

Medeuov A.T.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

A.T. Medeuov

THEORETICAL BASES OF EARTHQUAKES

УДК: 628.218

*В статье исследованы причины возникновения землетрясений, а также концепция для определения частоты повторения сотрясений.*

*The article examines the causes of earthquakes, as well as a concept for determining the frequency of recurrence of tremors.*

Землетрясения представляют собой одно из наиболее частных природных явлений. По сведениям сейсмологов общее число отмечаемых ежегодно землетрясений достигает несколько тысяч или десяткой тысяч в год. Наглядное представление о количестве регистрируемых ежегодно землетрясений даст следующая таблица.

Таблица 1.

Характеристика землетрясений	Число в год	Магнитуда
1. Катастрофические землетрясения планетарного масштаба	~1-2	>8
2. Землетрясения с обширными разрушениями регионального масштаба	10-15	7-8
3. Землетрясения с разрушительными толчками	100-150	6-7
4. Землетрясения средней силы с отдельными повреждениями сооружений	До 1000	5-6
5. Слабые землетрясения без особых повреждений сооружений	7000-10 000	4-5
6. Землетрясения, регистрируемые только инструментально	>10 000	<4

Слабые землетрясения ощущаются лишь по несильному скрипу стен в деревянных конструкциях, дозваниванию посуды или слабыми колебаниями люстр. Более сильные землетрясения вызывают растрескивание штукатурки, падение отдельных предметов мебели и другие явления, создающие дискомфорт. Далее по нарастающей градации отмечается все более усиливающиеся эффекты, вплоть до обвала кирпичных стен, разрушения несущих конструкции, растрескивания почвы, изменения земной поверхности и др. Это обычно при развитой инфраструктуре сопровождается пожарами, взрывами резервуаров ГСМ и другими опустошительными эффектами и приводит часто к большому количеству человеческих жертв.

Так например, при землетрясении 1556 г. в провинции Шансы (Китай) погибло около 830 тыс. человек; землетрясение в Калькутте (Индия) 11 октября 1737 г. унесло жизни свыше 300 тыс. человек; землетрясение в Калабрии (Италии) 5 декабря 1783г, -свыше 100тыс. человек; при землетрясении в г Бухта Сагахн (Япония) 1 ноября 1923 г. погибло свыше 100 тыс. человек.

В числе разрушительных землетрясений последних десятилетий следует отметить следующие: г. Ашхабад (СССР, 1948), г. Мехико (1957), Агадир (Марокко, 1960), Скопле (Югославия, 1963); Ниигата (Япония, 1964); г. Ташкент (Узбекистан, 1966), г. Киракас (Венесуэла, 1967); г.Сан-Франциско (США, 1971); г.Спитак (Армения, 1987) и др.

Вообще говоря, современное состояние науки и техники не позволяет пока ставить задачу предотвращения разрушительных землетрясений. Более того, даже прогноз землетрясений в широком смысле этого слова представляет трудноразрешимую задачу.

Тем не менее, уже сегодня ставится проблема разработки антисейсмических мероприятий, которая состоит из двух основных частей:

- разработка методов прогнозирования места расположения ожидаемого разрушительного землетрясения и оценка его интенсивности;

- разработка сейсмостойких сооружений, т.е. сооружений, обладающих высокими технико-экономическими показателями и способными воспринять землетрясение ожидаемой интенсивности с минимальным ущербом.

Безусловно, обе эти части тесно связаны друг с другом, но если решение задач первой части указанной проблемы относится к компетенции сейсмологи и геофизики, то решение задач второй части непосредственно со специализацией в области строительных наук [1].

Продолжительность основного землетрясения, как правило, составляет несколько десятков секунд, причем, в течение этого времени может быть зарегистрировано несколько основных толчков. Иногда основному землетрясению предшествуют слабые толчки, называемые афтершоками. Часто после сильного основного землетрясения по истечении некоторого времени наблюдаются повторные толчки – афтершоки, объясняемые вторичными землетрясениями. Как правило, интенсивность афтершоков слабее интенсивности основного землетрясения, но иногда их воздействию сопоставимы, и тогда можно говорить о последовательности, землетрясений.

Другой причиной возникновения землетрясений может быть вулканическая деятельность. По статистике вулканические землетрясения отличаются

сравнительно малой областью сотрясения и незначительной силой. Хотя в истории известны и чрезвычайно сильные вулканические землетрясения. Например, землетрясение, вызванное извержением вулкана Кракатау 27.08.1883г., сопровождалось образованием волн (цунами), затоплявших целые острова и заметным почти во всех частях света. Районы активной вулканической деятельности, как правило, совпадают с зонами активной сейсмической деятельности.

Наконец, причиной возникновения землетрясений может служить и хозяйственная деятельность человека. Это так называемые наведенные землетрясения. Например, заполнение крупного водохранилища, откачка газа и нефти из полостей. Земли и др. могут служить причиной сдвижки отдельных пластов, вызывающих сотрясение земной поверхности. Сюда же можно отнести землетрясения, происходящие вследствие карстовых явлений. Наведенные землетрясения обычно отличаются малой силой, хотя имеются примеры и разрушительных землетрясений.

Один из основоположников сейсмологии Б.Гутенберг считал, что глубина очагов землетрясений не превышает 50км<sup>2</sup> [2]. Однако некоторые позднейшие исследования [3] указывают на возможность расположения очагов и на больших глубинах – 100–150 км и более.

Расстояние от рассматриваемой точки наблюдения до эпицентра называется эпицентральной расстоянием  $\Delta$ , а до фокуса – гипоцентральной расстоянием  $c$ . Очевидно, что  $c = \sqrt{\Delta^2 + h^2}$ .

Теоретически в точках земной поверхности с равными гипоцентральной расстояниями параметры, определяемые воздействием землетрясения (смещения, ускорения), должны иметь одинаковые значения. Совокупность этих точек, образует кривую, называемую изосейстой. Таким образом, теоретически изосейсты должны были быть концентрическими кривыми, близкими к окружности. В действительности изосейсты землетрясений существенно отличаются от теоретической формы. Объясняется это, во-первых, тем обстоятельством, что источником распространяющихся волн является не гипотетическая точка – фокус, а область, имеющая сложную форму, а, во-вторых, тем, что интенсивность проявления землетрясений на поверхности в значительной степени зависит от гидрологических особенности верхних пластов, которые могут уменьшать, либо увеличивать сейсмические эффекты.

Основной характеристикой землетрясения является его интенсивность, определяющая оценку мощности очага. В настоящее время для оценки мощности, или интенсивности землетрясения, используются два подхода: инструментальный и описательный, основанный на регистрации повреждений зданий, остаточных явлениях в грунтах,

изменений гидрогеологического режима и прочих признаков.

В основе инструментального подхода лежит понятие магнитуды, предложенное Ч. Рихтером и в дальнейшем теоретически обоснованное Б.Гутенбергом.

Магнитуда землетрясения вычисляется по формуле:

$$M = \lg A_0 - \lg \frac{A}{A_0}, \quad (1)$$

где  $A_0$  – значение максимальной амплитуды(мкм) смещения, измеренное на поверхности Земли какой-либо сейсмической волны (чаще всего поверхностной) при некотором слабом землетрясении на некотором удалении  $\Delta$  (км) от эпицентра;  $A$  – то же, для рассматриваемого землетрясения.

Очень удобный является формула, предложенная Н.В.Шебалиным [1] при использовании поверхностных волн:

$$M = \ln A + 1,32 \ln \Delta, \quad (2)$$

Понятие магнитуды положено в основу шкалы Рихтера оценки интенсивности землетрясений, фрагмент которой приведен в таблице во введении (см. табл. 1).

Для оценки энергии упругих волн, излучаемых очагом, используется эмпирическая формула:

$$\lg E = aM + b, \quad (3)$$

где  $E$  – энергия упругих волн, эрг; коэффициенты  $a$  и  $b$  принимаются равными:

$$\begin{aligned} a &= 1,8; & b &= 11 - \text{для слабых землетрясений;} \\ a &= 1,5; & b &= 12 - \text{для сильных землетрясений.} \end{aligned}$$

Между числом землетрясений, происходящий в данном районе за один год, и энергией  $E$  выявлена зависимость:

$$\lg N = -\gamma \lg E + C, \quad (4)$$

где постоянные  $\gamma$  и  $C$  устанавливаются в зависимости от района.

Первая отечественная сейсмическая шкала ИФЗ (Института физики Земли) была предложена в 1954г. Для оценки интенсивности землетрясения тоже использовалась 12-и балльная градация. Инструментальная часть содержала параметры максимального относительного смещения ( $x_0$ ,мм), фиксируемые сейсмометром СБМ. Описательная часть включала характеристики повреждения зданий без антисейсмических мероприятий, подразделенные на три группы: А- одноэтажные дома со стенами из рваного камня, кирпич-сырца, самана и т.п.; Б - кирпичные и каменные здания; В - деревянные сооружения.

В 1964 г. была разработана шкала MSK (С.В.Медведев, В.Шпонхоер, В.Карник), являющаяся усовершенствованием предыдущей за счет снижения в описательной части доли признаков, допускающих

субъективную оценку, и введения в инструментальную часть скоростей и ускорений основания, характеризующих балльность землетрясения.

Следует отметить, что шкалы MSK, ИФЗ, а также американская шкала MM и европейская шкала Меркалли-Канкани-Зибера близки между собой [2].

Например, в настоящее время в Казахстане используется рекомендованная Бюро межведомственного совета по сейсмологии и сейсмостойкому строительству (МСССС) АН РФ шкала ИФЗ, положенная в основу норм СНиП II-7-81. Согласно этой шкале интенсивность землетрясений 6-9 баллов оценивается параметрами смещений, скоростей и ускорений грунта основания, приведенными в табл. 2 [2].

Таблица 2

Интенсивность, в баллах	Ускорение грунта, см/с <sup>2</sup> (T≥0,1с)	Скорость колебании грунта см/с	Смещение маятника сейсмографа, мм
6	30-60	3-6	1,5-3
7	61-120	6,1-12	3,1-6
8	121-240	12,1-24	6,1-12
9	241-480	24,1-48	12,1-24

Для приближенной оценки интенсивности землетрясения в эпицентре можно использовать следующие соотношения, связывающие магнитуду  $M$  (по Рихтеру) и балльность  $J$  по сейсмической шкале:

- при мелкофокусных и нормальных землетрясениях:

$$J = M + 2,5, \quad (5)$$

- при глубокофокусных землетрясениях:

$$J = M + 1,5, \quad (6)$$

Для оценки сейсмической опасности территории используется количественное понятие: сотрясаемость  $V=B(I)$  – средняя частота повторения в данной точке определенной интенсивности  $I$  [3]. Исходными данными для расчета сотрясаемости в настоящее время являются: 1) карты сейсмической активности  $A$  окружающей среды области; 2) значение наклона  $\gamma$  графика повторяемости землетрясений, с которым она была построена; карта максимально возможных землетрясений  $K$  этой области; графики затухания интенсивности с удалением от очага  $I = f(H, K, r)$ , где  $H$  – глубина очага;  $K$  – энергетическая величина землетрясения;  $r$  – эпицентральное расстояние.

При оценке сейсмической опасности малых территории из-за незначительных размеров площади исследований и ограниченных сроков наблюдений объем сейсмостатических данных оказывается

обычно недостаточным для построения представительного графика повторяемости землетрясений и карты сейсмической активности.

В работе [3] предлагается метод вычисления локальной сотрясаемости, позволяющий избежать этой трудности. Он предназначен для количественной оценки сейсмической опасности малых территорий с учетом грунтово-гидрогеологических условий.

В основе предлагаемого метода лежат представления о строении земной коры, природе возникновения землетрясений и сейсмическом режиме. Согласно этим представлениям, земная кора есть совокупность блоков, разделенных ослабленными зонами, имеющими в зависимости от размеров блоков различную протяженность и глубину заложения. При относительном перемещении соседних блоков в контактных ослабленных зонах возникают землетрясения разной величины. Очаги больших землетрясений приурочены преимущественно к зонам сочленения крупных структурных комплексов – глубинным разломам большой протяженности или их системам.

Зоны, в которых уже возникали или согласно полученным оценкам могут возникать землетрясения с  $K > 13$ , называем сейсмогенными швами. Каждому сейсмогенному шву соответствует некоторая связанная с ним совокупность землетрясений  $F_i$ , в параметрах которой отражен ход тектонического процесса, вызывающего относительные перемещения контактирующих блоков.

Каждое землетрясение, принадлежащее совокупности  $F_i$ , характеризуется временем появления и положением его очага в четырехмерном пространстве координат  $x, y, z, t$ , которое мы называем сейсмогенным пространством. В связи с тем, что поверхностный эффект единичного землетрясения зависит от величины энергии  $E^{(1)}$ , выделяющейся из его очага, стратифицируем совокупность  $F_i$ , по этому параметру, обозначая каждую из вновь образованных совокупностей символом  $F_{ik}$ .

Поскольку мы не в состоянии осуществить предсказание места и времени возникновения очередного землетрясения, то число очагов  $n_{ikj}$ , сосредоточенных в некотором элементе  $V_j$  сейсмогенного пространства, является для нас случайной величиной. Совокупность случайных величин  $n_{ikj}$ , можно рассматривать как случайную функцию  $n_{ik}(l)$  аргумента

$l(x, y, z, l)$ , характеризующую размещение очагов землетрясений энергии  $E_K^{(l)}$  в пределах сейсмогенного шва и появление их во времени. Композиция случайных функций  $n_{ik}(l)$  характеризует сейсмический режим сейсмогенного шва.

Оценки локальной сотрясаемости, в получении которых заключается цель предлагаемого метода, будут представительными (несмещенными и состоятельными), если случайные функции  $n_{ik}(l)$

однородны в пространстве шва и стационарны во времени. Последнее зависит от тектонического процесса, вызывающего относительные перемещения контактирующих блоков. Если направление относительных перемещений контактирующих блоков в новейшее время на всем протяжении ослабленной зоны или на отдельных ее участках сохраняют один и тот же знак и скорость этих перемещений в среднем для них одинакова, то тектонический процесс, вызывающий перемещения блоков на этих участках, однороден.

На отдельных этапах тысячелетней длительности знаки движения и амплитуды относительных перемещений в среднем постоянны, а следовательно, постоянны во времени (стационарны) и физические условия возникновения очагов землетрясений. Таким образом, стационарность и однородность тектонического процесса могут быть оценены с помощью геологических критериев, базирующихся на измерении амплитуд и знаков новейших движений.

Оценки стационарности и однородности тектонического процесса, полученные с помощью геологических критериев, дополняются оценками стационарности и однородности случайных функций  $n_{iK}(l)$ , вычисляемых по сейсмостатистическим данным.

Вычисления следует начинать с проверки согласия распределения вероятностей случайных функций  $n_{iK}(l)$  закону Пуассона: если эта гипотеза принимается, все последующие вычисления, связанные с определением сотрясаемости, существенно упрощаются. Оценку  $K_{max}$  предлагается проводить с помощью первого предельного распределения Э.Гумбеля [4,5,6], а оценку сотрясаемости представлять в виде функции распределения  $P(r < r_0)$ , являющейся показательной при пуассоновском распределении случайных функций  $n_{iK}(l)$ .

Для проверки гипотезы о пуассоновском виде распределения совокупности очагов землетрясений в сейсмогенном пространстве предлагается применять видоизмененный критерий Клапема [7,8,9]

$$D = \frac{\sum (n_{iKj} - \bar{n}_{iKj})^2}{n_{iKj}(m-1)}, \quad (7)$$

где  $m$  – число элементарных объемов в сейсмогенном пространстве  $i$  – го шва;

$n_{iKj}$  – среднее число очагов энергии  $E_K^{(j)}$  в элементарных объемах  $V_j$ .

Нулевая гипотеза, в данном случае гипотеза о согласии эмпирических данных пуассоновскому распределению, принимается, если при  $(m-1)$  степенях свободы и избранном уровне значимости выполняется неравенство

$$\frac{x_{a/2}^2}{m-1} \leq D \leq \frac{x_{1-a/2}^2}{m-1}, \quad (8)$$

Критерий Клапема допускает следующие высказывания относительно двух конкурирующих гипотез:

1) если  $D < \frac{x_{a/2}^2}{m-1}$ , то принимается гипотеза о

равномерном распределении очагов землетрясений в сейсмогенном пространстве;

2) если же  $D > \frac{x_{1-a/2}^2}{m-1}$ , то это указывает на

неоднородность пуассоновского распределения или на группирование очагов – подчинение их распределению, отличному от распределения Пуассона.

Принятие нулевой гипотезы и отказ от нее в пользу первой альтернативы для нас равнозначны. Их принятие автоматически ведет к принятию еще двух гипотез: а) вероятность попадания того или иного числа очагов землетрясений энергетического класса  $K$  в элемент объема  $V_j$  сейсмогенного пространства не зависит от положения  $V_j$  в этом пространстве; б) вероятность попадания того или другого числа очагов землетрясений в объем  $V_1$  не зависит от того, сколько их попало в любой другой объем  $V_2$ , не перекрывающийся с  $V_1$ . Таким образом, в обоих случаях мы делаем вывод о равновероятности и независимости возникновения очага землетрясения энергии  $K$  в любом элементе сейсмогенного пространства. Очевидно, что критерий (7) может быть использован для проверки тех же гипотез относительно любой из координат (частных распределений) случайных функций  $n_{iK}(l)$ .

Предлагаемый критерий был применен для проверки гипотезы о виде распределения эпицентров землетрясений в пределах сейсмогенных швов Ферганской долины, координаты  $x, y$  с выборочной прямоугольной площадкой

$$14 \times 12,3 \text{ км} (S = 0,17 \times 10^9 \text{ м}^2 = 0,17 \text{ М}^2).$$

В связи с малочисленностью землетрясений величиной  $K \geq 13$  вид распределения определялся только для землетрясений при  $K$ , равном 9, 10, 11 и 12. Распределение эпицентров землетрясений, зарегистрированных в пределах двух сейсмогенных швов при уровне значимости  $\alpha = 0,05$ , достаточно хорошо соответствует закону Пуассона. Исключением является размещение эпицентров землетрясений  $K = 9$  в пределах южного сейсмогенного шва, где они тяготеют к равномерному распределению ( $D = 0,70$  меньше  $x^2/v = 0,75$ ).

Достаточно хорошее согласие с гипотезой о пуассоновском распределении во времени ( $\Delta t = 1$  год,  $\alpha = 0,05$ ) показали и выборочные распределения землетрясений величиной  $K = 9 \div 12$  для северного сейсмогенного шва и землетрясений  $K = 11$  и  $K = 12$  для южного сейсмогенного шва. Однако землетрясения  $K = 9$  и  $K = 10$  южного сейсмогенного шва удовлетворяют гипотезе об их пуассоновском распределении во времени лишь при уровне значимости  $\alpha = 0,002$ , что может быть объяснено

малым объемом выборки (8 лет для землетрясений  $K=9$  и 18 лет для  $K=10$ ).

Полученные результаты, хотя и с натяжкой, позволяют полагать, что случайные функции  $n_{iK}(l)$  характеризуются пуассоновским распределением вероятностей, а тектонические процессы, порождающие землетрясения, в обоих швах однородны.

Так как композиция взаимно независимых и имеющих пуассоновские распределения случайных функций  $n_{iK}(l)$  имеет пуассоновское распределение со средним:

$$B_i^I = \sum_{K \geq 13}^{K_{\max}} \bar{n}_{iKj} \Delta S_{iK}^I \quad (9)$$

Следовательно, средняя частота повторения сотрясений  $I$  – балла, определяется выражением:

$$B_I = \sum_I^u \sum_{K \geq 13}^{K_{\max}} \bar{n}_{iKj} \Delta S_{iK}^I, \quad (10)$$

где  $\bar{n}_{iKj}$  – плотность совокупности  $F_{iK}$ ;

$S = 100 \text{ м}^2$ ;  $\Delta S_{iK}^I$  – площадь участка сейсмогенного шва, порождающего очаги землетрясений, вызывающие сотрясения интенсивности  $I$ ;

$u$  – число сейсмогенных швов.

Система оперативного контроля и управления состоянием трубопроводов, позволяющая осуществлять прогноз показателей их надежности, оценивать вероятность аварийных ситуаций, возможный ущерб от них, сроки оптимальной службы трубопроводов.

Сотрясаемость, в определении которой заключается цель проводимых изысканий, характеризует сейсмический эффект на некотором участке земной поверхности. Последний зависит как от силы сотрясений  $I$ , порождаемых землетрясениями разных энергий, так и от частоты их повторения. Очевидно, что на одном и том же участке землетрясение малой энергии, очаг которого расположен поблизости, способно вызывать сотрясения той же силы, что удаленное землетрясение большой энергии. Поэтому интенсивность сотрясения зависит не только от величины энергии землетрясения, но и от гипоцентрального расстояния. В формировании величины сейсмической сотрясаемости могут участвовать лишь те сейсмогенные швы, удаленность которых от исследуемого участка не превышает расстояния, определяемого параметрами кривых «спадания балльности», характерных для данного района  $I = f(N, K, r)$ . Представим себе, что в некотором элементе сейсмогенного шва на глубине  $N$  возникает очаг землетрясения некоторого энергетического класса  $K$ . Возникновение этого очага породит на дневной поверхности сотрясение интенсивностью  $I$  баллов, причем величина  $I$  будет уменьшаться по мере увеличения гипоцентрального расстояния [3,5,7].

Если пренебречь особенностями распространения сейсмических волн по разным направлениям,

влиянием грунтовых условий и рельефа, то с известным приближением площади  $S^I$  сотрясения равной силы будут лежать между окружностями – изосейстами землетрясений, центр которых совмещен с эпицентром землетрясения, а радиусы определяются кривыми спадания балльности. Землетрясение каждого энергетического класса  $K$  и с определенной глубиной очага  $N$  обладает своим собственным семейством изосейст.

Совместим исследуемый объект (территория города или строительной площадки) с центром семейства изосейст землетрясения величиной  $K$ . В этом случае очаг землетрясения величиной  $K$ , возникший в пределах площади  $S_H^I$  на глубине  $N$ , вызовет на этом объекте при сохранении прочих равных условий сотрясения интенсивностью  $I$  баллов. В связи с этим символом  $S_{KH}^I$  обозначим площадь, в пределах которой возникновение очага землетрясения величиной  $K$  породит на территории объекта сотрясения интенсивностью  $I$ . Символом  $\Delta S_{iK}^I$  обозначим площадь того участка  $i$  – го сейсмогенного шва, который попадает в пределы площади  $S_{KH}^I$ .

Очевидно, что в соответствии с принятой концепцией именно этот участок ответственен за возникновение на территории районизируемого объекта  $I$  – балльных сотрясений. Таким образом, частота повторения сотрясений интенсивностью  $I$  определяется, во-первых, совокупностью  $n_{iKj}$  сейсмогенных швов, энергия очагов которых равна или превышает некоторое значение, достаточное для возбуждения  $I$  балльных сотрясений, и во-вторых, размерами площадей  $\Delta S_{iK}^I$  тех участков сейсмогенных швов, которые попадают внутрь окружности, ограничивающей площадь  $S_{KH}^I$ .

#### Литература:

1. Аносов А.А., Сеницын С.Б. Основы теории сейсмостойкости сооружений. И: Ассоциация строительных вузов.-М.: 2010.
2. Гутенберг Б. Основы сейсмологии - М. ОНТИ, 1938. Демидовин Е.П., Марон И.А. Основы вычислительной математики.-М.: Гос.Изд. физ.-пат. лит., 1960.
3. Коган Л.А., Романов О.А. Количественная оценка сейсмической опасности малых территорий. //Межведомственный Совет по сейсмологии и сейсмостойкому строительству АН СССР. Вопросы количественной оценки сейсмической опасности. - Издательство «Наука». -Москва. -1975. – С.165-177.
4. Селезнев В.Е. и др. Численное моделирование при анализе опасности аварий на газопроводах ТЭК // Безопасность труда в промышленности. – 2002. -№3. – С. 23 – 27.
5. Наурызбаев Е.М., Конакбаев С., Бишимбаев В.К. Исследование распределения деформации по длине керамической растробной трубы //Наука и образование Южного Казахстана. –1998. -№7(14). –С. 96-99.
6. Наурызбаев Е. М., Сыпакбек К. Применение некоторых математических моделей Моно в системе биологической очистки //Поиск. -№1. –С. 138-141.

7. Временная методика расчета норм сброса сточных вод на поля фильтрации. – Шымкент: областное управление экологии и биоресурсов, 1994. –26 с.
8. Медведев С.В. и др. Инструкция по проведения сейсмического микрорайонирования //Труды ИФЗ АН СССР. -1962. -№22 (189).–С. 46-48.
9. Коган Л.А., Романов О.А. Количественная оценка сейсмической опасности малых территорий. // Междугосударственный Совет по сейсмологии и сейсмостойкому строительству АН СССР. Вопросы количественной оценки сейсмической опасности. - Издательство «Наука». -Москва. -1975. –С.165-177.

**Рецензент: д.т.н., профессор Сайипов Б.С.**

---