, протекающие в земной коре. Впервые это было сделано [2]

для прогноза сильных землетрясений на территории восточного побережья Камчатки. Аналогичный анализ был проведен для района Нурекского водохранилища [3]. Первый результат оказался весьма обнадеживающим. Было показано, что сильные землетрясения происходят преимущественно в областях пониженных значений концентрационного критерия. На этом основании в сейсмологическую практику был введен параметр концентрации (плотности) сейсмогенных разрывов (трещин) K_{sf} [4], характеризующий состояние сейсмологического процесса в рассматриваемом сейсмоактивном объеме земной коры V_0 на момент времени t . Анализ значений K_{sf} незадолго до момента землетрясения показал их несущественное отличие от величин концентрационного критерия K^* , полученных в лабораторных экспериментах при разрушении образцов горных пород и модельных материалов (перекрывая таким образом диапазон масштабов в 10–12 порядков) [1,5–8]. Эти значения (непосредственно перед разрушением) хорошо

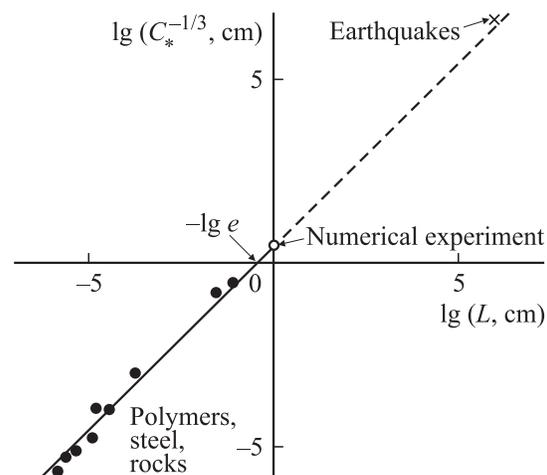


Рис. 1. Зависимость среднего расстояния между трещинами $l = c^{-1/3}$ (c — концентрация трещин к моменту разрушения) от их характерной длины L для объектов разного масштаба [9].

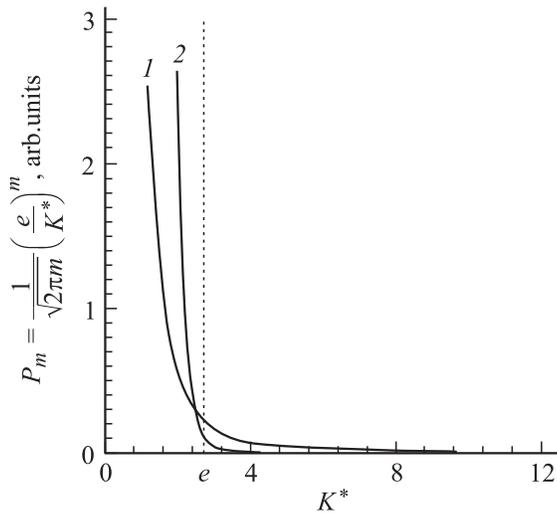


Рис. 2. Зависимость вероятности образования кластеров трещин от величины K^* . $m = 3(1)$ и $10(2)$.

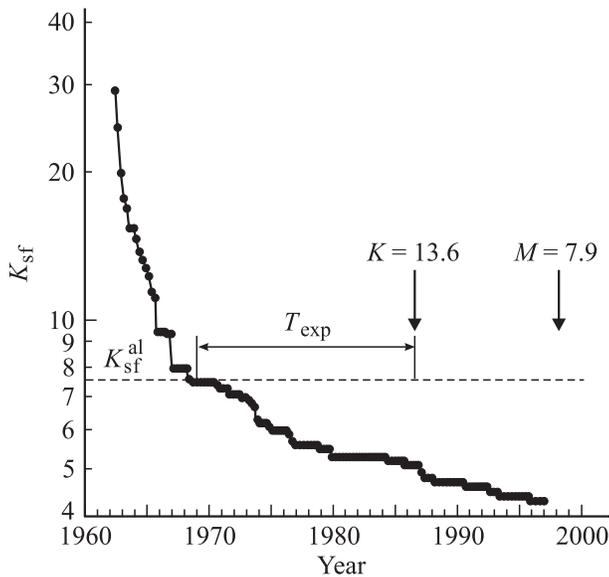


Рис. 3. Поведение параметра K_{sf} в ячейке размером 100×100 km, центр которой совпадает с эпицентром Кроноцкого землетрясения (Камчатка, 5 декабря 1997 г.).

укладывались на график зависимости среднего расстояния между трещинами от их средней длины [9] (рис. 1).

В работах [1,10,11] впервые было теоретически показано, что при низкой концентрации трещин, когда $K^* > e$, вероятность образования их кластеров (скоплений) невелика (рис. 2). При $K^* < e$ вероятность образования кластеров резко возрастает. Если предположить, что концентрация трещин в таком кластере достаточна для того, чтобы начался процесс их взаимодействия, то условие $K^* = e \approx 3$ определяет границу перехода от стадии хаотического накопления мелких трещин к стадии их взаимодействия, слияния и перехода разрушения на следующий масштабный уровень.

Впоследствии на основе образа поведения параметра K_{sf} в период подготовки землетрясения (рис. 3) был разработан алгоритм использования параметра концентрации трещин для прогноза места и времени возникновения сильных землетрясений, учитывающий особенности протекания сейсмического процесса в сейсмоактивном регионе [4,12]. Разработанный алгоритм был протестирован в ряде сейсмоактивных регионов мира, расположенных в областях с различной геодинамикой и уровнем сейсмической активности (Кавказ, Туркмения, Южная Калифорния, северо-восточный и юго-западный Китай, Киргизия, Греция, западная Турция, Курилы), что дало возможность оценить прогностические возможности параметра концентрации трещин как предвестника землетрясений.

В процессе тестирования было обнаружено, что в различных сейсмоактивных регионах значения параметра K_{sf}^* отличаются друг от друга (см. величины уровней тревоги в табл. 1), причем в некоторых регионах это отличие достигало 8–10 раз. В работах [13–16] исследовалось влияние неравномерности пространственного распределения сейсмогенных разрывов в сейсмоактивном слое и было дано объяснение наблюдаемой зависимости величины параметра концентрации трещин от масштаба процесса разрушения (лабораторные опыты на образцах, в том числе и на горных породах, горные удары в шахтах, землетрясения) и различий при переходе от одного сейсмоактивного региона к другому (табл. 1). Для этого были привлечены представления о фрактальности сейсмического процесса, показана зависимость величины K_{sf}^* от фрактальной размерности распределения сейсмогенных разрывов в пространстве. В этом случае $K_{sfL_2}^* = K_{sfL_1}^* (L_2/L_1)^{1-d/r}$, где $K_{sfL_1}^*$ и $K_{sfL_2}^*$ — значения параметра плотности сейсмогенных разрывов в ячейках с характерными размерами L_1 и L_2 соответственно, d — фрактальная размерность распределения сейсмогенных разрывов (землетрясений), r — размерность пространства ($r = 1, 2, 3$).

В [17,18] впервые на основе материалов каталога землетрясений Кавказа при анализе пространственно-временных распределений параметра концентрации трещин K_{sf} в области подготовки катастрофического Спитакского землетрясения 1988 г. обнаружен эффект перехода процесса разрушения с более низкого $(n-1)$ -го масштабного уровня на промежуточный n -й и далее на следующий, более высокий $(n+1)$ -й уровень. Этот эффект описан ранее для лабораторных экспериментов [5,19]. Полученный результат был подтвержден при изучении материалов каталогов землетрясений Туркмении и Камчатки. Приведенные данные свидетельствуют о том, что схема разрушения лабораторных объектов под нагрузкой, базирующаяся на концентрационном критерии перехода процесса разрушения на следующий масштабный уровень, применима и к сейсмическому процессу, протекающему в земной коре.

Следует также отметить, что параметр K_{sf} оказался полезным и при исследовании процесса подготовки и развития Большого Трещинного Толбачинского Извержения, произошедшего в 1975 г. на Камчатке [20]. Здесь также извержение Северного прорыва и провал в кратере Плоского Толбачика возникли в зонах пониженных значений K_{sf} . В работе [21] была показана возможность использования концентрационного критерия разрушения при прогнозе горных ударов, занимающих по уровню энерговыделения промежуточное положение между землетрясениями и образованием макроразрывов в лабораторных условиях, и предложена схема прогноза. В последние годы параметр K_{sf} широко использовался для мониторинга сейсмичности, возникающей при проведении горных работ на рудниках и шахтах Западного Урала [22,23] и руднике Кировского ПО „Апатит“ (Кольский полуостров) [24]. По данным [25] он оказался наиболее информативным прогностическим признаком при прогнозе крупномасштабной сейсмичности в районе горных выработок.

Таким образом, за последние 25–30 лет были продемонстрированы возможности использования представлений о кинетике процесса разрушения и основанного на них концентрационного критерия для прогноза землетрясений, горных ударов в шахтах и рудниках и извержений вулканов. В данной работе анализируются полученные за прошедшие годы результаты использования параметра концентрации трещин в качестве предвестника сильных землетрясений.

2. Модель поведения параметра K_{sf} при подготовке землетрясения

Для условий сейсмоактивного региона параметр концентрации трещин (сейсмогенных разрывов) K_{sf} представляет собой отношение среднего расстояния между сейсмогенными разрывами, произошедшими в некотором сейсмоактивном объеме V_0 за время ΔT , к их средней длине

$$K_{sf} = \frac{R_{avr}}{l_{avr}} = \frac{\mu^{-1/3}}{l_{avr}}, \quad (2)$$

где $\mu = N/V_0$ — объемная плотность (концентрация) разрывов, идентифицируемая по произошедшим землетрясениям; $l_{avr} = 1/N \sum_j l_j$ — средняя длина разрыва по ансамблю трещин; N — общее число землетрясений в диапазоне энергетических классов $[K_{min}, K_{max}]$, произошедших в элементарном сейсмоактивном объеме V_0 за время ΔT ; l_j — длина единичного сейсмогенного разрыва, которая оценивается по формуле вида

$$\lg l_j = aK_j + c. \quad (3)$$

Здесь K_j — энергетический класс (или магнитуда) землетрясения. В разных сейсмоактивных регионах коэффициенты a и c могут иметь различные величины.

Там, где это возможно, использовались региональные зависимости типа (3). Исходя из опыта использования параметра K_{sf} в ряде сейсмоактивных регионов мира следует заметить, что наиболее удачным выбором значений коэффициентов был сделан Ризниченко [26]: $a = 0.244$, $c = -2.266$ при использовании энергетического класса и $a = 0.440$, $c = -1.289$ при использовании магнитуды.

Рассматриваемые сейсмоактивные регионы разбивались на элементарные сейсмоактивные объемы V_i с размерами ΔX , ΔY (в km) по площади и ΔH (в km) в глубину. В каждом элементарном объеме рассчитывались значения величины параметра концентрации трещин по формуле (2). Для сглаживания возможных ошибок в определениях гипоцентров землетрясений, участвующих в расчетах K_{sf} , соседние сейсмоактивные объемы перекрывались наполовину [12].

Следует отметить, что при расчете K_{sf} важен выбор начального момента времени T_0 , поскольку по своей физической природе параметр концентрации сейсмогенных разрывов носит кумулятивный характер и является величиной пороговой. При изучении поведения параметра концентрации трещин в лабораторных условиях за T_0 естественно принимать время начала нагружения испытываемого образца. В реальных условиях сейсмоактивного региона при выборе T_0 мы исходим из представлений о сейсмическом цикле, изложенных в [27]. В соответствии с ними каждый сейсмоактивный объем V_i (или группа объемов) проходит свой сейсмический цикл: от стадии накопленных тектонических деформаций до стадии сбрасывания напряжений в результате произошедшего землетрясения, сопровождающегося афтершоками (или, возможно, без них). На последнем этапе среда возвращается в начальное состояние, при котором сейсмичность отсутствует или незначительна. Время сейсмического цикла зависит от энергетического класса K , завершающего цикл землетрясения, и может быть оценено, например, по формуле [28]

$$\lg T_{year} = \frac{1}{3} K - 3.5. \quad (4)$$

Согласно (4), длительность цикла, например, для землетрясений с $K \geq 12.5$ составит $T \geq 5$ лет. Время начала сейсмического цикла для каждого сейсмоактивного объема V_i и принимается в качестве T_0 при расчетах пространственных распределений K_{sf} .

Если в рассматриваемом сейсмоактивном объеме V_i за период времени ΔT_i происходит хотя бы одно сильное землетрясение, сопровождаемое афтершоками, то для этого объема дальнейший расчет K_{sf} начинается с момента окончания афтершокового периода. При этом в соседних сейсмоактивных объемах контролируется влияние произошедшего сильного землетрясения на уровень сейсмичности (seismic rate) в них. В том случае, если он превышает средний долговременный уровень N_L с учетом стандартной ошибки его определения σ_{N_L} , рассматриваемый объем включается в афтершоковую

область, и расчет K_{sf} для него также начинается по окончании периода афтершоков. Окончание этого периода идентифицируется по моменту достижения сейсмичностью долговременного (фоновое) уровня.

Результаты анализа пространственно-временных распределений K_{sf} и опыт ретроспективного прогноза [4] позволили предложить следующую схему использования его в практике прогноза сильных землетрясений.

1) С шагом Δt для предварительно выбранных размеров элементарных сейсмоактивных объемов V_i , диапазона энергетических классов и глубин гипоцентров землетрясений рассчитываются распределения K_{sf} .

2) При появлении в некотором объеме V_i значений $K_{sf} \leq K_{sf}^{al}$ (где K_{sf}^{al} — уровень тревоги, устанавливаемый экспериментально на основании анализа ретроспективных данных) объявляется период ожидания сильного сейсмического события. Величина критического уровня K_{sf}^{al} зависит от сейсмической активности исследуемого региона, размеров выбранного сейсмоактивного объема V_i и энергетических классов землетрясений, используемых при расчетах K_{sf} .

3) Состояние ожидания в рассматриваемом объеме V_i сохраняется в течение периода времени $\tilde{T}_{exp} + |\sigma_T|$, определенного экспериментально по ретроспективным данным. Оно может быть снято по прошествии сильного землетрясения, гипоцентр которого находился в данном сейсмоактивном объеме, а для соседних с ним объемов — с началом периода афтершоков.

В первом случае тревога считается реализованной и период времени от момента объявления состояния ожидания (начало аномалии) до момента землетрясения относится ко времени ожидания. Во втором случае (для соседних ячеек, куда гипоцентр не попал) тревога считается ложной (так как место прогнозируемого события формально не угадано) и время от начала аномалии до начала афтершокового периода относится ко времени ложных тревог. Для всех элементарных ячеек, связанных с очаговой областью произошедшего сильного землетрясения, новый сейсмический цикл и соответственно отсчет времени начинается после окончания афтершокового периода.

4) Если за время $\tilde{T}_{exp} + |\sigma_T|$ в объеме V_i не происходит сильного землетрясения, то оно относится ко времени ложных тревог.

Типичный вид зависимости K_{sf} от времени перед сильным землетрясением показан на рис. 3. С течением времени число землетрясений, произошедших в рассматриваемом объеме, увеличивается, среднее расстояние между ними уменьшается и, следовательно, уменьшается величина K_{sf} . Отличие K_{sf} от параметра N , который просто отражает число произошедших землетрясений, состоит в возможности учета их энергии. Поэтому, если сейсмический процесс в каком-либо элементарном объеме проходит с генерацией высокоэнергетических событий, скорость уменьшения K_{sf} будет выше и условия для возникновения сильного землетрясения создаются быстрее.

3. Результаты исследования K_{sf} в сейсмоактивных регионах и их обсуждение

Приведем определения основных параметров, используемых в данной работе. Отметим, что методика их расчета детально описана в [12].

Под вероятностью обнаружения $P(K_{sf}|D_1)$ понимается условная вероятность возникновения сильного землетрясения при появлении в рассматриваемой пространственной ячейке аномальных значений параметра концентрации сейсмогенных разрывов K_{sf} . Она определяется как отношение числа сильных землетрясений, которым предшествовало появление аномальных значений прогностического признака (число предсказанных сильных землетрясений N_{tg}), к общему числу сильных землетрясений N_{tot} , произошедших за время наблюдения T_{obs} на площади наблюдения S_{obs} . Вероятность ложной тревоги $P(K_{sf}|D_2)$ — условная вероятность отсутствия сильного землетрясения при появлении аномалии прогностического признака.

Время ожидания (тревоги) T_{exp} — время от начала аномалии, определяемого по моменту появления значений прогностического признака, превышающих заданный уровень тревоги, до момента возникновения сильного землетрясения. В том случае, если сильного землетрясения не происходит, это время рассматривается как время ложной тревоги T_{al} . Среднее время ожидания (ложной тревоги) определяется как $T_{exp,avr(fa,avr)} = (1/n) \sum_{i=1}^n T_{exp(fa)}$, где n — количество аномалий прогностических признаков.

Площадь ожидания S_{exp} сильного землетрясения представляет собой сумму площадей пространственных ячеек размером $\Delta X \times \Delta Y$, в которых объявлено состояние ожидания, т.е. наблюдаются аномальные значения прогностического признака. В том случае, если в этих ячейках сильного землетрясения не происходит, их площадь относится к площади ложных тревог S_{fa} . Средняя площадь ожидания (ложной тревоги) описывается выражением $S_{exp,avr(fa,avr)} = (1/n) \sum_{i=1}^n S_{exp(fa)}$.

Прогностическая эффективность предвестника J определяется как отношение плотности потока сильных землетрясений во время ожидания к их плотности за время наблюдения

$$J = \frac{N_{tg}/T_{exp,tot}}{N_{tot}/T_{obs}},$$

где $T_{exp,tot}$ — суммарное время ожидания (тревог). Отсюда следует, что при случайном угадывании, когда плотность прогнозируемых землетрясений во время тревог равна их плотности за время наблюдения, $J = 1$.

Распределения значений величин K_{sf} рассчитывались в прямоугольных ячейках размером 50×50 km, перекрывающихся наполовину. По глубине ячейки охватывали сейсмоактивный слой, в котором происходило не

Таблица 1. Ретроспективные статистические характеристики прогностического признака K_{sf} в различных сейсмоактивных регионах

	Камчатка	Кавказ	Киргизия	Туркмения	Южная Калифорния	Северо-восточный Китай	Юго-западный Китай	Греция		Западная Турция	Курилы
								Каталог ЛГ УА	Каталог ИГ НОА		
Толщина сейсмоактивного слоя, км	100	60	60	50	20	30	30	50	50	50	100
Период наблюдений	1962–2000	1962–1990	1962–1992	1956–1991	1932–1989	1970–1996	1970–1993	1964–1996	1964–2003	1975–2000	1962–2001
Нижний порог магнитуды M_{tg} или класса K_{tg} прогнозируемых землетрясений	$K_{tg} = 13.5$	$K_{tg} = 12.5$	$K_{tg} = 13.5$	$K_{tg} = 12.5$	$M_{tg} = 5.5$	$M_{tg} = 5.5$	$M_{tg} = 5.5$	$M_{tg} = 5.5$	$M_{tg} = 5.5$	$M_{tg} = 5.5$	$K_{tg} = 13.5$
Уровень тревоги K_{sf}^{al}	7.5	12.9	11.4	11.8	5.5	60.2	53.1	5.7	5.5	7.6	9.8
Вероятность обнаружения $P(K_{sf} D_1)$	0.6351	0.3711	0.5197	0.5441	0.5071	0.3738	0.4812	0.3437	0.3991	0.4535	0.4970
Вероятность ложной тревоги $P(K_{sf} D_2)$	0.0526	0.0733	0.0691	0.0647	0.1069	0.1751	0.1345	0.0988	0.1235	0.1491	0.0898
Среднее время ожидания T_{exp} , лет	5.3 ± 5.2	2.7 ± 2.8	4.8 ± 3.4	3.7 ± 3.4	6.6 ± 6.9	2.8 ± 1.8	3.3 ± 2.6	4.3 ± 3.8	7.7 ± 6.5	3.9 ± 3.6	2.9 ± 3.2
Средняя площадь ожидания S_{exp} , км ²	5000 ± 765	3994 ± 1249	4554 ± 1063	4421 ± 1261	4439 ± 1232	3889 ± 1314	4127 ± 1217	4231 ± 1177	4161 ± 1286	4420 ± 1418	4269 ± 1238
Прогностическая эффективность J признака	9.52	4.51	5.96	6.84	4.06	2.11	3.35	3.29	2.97	2.98	5.04

Примечание. ЛГ УА — Лаборатория геофизики Университета Аристотеля (Салоники), ИГ НОА — Институт геодинамики Национальной обсерватории Афин.

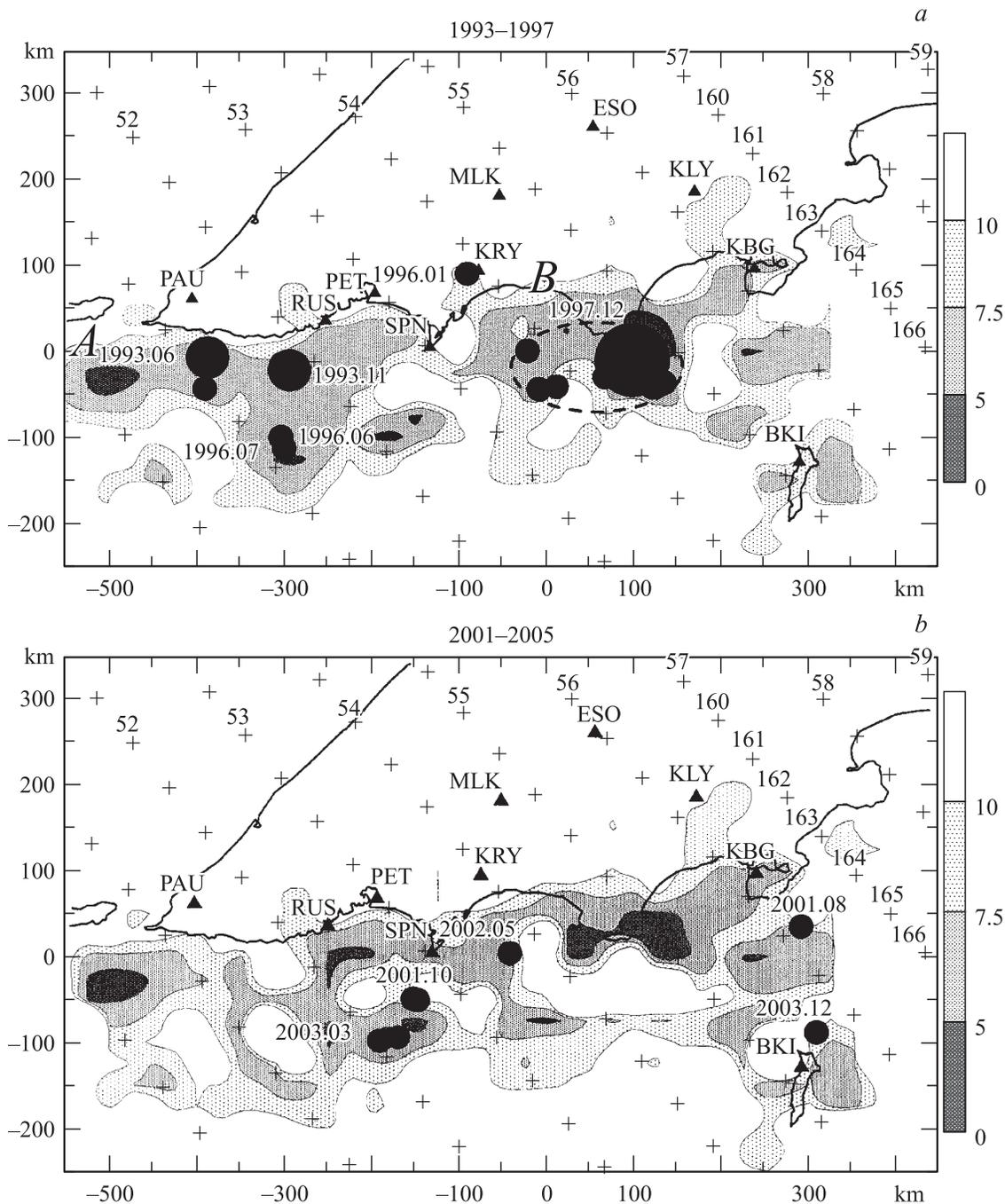


Рис. 4. Карты значений параметра K_{sf} для Камчатки по состоянию на 1 января 1993 г. (а) и на 1 января 2001 г. (б), рассчитанных в ячейках размером 50×50 км по данным о землетрясениях с $K \geq 9.5$. Черными кружками обозначены все землетрясения с $K_{tg} \geq 13.5$, произошедшие в регионе в последующие 5 лет. Размер кружков пропорционален длине разрыва в очаге соответствующего землетрясения [26] в масштабе карты. Над кружками указаны год и месяц землетрясения. Эллипс ограничивает область афтершоков Кроноцкого землетрясения (5 декабря 1997 г., $M = 7.9$), зарегистрированных в первые трое суток после основного толчка. Географическая координатная сетка обозначена знаками +. Справа приведена шкала уровней K_{sf} .

менее 90% всех землетрясений, регистрируемых сетью сейсмических станций соответствующего сейсмоактивного региона (табл. 1). Неоднородность распределения сейсмичности в объеме сейсмоактивного слоя не учитывалась. В качестве объектов прогноза были выбраны землетрясения с $K_{tg} \geq 12.5$ ($M_{tg} \geq 5.5$). Временное окно

увеличивалось с шагом $\Delta t = 3$ месяца. Таким образом, для каждого сейсмоактивного региона были получены наборы карт распределений параметра плотности сейсмогенных разрывов K_{sf} , характеризующих состояние сейсмического процесса на момент времени T_i , которые анализировались для определения ретроспективных ста-

тистических характеристик: вероятности обнаружения, вероятности ложной тревоги, прогностической эффективности. На рис. 4 в качестве примера приведены карты значений параметра K_{sf} для Камчатки по состоянию на 1 января 1993 г. (рис. 4, а) и на 1 января 2001 г. (рис. 4, б), рассчитанные по данным регионального каталога землетрясений за 1962–1992 гг. и за 1962–2000 гг. соответственно. На них нанесены эпицентры всех землетрясений с $K_{ig} \geq 13.5$, произошедших в последующие 5 лет (см. среднее время ожидания для Камчатки в табл. 1). Из рис. 4 следует, что большинство последовавших сильных землетрясений произошло в областях пониженных значений $K_{sf} \leq 7.5$. Из сопоставления карт (рис. 4) видно, что конфигурация и положение аномальных зон существенно изменились за прошедшие 8 лет, что, по-видимому, отражает изменения сейсмического режима в регионе. Но вместе с тем просматривается и преемственность как в конфигурации, так и в положении аномальных областей.

Результаты анализа серий карт K_{sf} по всем сейсмоактивным регионам приведены в табл. 1. Здесь прежде всего обращает на себя внимание существенное отклонение величины уровня тревоги, полученное для северо-восточного и юго-западного Китая. Причиной этого могут быть два обстоятельства [13–16]: 1) отсутствие учета влияния неоднородности распределения сейсмичности по толщине сейсмоактивного слоя, в результате чего в расчет K_{sf} искусственно вовлекаются асейсмичные части элементарных ячеек V_0 ; 2) неточность корреляционных соотношений между магнитудой и длиной разрыва в очаге (особенно в области низких значений магнитуд), которые существенно отличались от среднемировых, использованных для всех остальных регионов. Заметим, что данных для объяснения этих отклонений физическими причинами нет. В остальных рассмотренных регионах уровень тревоги K_{sf}^{al} лежит в пределах от 5.5 до 12.9.

В табл. 1 ретроспективные данные об использовании K_{sf} в Греции получены из двух различных версий каталогов землетрясений этого региона, подготовленных сотрудниками Лаборатории геофизики университета Аристотеля, г. Салоники (ЛГ УА) и Института геодинамики Национальной обсерватории Афин (ИГ НОА). Параметры для расчета K_{sf} в обоих случаях были одинаковыми. Видно, что уровни тревоги, вероятности обнаружения, ложной тревоги, показатели эффективности достаточно близки. Это свидетельствует в пользу того, что параметр сейсмогенных разрывов действительно отражает особенности регионального сейсмического процесса. Вместе с тем следует отметить, что времена ожидания различаются почти в 2 раза.

Аналогичные результаты получены на основании данных каталога землетрясений западной Турции, когда параметр K_{sf} и его ретроспективные статистические характеристики рассчитывались в ячейках разных размеров (табл. 2). Здесь также величины уровней тревоги,

Таблица 2. Ретроспективные статистические характеристики K_{sf} для ячеек разных размеров ΔS (данные для западной Турции)

	ΔS km		
	50 × 50	75 × 75	100 × 100
Уровень тревоги	7.6	7.6	8.0
Вероятность обнаружения $P(K_{sf} D_1)$	0.4535	0.3671	0.5200
Вероятность ложной тревоги $P(K_{sf} D_2)$	0.1491	0.1526	0.1670
Время ожидания T_{exp} , лет	3.9 ± 3.6	4.3 ± 4.2	3.7 ± 2.7
Площадь ожидания S_{exp} , km ²	4420 ± 1418	9141 ± 3312	17 679 ± 5672
Прогностическая эффективность J	2.98	2.32	2.89

Таблица 3. Средние значения эффективности прогностических признаков

Прогностический признак	J	
Плотность сейсмогенных разрывов K_{sf}	4.60 ± 2.15	
Наклон графика повторяемости	2.21 ± 0.69	
Число землетрясений в виде	затиший N_q	3.05 ± 0.97
	активизаций N_a	4.44 ± 2.11
Выделившаяся сейсмическая энергия в виде	затиший E_q	1.61 ± 1.04
	активизаций E_a	1.87 ± 0.85

показателя прогностической эффективности практически одинаковы, что указывает на слабую чувствительность K_{sf} к величине ячеек сканирования. В то же время полученные значения вероятностей обнаружения различаются в 1.5 раза. Заметим, однако, что результаты получены только для одного региона западной Турции и не проверялись в других.

Обратимся теперь к последней строке табл. 1, где приведены данные о прогностической эффективности K_{sf} , полученные для различных сейсмоактивных регионов. Средняя величина этого показателя по всем регионам оказалась равной $J_{K_{sf}} = 4.6 \pm 2.15$ (рис. 5). Сравнение со средней эффективностью других сейсмологических предвестников по данным работы [8] (табл. 3) свидетельствует о том, что параметр K_{sf} в настоящее время является наиболее эффективным прогностическим признаком. При этом 34–63% сильных землетрясений происходило в областях, где $K_{sf} \leq \tilde{K}_{sf}^{al}$ в периоды ожидания, величина которых лежит в пределах 2.7–7.7 лет, т. е. параметр K_{sf} является среднесрочным прогностическим признаком. Многолетний опыт использования параметра K_{sf} в качестве предвестника землетрясений и данные табл. 1 позволяют утверждать, что в будущем вряд ли удастся существенно уменьшить время ожидания T_{exp} и перевести его из средне- в краткосрочные предвестники.

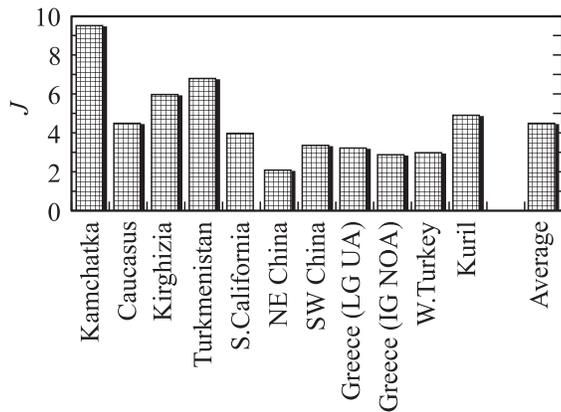


Рис. 5. Значения эффективности J предвестника K_{sf} по регионам.

Тестирование параметра K_{sf} в различных сейсмоактивных регионах выявило не только его положительные стороны, о которых упоминалось выше. Существуют также и отрицательные. Остановимся на одной из них. Обратимся к картам, изображенным на рис. 4. На них видно несколько различных по площади аномальных зон, в которых значения параметра ниже уровня тревоги $\tilde{K}_{sf}^{al} \leq 7.5$. Общая площадь таких аномальных зон составляет $S_{exp} = 20.1\%$ от площади наблюдения с уровнем сейсмической активности от одного землетрясения в год и более. Естественно ожидать в каждой из этих зон возникновение сильного землетрясения с вероятностью $P(K_{sf}|D_1) = 63.5\%$ в течение времени ожидания $T_{exp} = 5.3$ года (табл. 1). Однако по завершении периода ожидания не во всех аномальных областях реализовались ожидаемые землетрясения. Они произошли только в области A (1993 и 1996 гг.) и в области B (1997 г.) — самых больших по площади. В более мелких аномальных зонах сильные землетрясения не возникали. Заблаговременно определить, в какой из областей произойдет очередное землетрясение, не представляется возможным. Для этого, по-видимому, необходимо использовать другие предвестниковые параметры, и не только сейсмологические.

4. Заключение

Представления о концентрационном критерии разрушения твердых тел, разработанные академиком С.Н. Журковым в 50–60-х годах прошлого века, оказали существенное влияние на становление и развитие физики очага землетрясения и процессов его подготовки. Разработанный алгоритм использования параметра K_{sf} для прогноза сильных землетрясений и его тестирование в различных сейсмоактивных регионах показали его большие возможности при прогнозе места, времени и силы землетрясения (по сравнению с другими сейсмологическими предвестниками). Полученные результаты

позволяют рекомендовать его для использования в комплексе с другими предвестниками. Карты значений параметра K_{sf} могут служить основой для принятия административных решений по подготовке производственной и социальной инфраструктуры территорий, находящихся в пределах аномальных зон, к сильному землетрясению для уменьшения возможного ущерба.

Автор благодарит своих коллег Г.А. Соболева и В.Б. Смирнова за многолетнее плодотворное сотрудничество и полезные советы, высказанные при обсуждении рукописи статьи и позволившие существенно ее улучшить. Особую благодарность автор выражает В.С. Куксенко, предложение которого инициировало появление этой публикации.

Список литературы

- [1] С.Н. Журков, В.С. Куксенко, В.А. Петров, В.Н. Савельев, У.С. Султанов. Изв. АН СССР. Физика Земли **6**, 11 (1977).
- [2] Г.А. Соболев, А.Д. Завьялов. ДАН СССР **252**, 1, 69 (1980).
- [3] В.С. Куксенко, В.А. Пикулин, С.Х. Негматуллаев, К.М. Мирзоев. Прогноз землетрясений. Дониш, Душанбе (1984). В. 5. С. 139.
- [4] А.Д. Завьялов. Вулканология и сейсмология **3**, 58 (1986).
- [5] В.С. Куксенко. Прогноз землетрясений. Дониш, Душанбе (1983–1984). В. 4. С. 8.
- [6] Д.И. Фролов. Прогноз землетрясений. Дониш, Душанбе (1983–1984). В. 4. С. 46.
- [7] Г.А. Соболев, А.Д. Завьялов. Прогноз землетрясений. Дониш, Душанбе (1984). В. 5. С. 160.
- [8] А.Д. Завьялов. Физика Земли **4**, 16 (2002).
- [9] С.Н. Журков, В.С. Куксенко, В.А. Петров. Будущее науки: Междунар. ежегодник. Знание, М. (1983). С. 100.
- [10] В.А. Петров. ФТТ **21**, 12 (1979).
- [11] В.А. Петров. Прогноз землетрясений. Дониш, Душанбе (1984). В. 5. С. 30.
- [12] А.Д. Завьялов, Л.Б. Славина, В.Ю. Васильев, В.В. Мячкин. Методика расчета карт ожидаемых землетрясений по комплексу прогностических признаков. ОИФЗ РАН, М. (1995). 40 с.
- [13] В.Б. Смирнов, А.Д. Завьялов. Вулканология и сейсмология **4**, 75 (1996).
- [14] V.B. Smirnov, A.D. Zavyalov. In: Seismology in Europe. Papers presented at the XXV General Assembly ESC. Reykjavik (1996). P. 276.
- [15] V.S. Smirnov, A.D. Zavyalov. Volcanology and Seismology **18**, 447 (1997).
- [16] А.Д. Завьялов, В.Б. Смирнов. Геофизика и математика. Матер. Второй Всерос. конф. / Под ред. акад. В.Н. Страхова. ГИ УрО РАН, Пермь (2001). С. 103.
- [17] А.Д. Завьялов, Ю.В. Никитин. Вулканология и сейсмология **1**, 65 (1997).
- [18] A.D. Zavyalov, Yu.V. Nikitin. Volcanology and Seismology **19**, 79 (1997).
- [19] С.Н. Журков, В.С. Куксенко, В.А. Петров, В.Н. Савельев, У.С. Султанов. В сб.: Физические процессы в очагах землетрясений. Наука, М. (1980). С. 78.
- [20] В.И. Горельчик, А.Д. Завьялов. Вулканология и сейсмология **6**, 60 (1986).

- [21] А.Ю. Гор, В.С. Куксенко, Н.Г. Томилин, Д.И. Фролов. ФТПРПИ 3, 54 (1989).
- [22] А.А. Маловичко, Р.А. Дягилев, Д.Ю. Шулаков. Горная геофизика-98. Матер. Междунар. конф. ВНИМИ, СПб. (1998). С. 147.
- [23] А.А. Маловичко, Р.А. Дягилев, Д.Ю. Шулаков, П.Г. Бутырин, Ю.В. Баранов. Геофизика и математика. Матер. Второй Всерос. конф. / Под ред. акад. В.Н. Страхова. ГИ УрО РАН, Пермь (2001). С. 367.
- [24] Сейсмичность при горных работах / Под ред. акад. Н.Н. Мельникова. Разд. 3.3. Сейсмические предвестники мощных динамических явлений. Изд-во КНЦ РАН, Апатиты (2002). 326 с.
- [25] Р.А. Дягилев. Автореф. канд. дис. М. (2002). 24 с.
- [26] Ю.В. Ризниченко. Исследования по физике землетрясений. Наука, М. (1976). С. 9.
- [27] С.А. Федотов. Сейсмическое районирование СССР. Наука, М. (1968). С. 121.
- [28] М.А. Садовский, Л.Г. Болховитинов, В.Ф. Писаренко. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. Наука, М. (1980). 100 с.