Сейсмичность, сейсмическая опасность

СИЛЬНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ НА КАМЧАТКЕ В 2016-2017 гг.

Чебров Д.В.¹, Кугаенко Ю.А.¹, Абубакиров И.Р.¹, Воропаев П.В.¹, Гусев А.А.^{2, 1, 3}, Дрознин Д.В.¹, Дрознина С.Я.¹, Иванова Е.И.¹, Кравченко Н.М.¹, Ландер А.В.⁴, Матвеенко Е.А.¹, Митюшкина С.В.¹, Ототюк Д.А.¹, Павлов В.М.¹, Раевская А.А.¹, Салтыков В.А.¹, Сенюков С.Л.¹, Серафимова Ю.К.¹, Скоркина А.А.¹, Титков Н.Н.¹

¹Камчатский филиал ФИЦ ЕГС РАН, г. Петропавловск-Камчатский, danila@emsd.ru ²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский ³Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва ⁴Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва

Введение

Система детальных сейсмических и геофизических наблюдений [9] Камчатского филиала ФИЦ ЕГС РАН в начале XXI века претерпела существенную модернизацию. В значительной мере это было связано с масштабными работами по выполнению НИОКР в рамках федеральной целевой программы «Снижение рисков и смягчение последствий чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера в Российской федерации в 2006–2010 гг.».

Созданная система сбора, обработки и хранения сейсмологических данных объединяет все сейсмические сети Камчатского филиала ФИЦ ЕГС РАН. Кроме того, дополнительно обеспечивается возможность привлекать дополнительные станции из других сетей, в том числе зарубежных. Сейсмические сети были модернизированы: создана сеть специализированных станций Сейсмической подсистемы Системы предупреждения о цунами (СП СПЦ), модернизирована сеть радиотелеметрических сейсмических станций (РТСС), расширена и оснащена современными приборами сеть станций записи сильных движений. В результате, камчатская региональная сейсмическая сеть обеспечивает надежную регистрацию землетрясений на всей территории Камчатского края с прилегающими акваториями с $ML \ge 3.5$. В отдельных районах края уровень надежной регистрации достигает значения ML = 1.0. Также обеспечивается высокая оперативность и точность оценок в рамках Службы срочных донесений (ССД) и СПЦ.

Поскольку данные сейсмологических наблюдений и результаты их обработки лежат в основе многих фундаментальных исследований в области наук о Земле, полнота каталогов и их уровень представительности – важный показатель качества наблюдений, а также чувствительности и разрешающей способности системы наблюдений. С другой стороны, закономерно больший интерес вызывает способность системы регистрировать без искажений и производить обработку сильнейших событий. Именно сильнейшие землетрясения показывают все возможности системы наблюдений.

Таким образом, среди основных задач современной системы сейсмических наблюдений можно назвать получение результатов комплексной обработки сильного и сильнейшего землетрясения, которая не ограничивается получением простого набора параметров о гипоцентре землетрясения. Здесь под комплексной обработкой мы понимаем рассмотрение процессов, связанных с конкретным землетрясением в различных аспектах, начиная от особенностей обработки и деталей развития очагового процесса, заканчивая обсуждением процессов подготовки очага и постсейсмических процессов.

В КФ ФИЦ ЕГС РАН в последние годы сложилась практика оперативных публикаций результатов комплексной обработки землетрясений. Таким образом, решается задача оперативного и одномоментного доведения результатов наблюдений и их комплексной обработки до научного сообщества.

Эта работа началась с сильного землетрясения в Тохоку 11 марта 2011 г. [12]. Серия сильных землетрясений 2013 г. [8, 10, 11] позволила отработать процедуру сбора сведений и определить предварительное содержание подобной публикации. По результатам 2013 г. было определено, что оперативная информационная публикация должна охватывать следующий круг вопросов:

- Основные данные об оперативной обработке по регламентам Службы срочных донесений, Службы предупреждения о цунами;
- Обзор исторической и текущей сейсмичности эпицентральной зоны и окрестностей;
- Сводка основных параметров землетрясения: координат и энергетических оценок;

- Сводка механизмов очага, полученных различными методами и разными сейсмическими агентствами;
- Тектоническая позиция очага землетрясения;
- Особенности форшокового и афтершокового процесса;
- Анализ макросейсмических данных;
- Анализ пиковых амплитуд колебаний грунта;
- Результаты комплексной обработки данных геодинамических наблюдений;
- Отражение процессов подготовки землетрясений в геофизических полях.

В данной работе продемонстрированы возможности системы детальных сейсмических и геофизических наблюдений на примере кратко изложенных результатов комплексной обработки сильных землетрясений, которые произошли на Камчатке в 2016–2017 гг. Обработка была проведена по новому внутреннему регламенту КФ ФИЦ ЕГС РАН.

Жупановское землетрясение 30 января 2016 г.

30.01.2016 г. в Северо-Камчатской части Курило-Камчтской сейсмофокальной зоны на глубине 178 км произошло сильное, но не вызвавшее разрушений и жертв землетрясение с магнитудой $M_W = 7.2$, ощущавшееся на территории Камчатского края с интенсивностью до 6 баллов по шкале *MSK*-64 и получившее название «Жупановское землетрясение» в соответствии с географическим положением его эпицентральной области [15].



Рис. 1. Жупановское землетрясение 30.01.2016 г. $M_W = 7.2$ и его афтершоки: эпицентр Жупановского землетрясения на схеме Камчатской региональной сети сейсмических станций (*a*); схема расположения эпицентров Жупановского землетрясения и его афтершоков с энергетическими классами $K_S > 7.0$ (*б*) в области, очерченной штриховым пунктиром на рис. 1а; разрез фрагмента сейсмофокальной зоны (*в*), ограниченного прямоугольником на рис. 1а. *1* – Жупановское землетрясение; *2* – эпицентры афтершоков; *3* – сильные ($M_W > 6.0$) землетрясения рассматриваемого района с 1961 г. по 30.01.2016 г., зарегистрированные в диапазоне глубин от 150 до 250 км; *4* – стереограммы механизмов очагов землетрясений 22.05.2006 г., 24.07.1983 г. и 30.01.2016 г., определенные в КФ ГС РАН по знакам первых вступлений объемных волн; *5* – сейсмические станции; *6* – вулканы. На разрезе точками обозначены проекции гипоцентров на вертикальную плоскость

В РИОЦ «Петропавловск» параметры Жупановского землетрясения были определены в режиме ССД и СПЦ в течение ~5 мин в соответствии с регламентами этих служб. Тревога цунами не объявлялась. В течение 10 мин после начала землетрясения по инструментальным данным была оценена интенсивность сейсмических колебаний в пунктах установки акселерометров [3], в результате чего МЧС оперативно получило полную картину сейсмического воздействия на территорию Камчатки и Северных Курил.

В оперативном режиме была проведена обработка и анализ афтершоков, двумя способами рассчитан механизм очага и собрана детальная макросейсмическая информация о проявлениях землетрясения. Выполнены оценки косейсмических смещений земной коры по данным GNSS наблюдений КФ ГС РАН. По конфигурации облака афтершоков и направленности излучения *P*- и *SH*-волн была выбрана плоскость разрыва и проведена оценка размеров очага Жупановского землетрясения (длина ~50 км, ширина ~25 км, что согласуется с представлениями о масштабах очага при $M \sim 7$).

Макросейсмический эффект Жупановского землетрясения, проявившийся в повышенной балльности на восточном побережье полуострова, характерен для камчатских землетрясений зоны субдукции, зафиксированных на глубине более 150 км. Макросейсмический эпицентр таких событий, как правило, смещен относительно инструментального эпицентра на восток к выходу на поверхность погружающейся Тихоокеанской плиты [4]. Особенностью Жупановского землетрясения является ярко выраженное сильное психофизиологическое воздействие на людей: продолжительные плавные колебания вызывали головокружение, тошноту и головную боль, испуг и даже панику.

По данным КФ РЭС перед Жупановским землетрясением были выявлены предвестники в режиме реального времени, а три прогноза были признаны успешными.

Рассматривая Жупановское землетрясение совместно с сильными землетрясениями 24.07.1983 г. и 22.05.2006 г., можно объединить их в единый пространственно-обособленный кластер на глубине ~200 км (см. рис. 1, табл. 1). Это позволяет поставить вопрос о существовании достаточно компактной сейсмогенерирующей зоны на эпицентральном расстоянии ~100 км к северу от Петропавловск-Камчатской городской агломерации.

По имеющимся данным пока нет оснований связывать Жупановское землетрясение с эпизодическими проявлениями активности Жупановского вулкана, наблюдавшимися в январефеврале 2016 г.

Сейсмическая энергия, выделившаяся при Жупановском землетрясении, составила 5.10¹⁵ Дж, что позволяет считать его одним из наиболее сильных сейсмических событий за время детальных

Гипоцентр			Энергетический класс / Магнитуда				
Дата	Время	Коорлинаты	КФГСРАН	Global	NEIC	Обнинск ³	
Г. М. Д.	Ч∶М∶С	Координаты	RΦ1C1AII	CMT ¹	$(US GS)^2$	Обнинск	
Жупановское	землетрясение 3	0.01.2016 г.					
2016.01.30	03:25:08.4	53.85° с.ш. 159.04° в.д. h = 178 км	$K_{\rm S} = 15.7$ ML = 7.1 $M_{\rm C} = 7.1$ $M_{\rm W} = 7.2$ $M_{\rm S}(20\rm{R}) = 6.5$	$M_{\rm W} = 7.2$ $M_{\rm S} = 7.2$	$M_{\rm W} = 7.2$ $m_{\rm b} = 6.7$	$m_{\rm b} = 7.2$ $M_{\rm S} = 6.6$	
Сильные (M_W >	>6.0) землетрясе	ния рассматривае	емого района с 1961	I г. по 30.01.201	6 г.		
в диапазоне гл	убин <i>h</i> = 150 2	50 км					
1983.07.24	23:07:30.5	53.78° с.ш. 158.63° в.д. h = 175 км	$K_{\rm S} = 14.4$ ML = 6.5	$M_{\rm W} = 6.2$ $m_{\rm b} = 6.1$	$M_{\rm W} = 6.2$ $m_{\rm b} = 6.1$	$M_{\rm S} = 5.4$	
2006.05.22	13:08:00.5	54.13° с.ш. 158.81° в.д. <i>h</i> = 213 км	$K_{\rm S} = 13.5$ ML = 6.0	$M_{\rm W} = 6.2$ $m_{\rm b} = 6.2$ $M_{\rm S} = 6.2$	$M_{\rm W} = 6.2$ $m_{\rm b} = 6.2$	$m_{\rm b} = 6.4$ $M_{\rm S} = 5.3$	

Таблица 1. Параметры Жупановского землетрясения 30.01.2016 г. и сильных (*M*_W>6.0) землетрясений рассматриваемого района с 1961 г. по 30.01.2016 г., зарегистрированных в диапазоне глубин от 150 до 250 км

Примечания: ¹The Global CMT Project (http://www.globalcmt.org); ²National Earthquake Information Center, U.S. Geological Survey (http://neic.usgs.gov); ³ФИЦ ЕГС РАН, Обнинск (http://www.gsras.ru). Энергетические характеристики: $K_{\rm S}$ – энергетический класс по S-волне; ML – локальная магнитуда; $M_{\rm C}$ – магнитуда по коде; $M_{\rm W}$ – моментная магнитуда; $M_{\rm S}$ – магнитуда по поверхностной волне Релея; $M_{\rm S}(20\rm R)$ – региональная магнитуда по поперечным и поверхностным волнам вблизи периода T = 20 с; $m_{\rm b}$ – магнитуда по объемным волнам.

наблюдений на Камчатке. Это редкое, но закономерное явление в сейсмическом процессе Северо-Западной Пацифики. Землетрясения с $M \sim 7$ происходят на Камчатке раз в 5–10 лет.

Южно-Озерновское землетрясение

29.03.2017 г. у восточного побережья Камчатки, в южной части Озерного залива, в югозападной части Корякского сейсмического пояса произошло редкое для этой зоны сильное, но не вызвавшее разрушений и цунами землетрясение с магнитудой $M_W = 6.6$ [14].

Окончательная обработка землетрясения и определение его параметров были произведены по данным 60-ти сейсмических станций, находящихся на Дальнем Востоке России и территориях сопредельных государств. Итоговые параметры землетрясения (широта 56.97°с.ш., долгота 162.22°в.д., H = 43 км) близки к первоначальному определению гипоцентра. Точность локации составила 16 км в плане и 20 км по глубине. После основного толчка регистрировалась афтершоковая активность. По данным КФ ФИЦ ЕГС РАН сильное землетрясение и его афтершоки произошли под



Рис. 2. Южно-Озерновское землетрясение 29.03.2017 г. $M_W = 6.6$ (ЮОЗ) и его афтершоки: a) – Камчатская региональная сеть сейсмических станций и эпицентр землетрясения; δ) – ближайшая к эпицентру микрогруппа акселерометров, установленных в районе пос. Усть-Камчатск; b) – схема расположения эпицентров ЮОЗ и его афтершоков с энергетическими классами $K_S \ge 6.6$ (b).

I – сейсмические станции (*a*), в том числе использовавшиеся при анализе пиковых ускорений (*б*); *2* – эпицентр ЮОЗ по данным КФ ФИЦ ЕГС РАН; *3* – эпицентр ЮОЗ по данным сейсмических агентств: *I* – The European-Mediterranean Seismological Centre, EMSC; *II* – ФИЦ ЕГС РАН, г. Обнинск, *III* – National Earthquake Information Center, NEIC, *IV* – The Global CMT Project GCMT, U.S. Geological Survey; *4* – эпицентры сильных ($M_W \ge 6.0$) землетрясений рассматриваемого района 1961–2017 гг.; *5* – очаговая область Озерновского землетрясения 1969 г.; *6* – эпицентры афтершоков ЮОЗ, желтым цветом выделены два сильнейших афтершока; *7* – эллипс, включающий 90% афтершоков ЮОЗ с $K_S \ge 10.0$. На рис. 16 пунктиром нанесена шкала азимутов

акваторией Озерного залива (рис. 2). Однако другие сейсмические агентства локализовали эпицентр ЮОЗ на суше п-ва Камчатка (рис. 2). В связи с этим в КФ ФИЦ ЕГС РАН для уточнения положения ЮОЗ и двух его сильнейших афтершоков были привлечены независимые методы анализа цифровых сейсмических записей: поляризационный анализ первых вступлений продольных волн и локация источников сейсмических волн сфазированной сейсмической антенной, в качестве которой выступала компактная сейсмическая группа из 5 станций, ближайших к очаговой зоне (эпицентральное расстояние ~80–100 км, рис. 2б). Для расчетов кросскорреляционных функций использовались начальные пакеты продольных волн в диапазоне частот 0.05–0.5 Гц длительностью ~10 с. В результате тремя способами были получены значения азимута направления на эпицентр для основного события и двух его сильнейших афтершоков, 29.03.2017 г. в 03:05 и 30.03.2017 г. в 21:24. Анализ этих данных позволяет утверждать, что очаг землетрясения располагается в Озерном заливе, то есть реально эпицентр находится восточнее, чем показали расчеты других мировых центров, использовавших преимущественно удаленные от Камчатки станции.

Землетрясение ощущалось на территории Камчатского края с интенсивностью до VI баллов по шкале *MSK*-64, наибольшая интенсивность сотрясений наблюдалась в Усть-Камчатске.

В РИОЦ «Петропавловск» параметры Южно-Озерновского землетрясения были определены в режиме ССД и СПЦ в течение ~6–7 мин в соответствии с регламентами этих служб. Параметры землетрясения соответствовали потенциально цунамигенному землетрясению, поэтому была объявлена тревога «Цунами». В то же время, проявлений цунами на побережье Камчатки зафиксировано не было.

В оперативном режиме были проведены обработка и анализ афтершоков, рассчитан механизм очага по оригинальной методике, разработанной в КФ ФИЦ ЕГС РАН [5] и собрана детальная макросейсмическая информация о проявлениях землетрясения.

Выполнен предварительный анализ пиковых амплитуд колебаний грунта. Для пиковых ускорений затухание амплитуды с расстоянием сопоставимо с таковым для типичных землетрясений Японии (в диапазоне расстояний 100–200 км). На больших расстояниях затухание увеличивается; при этом рост затухания является более резким, чем при землетрясениях Южной Камчатки. Для пиковых скоростей в диапазоне расстояний 100–700 км затухание согласуется с калибровочной кривой шкалы энергетического класса Федотова K_8^{-668} .

По данным КФ РЭС перед Южно-Озерновским землетрясением были выявлены предвестники в режиме реального времени, а три прогноза были признаны успешными. Подготовка землетрясения сопровождалась сейсмическим затишьем, которое проявилось в независимых параметрах сейсмичности на различных временных интервалах: от двух лет до нескольких месяцев перед землетрясением.

Анализ данных о геодинамической обстановке и тектонике территории, на которой произошло Южно-Озерновское землетрясение, а также механизмы очагов основного толчка и сильнейших афтершоков позволяют предположить, что это сейсмическое событие является результатом подвижки на границе малых литосферных плит: Охотской и Берингии.

Ближне-Алеутское землетрясение

17 июля 2017 г. в 23:34 по Гринвичу (18 июля в 11:34 по местном времени) в Командорском сегменте Алеутской островной дуги произошло сильное землетрясение с магнитудой $M_W = 7.8$ (широта 54.352°с.ш., долгота 168.897°в.д., глубина 7 км) [13]. Эпицентр землетрясения находился в 200 км к юго-востоку от п. Никольское, расположенного на о. Беринга, где интенсивность сотрясений достигала VI баллов по шкале *MSK*-64.

Оценки параметров сейсмического события, выполненные в РИОЦ «Петропавловск» КФ ФИЦ ЕГС РАН по регламентам Службы срочных донесений и Службы предупреждения о цунами (расположение под акваторией Берингова моря, малая глубина гипоцентра, магнитуда $M_{\rm S}({\rm PET}) = 7.6$) соответствовали потенциально цунамигенному землетрясению, поэтому была объявлена цунамитревога. На о-вах Ближних (о. Симия) высота цунами составила ~0.1 м по сообщению Pacific Tsunami Warning Center. По данным Центра Цунами Камчатского Управления гидрометеослужбы на побережье Камчатского края волны цунами не наблюдались.

Облако афтершоков растянулось вдоль Алеутской дуги на ~500 км, пройдя вдоль Командорских о-вов на западе до о-вов Ближних на востоке (рис. 3). Его размер в 3–5 раз превышает ожидаемые линейные размеры для землетрясений такого масштаба, происходящих в континентальных и субдукционных областях. За три месяца, прошедших после сильного землетрясения, было зарегистрировано более 650 афтершоков, из них 10 с магнитудой $M_L \ge 5.0$. В то

же время, можно отметить недостаток сильных афтершоков с магнитудой $M \ge 6.0$. Характер афтершоковой последовательности – стадийный. После четырех суток затухания по закону Омори характер затухания меняется на экспоненциальный.

В течение нескольких месяцев землетрясению предшествовала форшоковая активность на масштабе сильных землетрясений с магнитудами *M* ~ 6. Особый интерес представляет достаточно



Рис. 3. Эпицентр Ближне-Алеутского землетрясения 17.07.2017 г. на схеме основных тектонических элементов зоны стыка Алеутской островной дуги с Камчаткой (*a*) и очаговая область землетрясения (*б*). Зоны субдукции: Курило-Камчатская (*K*) и Алеутская (*A*); трансформные разломы (разломные зоны): Беринга (*Б*) и Стеллера (*C*). Черная стрелка – вектор скорости Тихоокеанской плиты относительно Евразийской; белая стрелка – вектор скорости БRNG на о. Беринга относительно Евразии. *1* – эпицентр Ближне-Алеутского землетрясения; *2* – форшоки; *3* – область форшоков, зарегистрированных 17.07.2017 г.; *4* – сильнейшие афтершоки с $M \ge 5.0$ (с привлечение данных NEIC); *5* – очаговая область по облаку афтершоков, зарегистрированных в течение одного месяца после основного события; *6* – диаграммы механизмов очагов в равноплощадной проекции нижней полусферы; *7* – векторы косейсмической подвижки GNSS-пунктов

интенсивная последовательность форшоков с M = 3.0-6.3, начавшаяся за ~12 часов до основного толчка (~30 событий), пространственно совпадающая с гипоцентром основного толчка.

Данное событие относится к сильнейшим ($M_W = 7.8$) задуговым мелкофокусным землетрясениям под Беринговым морем, которые связаны с перемещением блоков Алеутской островной дуги вдоль ее простирания и имеют преимущественно сдвиговый характер подвижки в очаге [1, 2]. Афтершоки БАЗ сконцентрированы вдоль трансформного разлома (разломной зоны) Беринга [7], разграничивающего Командорский сегмент Алеутской дуги (узкую Командорскую микроплиту) и малую литосферную плиту Берингию [2]. На рис. 3 представлены диаграммы механизма очага БАЗ, а также его сильнейших форшоков и афтершоков, рассчитанные по широкополосным сейсмограммам в КФ ФИЦ ЕГС РАН в соответствии с методикой [5]. Как и у большинства других сильных землетрясений разлома Беринга, механизм очага этих сейсмических событий – преимущественно правосторонний сдвиг по плоскости разрыва, соответствующей простиранию Командорского сегмента Алеутской дуги (направление северо-запад – юго-восток).

Ближне-Алеутское землетрясение отражает крупную правостороннюю подвижку на северовосточной границе узкой Командорской микроплиты. При этом с юго-западной стороны микроплиты предполагается существование зоны относительного сейсмического затишья – Командорской сейсмической бреши (рис. 3). В плане облако афтершоков частично перекрывается с областью бреши, однако пространственно они разнесены [13]. Предполагается, что относительно невысокая сейсмичность бреши генетически связана с реликтовой зоной косой субдукции, перемещенной с юговостока вдоль дуги. По-видимому, очаговая область БАЗ в целом расположена выше погружающейся здесь на северо-запад реликтовой части Тихоокеанской плиты и не закрывает Командорскую сейсмическую брешь.

Заключение

Три сильных землетрясения, о которых шла речь в данной работе отражают активизацию сейсмичности в зоне ответственности Камчатского филиала ФИЦ ЕГС РАН в 2016–2017 гг. Формальные оценки по шкале СОУС'09 [6] показали, что в 2016 году наблюдался высокий уровень сейсмичности, а в 2017 г. – экстремально высокий уровень.

Каждое из этих событий по-своему уникально, каждое из них заслуживает детального изучения. Оперативные информационные публикации и данная работа призваны обратить внимание исследователей на яркие особенности сейсмического процесса и, возможно, задать некоторую отправную точку в дальнейших исследованиях.

Список литературы

1. Балакина Л.М., Москвина А.Г. Особенности сейсмогенного процесса в Алеутской островной дуге. III. Землетрясения в западной и восточной окраинах дуги // Физика Земли. 2010. № 4. С. 9–34.

2. Гордеев Е.И., Пинегина Т.К., Ландер А.В., Кожурин А.И. Берингия: сейсмическая опасность и фундаментальные вопросы геотектоники // Физика Земли. 2015. № 4. С. 58–67.

3. Дрознин Д.В., Чебров Д.В., Дрознина С.Я., Ототюк Д.А. Автоматизированная оценка интенсивности сейсмических сотрясений по инструментальным данным в режиме квазиреального времени и ее использование в рамках Службы срочных сейсмических донесений на Камчатке // Сейсмические приборы. 2017. Т. 53. № 3. С. 5–19.

4. Левина В.И., Митюшкина С.В., Чеброва А.Ю., Иванова Е.И. Тумрокское-I землетрясение 16 июня 2003 г. с Мw=6.9, I0=6 и Тумрокское-II землетрясение 10 июня 2004 г. с Мw=6.8, I0=5-6 (Камчатка) // Землетрясения Северной Евразии, 2004. 2010. С. 314–323.

5. Павлов В.М., Абубакиров И.Р. Алгоритм расчета тензора сейсмического момента сильных землетрясений по региональным широкополосным сейсмограммам объемных волн // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 2. Вып. 20. С. 149–158.

6. Салтыков В.А. Статистическая оценка уровня сейсмичности: методика и результаты применения на примере Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2011. № 2. С. 53–59.

7. Селиверстов Н.И. Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.: Научный мир, 1998. 164 с.

8. Сильные камчатские землетрясения 2013 года / Под ред. В. Н. Чеброва. Петропавловск-Камчатский: Холдинговая компания «Новая книга», 2014. 242 с. ISBN 978-5-87750-298-7.

9. Чебров В.Н., Дрознин Д.В., Кугаенко Ю.А., Левина В.И., Сенюков С.Л., Сергеев В.А., Шевченко Ю.В., Ящук В.В. Система детальных сейсмологических наблюдений на Камчатке в 2011 г. // Вулканология и сейсмология. 2013. № 1. С. 18–40.

10. Чебров В.Н., Кугаенко Ю.А., Викулина С.А., Дрознина С.Я., Иванова Е.И., Кравченко Н.М., Матвеенко Е.А., Митюшкина С.В., Раевская А.А., Салтыков В.А., Чебров Д.В. Сильное землетрясение

28.02.2013 г. у юго-восточного побережья Камчатки с магнитудой M_W = 6.8 по данным оперативной обработки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 1. Вып. 21. С. 9–16.

11. Чебров В.Н., Кугаенко Ю.А., Викулина С.А., Кравченко Н.М., Матвеенко Е.А., Митюшкина С.В., Раевская А.А., Салтыков В.А., Чебров Д.В., Ландер А.В. Глубокое охотоморское землетрясение 24.05.2013 г. с магнитудой М_W = 8.3 – сильнейшее сейсмическое событие у берегов Камчатки за период детальных сейсмологических наблюдений // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 1. Вып. 21. С. 17–24.

12. Чебров В.Н., Левин Ю.Н., Чебров Д.В., Ототюк Д.А., Викулина С.А. Работа сейсмической подсистемы службы предупреждения о цунами нового поколения по землетрясению в Японии 11 марта 2011 г., $M_W = 9.1$ // Наука и технологические разработки. 2011. Т. 90. № 1. С. 13–26.

13. Чебров Д.В., Кугаенко Ю.А., Абубакиров И.Р., Ландер А.В., Павлов В.М., Салтыков В.А., Титков Н. Н. Ближне-Алеутское землетрясение 17.07.2017 г. с М_W = 7.8 на границе Командорской сейсмической бреши // Вестник КРАУНЦ. 2017. № 3. Вып. 35. С. 22–25.

14. Чебров Д.В., Кугаенко Ю.А., Ландер А.В., Абубакиров И.Р., Воропаев П.В., Гусев А.А., Дрознин Д.В., Дрознина С.Я., Иванова Е.И., Кравченко Н.М., Матвеенко Е.А., Митюшкина С.В., Ототюк Д.А., Павлов В.М., Раевская А.А., Салтыков В.А., Сенюков С.Л., Скоркина А.А., Серафимова Ю.К. Южно-Озерновское землетрясение 29.03.2017 г. с M_W = 6.6, K_S = 15.0, I = 6 (Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. 2017. № 3. Вып. 35. С. 7–21.

15. Чебров В.Н., Кугаенко Ю.А., Абубакиров И.Р., Дрознина С.Я., Иванова Е.И., Матвеенко Е.А., Митюшкина С.В., Ототюк Д.А., Павлов В.М., Раевская А.А., Салтыков В.А., Сенюков С.Л., Серафимова Ю.К., Скоркина А.А., Титков Н.Н., Чебров Д.В. Жупановское землетрясение 30.01.2016 г. с K_S = 15.7, M_W = 7.2, I = 6 (Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. № 1. Вып. 29. С. 5–16.

ПОЛУЧЕНИЕ УСТОЙЧИВЫХ РЕГИОНАЛЬНЫХ ОЦЕНОК МОМЕНТНЫХ МАГНИТУД ДЛЯ КАМЧАТСКИХ СУБДУКЦИОННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И УСТАНОВЛЕНИЕ СВЯЗИ МЕЖДУ *M*_w И *M*_L

Абубакиров И.Р.¹, Гусев А.А.^{1, 2, 3}, <u>Гусева Е.М.¹</u>, Павлов В.М.¹, Скоркина А.А.^{1, 3}

¹Камчатский филиал ФИЦ ЕГС РАН, г. Петропавловск-Камчатский, anna@emsd.ru ²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский ³Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва

Введение

Для широкого спектра практических задач сейсмологии необходим каталог землетрясений с оценками магнитуд; при этом предпочтительной является шкала моментных магнитуд M_W [12], единственная из магнитуд, связанная с физическим параметром – сейсмическим моментом, M_0 , измеряемым в физических единицах (H·м):

$$M_{\rm W} = 2/3 \; (\lg M_0 \; [\rm H \cdot M] - 9.1). \tag{1}$$

В настоящее время в качестве опорной магнитудной шкалы для Каталога землетрясений Камчатки и Командорских островов используется региональная магнитуда $M_{\rm L}$, которая пересчитывается из энергетического класса $K_{S1.2}^{\phi_{68}}$ [8] по формуле: $M_{\rm L} = K_{S1.2}^{\phi_{68}} / 2 - 0.75$ [1].

Оценки $M_{\rm L}$ для камчатских землетрясений было принято считать сопоставимыми с $M_{\rm W}$. Однако полезно охарактеризовать связь $M_{\rm L}$ и $M_{\rm W}$ более детально для широкого диапазона магнитуд. В этой связи возникают следующие задачи: сопоставить различные методики определения M_0 и $M_{\rm W}$ в регионе для умеренных магнитуд, и убедиться в согласованности получаемых оценок; и затем надежно определить среднюю связь $M_{\rm W}$ со стандартной региональной локальной магнитудой $M_{\rm L}$ (или с $K_{\rm S12}^{\phi 68}$). Эти задачи решали для условий Камчатки.

Исходный набор данных

Исследование стало возможным, во-первых, благодаря накопившемуся объему цифровых записей, после развития в 2005–2010 гг. на Камчатке современной сети сейсмических станций (D0) [9]. Исходные данные по $M_{\rm L}$ имеются в региональном каталоге. В качестве стандартных оценок $M_{\rm w}$ для Камчатки обычно рассматриваются оценки $M_{\rm W}^{\rm GCMT}$ [10], с нижним порогом $M_{\rm W} = 5$. Для расширения набора данных по $M_{\rm W}$, в дополнение к $M_{\rm W}^{\rm GCMT}$ за период 2010–2014 для наборов землетрясений (φ : 48°–58° с. ш., λ : 153°–173° в. д.) оценили M_0 по сейсмическим записям цифровых приборов камчатской сети (рис. 1).

Способы определения М₀ по волновым формам

Для определения сейсмического момента M_0 по сейсмическим данным существует два основных подхода. Первый способ («1») заключается в оценивании компонент тензора сейсмического момента путем решения обратной задачи, для чего необходимо провести инверсию широкополосных велосиграм с использованием синтетических сейсмограмм. Второй способ определения сейсмического момента M_0 («2») – через спектральную амплитуду на нулевой частоте (Ω_0) очагового спектра смещений, восстановленного по акселерограммам объемных волн, в частности, поперечных волн.

Оценки подхода «1», через определение тензора сейсмического момента центроида (эквивалентного точечного источника), которые предоставляются в рамках проекта GCMT («The Global CMT Project») обозначим оценки методики «1А». Оценки методики «1Б» – это реализация подхода «1», адаптированная к региональным данным (волновым формам станций камчатской сети), которая описана в работе [5]. Нижний порог определения M_W по этой методике близок к $M_W = 3.5$ –4.0. Обозначим такие оценки как M_W^{RSMT} . Из 171 полученного решения RSMT в 118 случаях оценки M_W^{GCMT} отсутствуют.

Вторым подходом («2») сейсмические моменты оценивали по стандартной методике через спектральную амплитуду на нулевой частоте очагового спектра смещений по формуле [11]:

$$M_{0}(S) = \frac{\Omega_{0}(S)}{R_{\theta \phi}(S)} 4\pi \rho r_{0} c_{S}^{3}, \qquad (2)$$

где $M_0(S)$ – сейсмический момент, определенный по спектру *S*-волны, $\Omega_0(S)$ – низкочастотный уровень спектра *S*-волны (или спектральная амплитуда на нулевой частоте очагового спектра смещений), $R_{\theta\varphi}(S)$ – диаграмма направленности для *S*-волны, ρ – плотность (= 3.3 г/см³), r_0 – учет геометрического расхождения (для фиксированного расстояния в 1 км, пояснение см. ниже), а c_s – скорость поперечных волн (= 4.7 км/с). Значения скорости *S*-волн и плотности выбрали, следуя [7].



156°Е 159°Е 162°Е 165°Е 159°Е 162°Е 165°Е 159°Е 162°Е 165°Е 159°Е 162°Е 165°Е Рис. 1. Карты с эпицентрами землетрясений, для которых получены оценки M_W методикой «1Б» – $M_W^{\text{RSMT}}(a)$, методикой «2А» – $M_W^{SF}(\delta)$, методикой «2В» – $M_W^{CB}(\epsilon)$ и методикой «2Б» – $M_W^{SB}(\epsilon)$. Отмечено положение использованных в работе сейсмических станций

При этом подход «2» был реализован в трех модификациях («2А», «2Б» и «2В»), каждый выполнялся с использованием комплекса программ в Matlab. Оценки **методики** «2А» были получены в диалоговом режиме. Группа *S*-волн на записи землетрясения выделялась в пределах сегмента шириной 10–30% от времени пробега *S*-волны, затем подвергалась ДПФ. Спектр сглаживали с постоянным шагом по логарифму частоты, в пределах полосы шириной 2/3 октавы. Процедура приведения сглаженного наблюденного спектра к очаговому спектру для гипоцентрального расстояния r_0 , с учетом оценок потерь из [3], описана в работе [7]. Далее визуально определялся уровень низкочастотной ветви очагового спектра смещений $\Omega_0(S)$. Сейсмический момент и моментную магнитуду рассчитывали соответственно по формулам (2) и (1). Обозначим такие оценки

 M_W^{SF} , где «SF» соответствует способу определения M_0 по очаговым спектрам смещений S-волн, причем спектр рассчитан ДПФ (Fourier).

В методике «2В» оценки сглаженных спектров получали путем полосовой фильтрации широкополосной записи коды *S*-волны, в наборе 12 полос шириной 2/3 октавы, перекрывающих диапазон 0.2–35 Гц. Для этого сначала находили оценки среднеквадратического уровня коды, на запаздывании 100 сек относительно времени в очаге, а затем по уровню коды оценивали очаговый спектр, пользуясь доработанным вариантом методики Т.Г. Раутиан [6]. Далее автоматически выделяли, при возможности, низкочастотную площадку в найденном очаговом спектре и ее уровень. Уровень площадки дает значение M_0 (2), которое пересчитывали в оценку M_W (1). Обозначим такие оценки M_W^{CB} , где «*C*» соответствует коде *S*-волны (*C*oda of *S*-waves), а «*B*» соответствует способу оценки спектра – полосовой фильтрации (*B*and).

В методике «2Б» оценки сглаженных спектров получали подобно (2В), полосовой фильтрацией, при этом в качестве исходного сигнала использовали фрагмент записи с *S*-волной. Обозначим такие оценки M_W^{SB} , где «*SB*» соответствует способу определения M_0 по уровню очагового спектра смещений *S*-волн, причем спектр рассчитан полосовой фильтрацией (*B*and).

Расчетная схема, примененная для приведения наблюденных спектров к очаговым спектрам для гипоцентрального расстояния r_0 , с учетом оценок потерь из [3], подробно описана в работе [2].

· · · · · ·	1	Спос	соб определе	ния <i>М</i> _w	
	$M_{ m W}^{ m ~GCMT}$	$M_{\rm W}^{\rm RSMT}$	$M_{\rm W}^{CB}$	$M_{ m W}{}^{SB}$	$M_{ m W}{}^{SF}$
Диапазон полученных $M_{\rm W}$	4.8 - 6.8	3.5 - 6.6	3.0 - 6.3	3.0 - 6.2	2.5 - 6.0
N станций	8 – 159	3-5	3 – 8	3 – 8	3 - 20
	142	171	636	689	890
и полученных <i>ти</i> w	142	1/1	из 1099	из 1099	из 1099
<i>N</i> пересечений		53/	65 / 123	82 / 115	23/27
$c M_W^{GCM1}/M_W^{RSM1}$		557—	037125	027115	23727
$\mu(M_{\rm W}^* - M_{\rm W}^{\rm GCMT})/$		-0.09 /	-0.06 /	-0.11 /	-0.21 /
$\mu(M_{\rm W}^* - M_{\rm w}^{\rm RSMT})^{-1}$			0.03	0.05	-0.04
$\sigma(M_{\rm W}^* - M_{\rm W}^{\rm GCMT})/$		0.08 /	0.21 /	0.22 /	0.17 /
$\sigma (M_{\rm W}^* - M_{\rm W}^{\rm RSMT})^2$			0.26	0.25	0.14
Нижний порог полноты каталога					
с полученными оценками $M_{ m W}$	~ 3.0	~ 4.0	~ 3.5	~ 3.5	~ 4.0

Таблица 1. Сопоставление наборов данных и методов определения M_W

¹Средняя разность оценок двух методов. Обобщенный индекс (^{*}) следует понимать в соответствующем столбце как ^{RSMT} / ^{CS} / ^{SF}

²Стандартное отклонение разностей индивидуальных оценок двух методов

Результаты

Сопоставление региональных оценок M_W между собой. Суммарные численные характеристики перечисленных методов и данных приведены в табл. 1, а сопоставление индивидуальных оценок представлено на рис. 2. Показано, что низкочастотные оценки RSMT и GCMT согласуются очень хорошо, что, скорее всего, говорит об их вполне приемлемой точности. Для контроля оценок M_W^{CS} , M_W^{SB} и M_W^{SF} использовали сопоставление с полученными ранее M_W^{GCMT} и M_W^{RSMT} . Для оценок по спектрам S-волн и коды согласие с низкочастотными оценками несколько хуже, чем между такими оценками, но все же его можно считать удовлетворительным. Важный результат – снижение нижнего порога M_W , которого удается достигнуть каждым из региональных методов.

Связь между региональной магнитудой $M_L u M_W$. Далее изучали связь M_L-M_W . Хотя можно было ожидать и отклонения данной связи от линейности для широкого диапазона магнитуд, а, в случае линейности, отклонения углового коэффициента полученной прямой от 1.0. Однако, после применения ортогональной регрессии к полученным оценкам (рис. 2), оказалось, что предположения линейной связи M_L и M_W , и постоянной разности этих величин (табл. 2), выполняются в изученном диапазоне $M_W = 3.0-6.0$ ($M_L = 3.4-6.4$) в первом приближении.

Рекомендованные связи для получения оценок « M_W -proxy» для землетрясений диапазона магнитуд $M_L = 3.4-6.4$:

 $M_{\rm W} = M_{\rm L} - 0.40$ или $M_{\rm W} = 0.5(K_{S1.2}^{\Phi 68}) - 1.15.$



Рис. 2. Зависимость $M_{\rm L}$ от $M_{\rm W}$, где $M_{\rm W}$ выбрана следующим образом: для $M_{\rm L} > 5$ – это $M_{\rm W}^{RSMT}(1)$, для $M_{\rm L} \le 5$ – это $M_{\rm W}^{CB}(2)$. Линия (3) проведена в предположении $M_{\rm W} = M_{\rm L}$. В предположении линейной связи с наклоном b = 1 приводится средняя связь (4, уравнение (*a*)), и диапазон $\pm \sigma$ для нее (5). Также приводится аппроксимация данных линейной ортогональной регрессией без фиксации наклона (6, уравнение (δ))

• •		51.2	
Способ определения $M_{ m W}$	<i>N</i> пар	$\mu (M_W - M_L)$	$\sigma(M_{ m W}-M_{ m L})$
$M_{ m W}^{ m ~GCMT}$	142	-0.34	0.23
$M_{ m W}^{ m ~RSMT}$	171	-0.40	0.26
$M_{ m W}{}^{CS}$	680	-0.39	0.23
$M_{ m W}{}^{SB}$	692	-0.42	0.24
$M_{ m W}{}^{SF}$	117	-0.48	0.16
Рекомендуемая поправка:		-0.40	

Таблица 2. Связь оценок $M_{\rm W}$, полученных разными способами, с $M_{\rm L}(K_{\rm S1\,2}^{\phi_{68}})$

Список литературы

1. Гордеев Е.И., Гусев А.А., Левина В.И., Леонов В.Л., Чебров В.Н. Мелкофокусные землетрясения п-ова Камчатка // Вулканология и сейсмология. 2006. № 3. С. 28–38.

2. Гусев А.А., Скоркина А.А., Чебров Д.В. Очаговые спектральные параметры землетрясений Восточной Камчатки диапазона M_w = 3–6 по данным поперечных волн // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017. № 3. Вып. 35. С. 36–49.

3. Гусев А.А., Гусева Е.М. Оценка затухания поперечных волн в среде вблизи ст. «Петропавловск», Камчатка, по спаду спектра // Физика Земли. 2016. №4. С. 35–51.

4. Гусева Е.М., Гусев А.А., Оскорбин Л.С. Пакет программ для цифровой обработки сейсмических записей и его опробование на примере некоторых записей сильных движений // Вулканология и сейсмология. 1989. № 5. С. 35–49.

5. Павлов В.М., Абубакиров И.Р. Расчет тензора сейсмического момента слабых камчатских землетрясений: первые результаты // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Шестой научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский. 1–7 октября 2017 г.

6. Раутиан Т.Г., Халтурин В.И., Закиров М.С., Земцова А.Г., Проскурин А.П., Пустовитенко Б.Г., Пустовитенко А.Н., Синельникова Л.Г., Филина А.Г., Шенгелия И.С. Экспериментальные исследования сейсмической коды. М.: Наука, 1981. 142 с.

7. Скоркина А.А., Гусев А.А. Определение набора характерных частот очаговых спектров для субдукционных землетрясений Авачинского залива (Камчатка) // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 7. С. 1057–1068.

8. Федотов С.А. Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука, 1972. 117 с.

9. Чебров В.Н., Дрознин Д.В., Кугаенко Ю.А., Левина В.И., Сенюков С.Л., Сергеев В.А., Шевченко Ю.В., Ящук В.В. Система детальных сейсмологических наблюдений на Камчатке в 2011 г. // Вулканология и сейсмология. 2013. № 1. С. 18–40.

10. Global Centroid Moment Tensor Project. [Электронный ресурс]. URL: http://www.globalcmt.org/ СМТsearch.html (дата обращения: 27.10.2016).

11. Hanks T., Wyss M. The use of body-wave spectra in the determination of seismic-source parameters // Bulletin of the Seismological Society of America. 1972. V. 62. \mathbb{N} 2. P. 561–589.

12. Kanamori H. The energy release in great earthquakes // Journal of Geophysical Research. 1977. V. 82. № 20. P. 2981–2987.

ОЦЕНКА ОБЛАСТИ СИЛЬНЫХ АФТЕРШОКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ РАЙОНА КАМЧАТКИ

Баранов С.В.¹, Шебалин П.Н.², Чеброва А.Ю.³

¹Кольский филиал ФИЦ ЕГС РАН, г. Anamumы, bars.vl@gmail.com ²Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва ³Камчатский филиал ФИЦ ЕГС РАН, г. Петропавловск-Камчатский

Введение

В работе рассматривается задача оценки области возможных будущих сильных афтершоков по данным за первые 12 часов (ч) после основного толчка. Существующие методики выделения афтершоков не применимы для данной задачи, поскольку они основаны на анализе распределения эпицентров уже завершившегося афтершокового процесса, либо учитывают параметры лишь основного толчка и дают лишь грубые оценки. С помощью ранее разработанных критериев оценивания качества пространственного прогноза количественно сопоставлено значительное число разных вариантов областей афтершоков. В качестве кандидатов были использованы основные известные методики, а также их модификации, предложенные авторами. В данных модификациях мы учли результаты последних исследований по динамике афтершокового процесса. В результате выбрана оптимальная методика, которая показала наилучшие результаты количественных тестов для серий афтершоков от землетрясений района Камчатки и Курильских островов.

Исходные данные

Информационная база исследования – каталог землетрясений, формируемый Камчатским филиалом (КФ) ГС РАН [4] с 1962 г. Район исследования – зона ответственности КФ ГС РАН [6], аппроксимируемая прямоугольником 48–64° с.ш. и 150–175° в.д. Выделение афтершоков осуществлялось по алгоритму Молчана и Дмитриевой [12], программная реализация В.Б. Смирнова [5]. Кандидатами в основные толчки являлись землетрясения с $K_{\rm S} \ge 14$ ($M_{\rm L} \ge 6.3$) и глубиной менее 250 км.

Магнитуда представительности *M*_C оценивалась по событиям, произошедшим за 3 года до основного толчка в круге с центром в его эпицентре и радиусом

$$R_m = 0.001 \cdot 10^{Km/3},\tag{1}$$

где Кт – класс основного толчка по Федотову [8].

Коэффициент 0.001 в (1) получен из эмпирической функции распределения величины $R_{max}/10^{Km/3}$, где R_{max} – расстояние от эпицентра основного толчка до самого удаленного афтершока [3]. Такой круг содержит 100% афтершоков, поэтому будем называть его вмещающим. Учитывая, что $10^{M/2} \sim 10^{K/3}$ [8], выражение (1) является частным случаем масштабирующего соотношения Цубои-Кагана [9, 15] $R \sim 10^{M/2}$.

Мы рассматривали афтершоковые серии, удовлетворяющие следующим условиям: об основном толчке есть сведения в глобальном каталоге СМТ [7]; присутствуют события с $K_{\rm S} \ge 12$ ($M_{\rm L} \ge 5.3$) в период от 12 ч до 1 года после основного толчка; в круге (1) имеется не менее 8 событий, произошедших за 12 ч после основного толчка.

Из 40 афтершоковых серий, выделенных по алгоритму Молчана и Дмитриевой из каталога КФ ГС РАН, 19 серий удовлетворяют перечисленным условиям (табл. 1). Свойства серий с основными толчками до 2006 г. рассмотрены в работе [1].

Таблица 1. Основные толчки, выделенные по алгоритму Молчана и Дмитриевой, и параметры афтершоковых серий (H – глубина основного толчка; $K_{\rm S}$ – энергетический класс основного толчка по Федотову [8]; $M_{\rm L}$ – магнитуда $M_{\rm L}$, $M_{\rm C}$ – магнитуда представительности серии; $N(M \ge 5.3)$ – число афтершоков с $M \ge 5.3$, произошедших в течение года после основного толчка)

NºNº	Дата	Время	Широта	Долгота	Глубина	Ks	M _L	M _C	$N(M \ge 5.3)$
1	1983.08.17	10:55:55	55.64	161.53	97	15.4	7	3.6	5
2	1984.12.28	10:37:53	56.18	163.45	19	14	6.3	3.6	1
3	1987.07.10	18:49:52	55.06	165.44	49	14	6.3	3.5	1
4	1987.10.06	20:11:36	52.86	160.23	33	14.1	6.3	3.5	1
5	1992.03.02	12:29:38	52.76	160.2	20	14.6	6.6	3.6	1
6	1993.06.08	13:03:37	51.2	157.8	40	15	6.8	3.6	1
7	1993.11.13	01:18:06	51.79	158.83	40	14.6	6.6	3.6	4
8	1997.12.05	11:26:51	54.64	162.55	10	15.5	7	3.6	30
9	1997.12.05	18:48:21	53.68	161.85	24	14.2	6.4	3.6	6
10	1999.03.08	12:25:42	51.93	159.72	7	14.3	6.4	3.6	1
11	2001.10.08	18:20:37	52.63	160.49	24	14.1	6.3	3.8	4
12	2003.03.15	19:41:24	52.15	160.67	5	14.1	6.3	3.8	7
13	2003.12.05	21:26:14	55.78	165.43	29	14.8	6.7	3.5	2
14	2006.04.20	23:24:57	60.98	167.37	1	15.7	7.1	3.5	8
15	2013.02.28	14:05:48	50.67	157.77	61	15.2	6.9	3.6	13
16	2013.05.21	05:43:16	52.05	160.49	48	14.4	6.5	3.7	5
17	2016.09.05	22:54:02	54.42	168.53	34	14	6.3	3.5	4
18	2017.03.29	04:09:22	56.97	163.22	43	15	6.8	3.5	3
19	2017.07.17	23:34:08	54.35	168.9	7	16.1	7.3	3.6	3

Методика исследования

Было исследовано значительное число способов построения прогнозных областей, различающихся геометрической формой, размерами, определением центра области и выделенного направления. Для всех использовались данные об эпицентрах событий с магнитудами не ниже $M_{\rm C}$ за первые 12 ч после основных толчков. Данные выбирались из вмещающего круга (1).

Мы рассмотрели три простейшие геометрические фигуры: круг, эллипс и стадион (геометрическое место точек, удаленных от заданного отрезка на расстояние, не превышающее заданную величину), а также адаптивный стадион (длина задается квантильным способом). Отрезок, относительно которого строится стадион, моделирует проекцию на поверхность Земли предполагаемого «разрыва» в очаге основного толчка. С учетом современных представлений о степенном убывании активности афтершоков с расстоянием от протяженного очага основного толчка, геометрическая фигура стадион может оказаться предпочтительной по сравнению с эллипсом. Примеры областей (эллипсов, стадионов и адаптивных стадионов) приведены на рис. 1.

Для каждого варианта мы использовали три различных способа определения центра области (совпадает с центром разрыва): эпицентр основного толчка, среднее и взвешенное по линейному размеру очага среднее координат событий за 12 ч из круга (1). Также использовались три варианта определения ориентации области (совпадает с ориентацией разрыва). Первый вариант – 1-й собственный вектор (отвечает максимальному собственному числу) ковариационной матрицы, составленной из координат событий, произошедших в круге (1) за 12 ч. Второй вариант – 1-й собственный вектор ковариационной матрицы, взвешенной по линейному размеру очагов событий из круга (1). Третий вариант – угол межу направлением на север и плоскостью разрыва (strike). При этом в третьем варианте использовалась нодальная плоскость, вдоль strike'а которой эпицентры событий из круга (1) имеют большую дисперсию.

Размеры областей либо задавались в зависимости от магнитуды очага по разным известным соотношениям, либо определялись по распределению эпицентров за 12 ч так, чтобы внутрь области попала доля q от событий во «вмещающем круге». Последний способ мы называем «квантильным»; обычно мы использовали значение q = 0.95. Для эллипса и стадиона мы рассмотрели смешанные варианты.

Таким образом, мы рассмотрели 24 способа построения областей возможного возникновения сильных афтершоков.



---- 4 ----- 5 ----- 6 ----- 7

Рис. 1. Афтершоковые области стадионы и адаптивный стадион (q = 0.95) для землетрясения 1997.12.05, K_S 15.5 и Олюторского землетрясения 2006.04.20, K_S 15.7. Обозначения: 1 – основной толчок; 2 – события из круга (1) с $M_L \ge M_C$, 3 – афтершоки с $M_L \ge 5.3$, произошедшие за период 0.5–365 суток после основного толчка; 4 – предполагаемый разрыв; 5 – эллипс, 6 – стадион; 7 – адаптивный стадион

Оценивание качества пространственного прогноза выполнялось по двум независимым критериям [2, 3], основанным на оценках правдоподобия (а) и на анализе ошибок двух родов – пропуск цели и ложная тревога (б) [12]. В варианте (а) мы следовали принятому в группе CSEP подходу представления прогноза в виде оценок Пуассоновской интенсивности (ожидаемого числа землетрясений) в элементах сетки по пространству [13]. Критерий имеет вид [3]:

$$L = \sum \{-\Lambda_n + N \ln \Lambda_n - \ln(N!)\}, \quad \Lambda_n = -\Lambda \frac{\sum N}{\sum \Lambda},$$
(2)

где суммирование производится по всем элементам сетки, Λ – ожидаемое число событий (Пуассоновская интенсивность), N – фактическое число событий. Для конкретных реализаций прогнозов функция L имеет отрицательные значения. Чем ближе L к 0, тем лучше прогноз. Такое оценивание обычно называется L-тест.

В варианте (б) прогнозная область G является областью повышенной вероятности возникновения афтершоков, областью «тревоги». По результатам теста часть афтершоков оказывается внутри этой области, а часть – вне ее. Доля «пропусков цели» (доля афтершоков вне области G относительно суммарного числа афтершоков в период теста) обозначается ν . Доля пространства, занятого «тревогой», равная в нашем случае отношению площади G и вмещающей области Ω (круг (1)), обозначается через τ . Прогноз тем лучше, чем «дальше» соответствующая точка (τ , ν) отстоит вниз от диагонали (0,1; 1,0). Точки вблизи этой диагонали соответствуют случайному прогнозу. В качестве функции потерь мы приняли сумму ошибок двух родов, $\nu + \tau$ – чем меньше эта величина, тем лучше прогноз.

Результаты исследования

Согласно *L*-тесту (2) лучшей оценкой области возникновения афтершоков с $M_L \ge 5.3$ является стадион с центром в эпицентре основного толчка и ориентацией, задаваемой 1-м собственным вектором взвешенной по линейному размеру очага ковариационной матрицы, составленной из координат событий за 12 ч из круга (1). Длина стадиона равна длина разрыва и определяется по формуле $Lg(L) = 0.69M_W - 3.22$ [16], где M_W – моментная магнитуда основного толчка из глобального

каталога СМТ. Использование информации о механизме очага при вычислении длины разрыва не приводит к улучшению результата. Ширина стадиона определяется квантильным способом.

Согласно диаграмме ошибок, лучшей оценкой области возникновения афтершоков с $M_{\rm L} \ge 5.3$ является эллипс с центром в эпицентре основном толчка и ориентацией большей оси, задаваемой углом межу направлением на север и плоскостью разрыва. Для этого варианта величина $v + \tau$ минимальна. Отношение большей оси эллипса к меньшей равно отношению стандартных отклонений координат событий за 12 ч из круга (1) вдоль и перпендикулярно ориентации плоскости разрыва. Размер эллипса также определяется квантильным способом при сохранении отношения осей.

Разница значений *L*-теста для оптимальных стадиона и эллипса составляет 0.6%, в то же время разница значений $v + \tau$ больше 14%. Таким образом, для рассматриваемого района оптимальный эллипс является наиболее предпочтительной областью, в которой в течение года после основного толчка ожидаются афтершоки с $M_L \ge 5.3$.

На основе анализ диаграммы ошибок мы выделили три стратегии [3], соответствующие предельным случаям. «Нейтральная» стратегия – соответствует минимуму функции потерь, который достигается при q = 0.95. Область, соответствующая этой стратегии, применяется, когда цены ошибок двух родов примерно одинаковы или неизвестны. «Жесткая» стратегия определяется пороговым значением, начиная с которого увеличение q не приводит к уменьшению пропусков цели – в нашем случае это значение равно 0.98 (рис. 2). «Жесткая» стратегия – определяется пороговым значением, начиная с которого даже малое изменение площади тревоги за счет уменьшения q приведет к большому росту вероятности пропуска цели [14] – в нашем случае это значение равно 0.21 (рис. 2). Разность фактической и ожидаемой доли пропуска целей не превышает 0.1 (рис. 2в) Подчеркнем, что данная методика, предложенная в [3], основана на апробированном инструментарии оценки качества прогноза и имеет выраженную практическую направленность, позволяя определять размер области, где ожидаются сильные афтершоки, в зависимости от важности прогноза.



Рис. 2. Диаграмма ошибок (а), функция потерь γ (б) и разность фактической и ожидаемой 1-*q* доли пропусков цели (в). Кружками на диаграмме ошибок (а) показаны точки, соответствующие «мягкой», «нейтральной» и «жесткой» стратегиям прогноза

Заключение

Рассмотрены афтершоковые серии сильных землетрясений ($K_S \ge 14$, $M_L \ge 6.3$) района Камчатки и Курильских островов. С помощью двух независимых критериев оценки качества пространственного прогноза, являющихся модификацией *L*-теста и диаграммы ошибок, построена оптимальная модель для оценивания области, где ожидаются сильные афтершоки ($K_S \ge 12$, $M_L \ge 5.3$), с учетом важности прогноза. Оптимальная модель представляет собой эллипс с центром в эпицентре основного толчка, ориентированный по направлению плоскости разрыва (угол strike), соотношение осей равно соотношению стандартных отклонений координат событий из круга (1) вдоль и перпендикулярно ориентации эллипса, размеры осей определяются квантильным способом.

Важность прогноза определяется стратегиями («жесткой», «мягкой» и «нейтральной»), полученными с помощью анализа сводной диаграммы ошибок.

Исследование выполнено при поддержке гранта РФФИ, проект №. 16-05-00263А.

Список литературы

1. Баранов С.В., Чебров Д.В. Моделирование и прогнозирование афтершоковых процессов Камчатки // Физика Земли. 2012. № 11–12. С. 35–46.

2. Баранов С.В., Шебалин П.Н. О прогнозировании афтершоковой активности. 1. Адаптивные оценки на основе законов Омори и Гутенберга-Рихтера // Физика Земли. 2016. №. 3. С. 82–101. DOI: 10.7868/S0002333716020034.

3. Баранов С.В., Шебалин П.Н. О прогнозировании афтершоковой активности. 2. Оценка области распространения сильных афтершоков // Физика Земли. 2017. № 3. С. 43–61. DOI: 10.7868/S0002333717020028.

4. Каталог землетрясений Камчатки и Командорских островов: [Электронный ресурс] // Камчатский филиал Федерального исследовательского центра "Единая геофизическая служба Российской академии наук". Петропавловск-Камчатский, 2000–2017. URL: http://www.emsd.ru/sdis/earthquake/catalogue/catalogue.php

5. Смирнов В.Б. Прогностические аномалии сейсмического режима. І. Методические основы подготовки исходных данных // Геофизические исследования. 2009. Т. 10. № 2. С. 7–22.

6. Чебров В.Н., Дрознина С.Я., Сенюков С.Л. Камчатка и Командорские острова // Землетрясения России в 2014 году. Обнинск: ГС РАН, 2016. С. 60–66.

7. Global CMT catalog: [Электронный ресурс]. URL: http://www.globalcmt.org

8. Федотов С.А. Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука, 1972. 117 с.

9. Kagan Y. Aftershock zone scaling // Bull. Seismol. Soc. Am. 2002. V. 92, № 2. P. 641-655.

11. *Molchan G*. Space-time earthquake prediction: the error diagrams. Pure Appl. Geophys. 2010. V. 167. N 8–9. P. 907–917. DOI: 10.1007/s00024-010-0087-z

12. Molchan G.M., Dmitrieva O.E. Aftershock identification: methods and new approaches // Geophys. J. Int. 1992. V. 109. P. 501–516.

13. Schorlemmer D., Gerstenberger M., Wiemer S., Jackson D.D., Rhoades D.A. Earthquake likelihood model testing // Seismol. Res. Lett. 2007. V. 78. P. 17–29.

14. Shebalin P., Narteau C., Holschneider M., Zechar J. Combining earthquake forecast models using differential probability gains // Earth, Planets and Space. 2014. V. 66. № 37. P. 1–14.

15. *Tsuboi C*. Earthquake Energy, Earthquake Volume, Aftershock Area, and Strength of the Earth's Crust // J. Phys. Earth.1956. V. 4. P. 63–66.

16. Wells D.L., Coppersmith K.J. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1994. V. 84. № 4. P. 974–1002.

АНАЛИЗ ПРОГНОСТИЧЕСКОЙ ЭФФЕКТИВНОСТИ ПАРАМЕТРОВ ВЕРОЯТНОСТНОЙ МОДЕЛИ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА

Богданов В.В., Павлов А.В.

Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, с. Паратунка, Камчатский край, pavlov@ikir.ru

Введение

В работах [1–3] был применён вероятностный подход к каталогу камчатских землетрясений. Данный подход позволяет, рассматривая каждое землетрясений как элементарное событие, а весь каталог или его часть как пространство элементарных событий, задать множество подмножеств случайных событий. Путём статистической обработки каталога землетрясений можно определить распределения вероятностей для заданных случайных событий. Вариации в распределениях вероятностей случайных событий за разные временные периоды позволяют отслеживать изменения в сейсмическом режиме региона и, следовательно, дают возможность определять области и периоды повышенной сейсмической активности.

В данной работе для двенадцати сейсмоактивных областей Камчатского региона были вычислены вероятности P заданных случайных событий, определённых на основе каталога землетрясений Камчатки. Рассматривая аномальные значения вероятностей P в периоды сейсмической активизации и сейсмического затишья как прогностические признаки, предшествующие сильным землетрясениям с энергетическим классом $K_S \ge 14.0$, произведена оценка их эффективности V, надёжности R, а также эффективности прогноза J по методикам А.А. Гусева и Г.М. Молчана.

Вероятностная модель сейсмического режима

При теоретико-вероятностном подходе каталог землетрясений можно представить в виде вероятностного пространства трех математических объектов, а именно: Ω – пространство элементарных событий, \tilde{F} – множество подмножеств случайных событий, P – вероятности этих событий [1, 2]. При этом каждое землетрясение рассматривается как единичный исход ω_i в пространстве Ω , мощность которого за рассматриваемый период задается числом событий каталога. В свою очередь, каждый исход ω_i определяется системой случайных непрерывных величин: широтой φ_i , долготой λ_i , глубиной h_i , энергетическим классом $K_i = \lg E$ и временем t_i . Время единичного события как случайная величина из дальнейшего анализа в предлагаемой модели будет исключено. Так как случайные величины φ_i , λ_i , h_i и K_i заключены в соответствующие интервалы между минимальными и максимальными значениями, то для пространства элементарных событий справедливо

$$\Omega = \{ \omega: \varphi_{min} \le \varphi \le \varphi_{max}; \lambda_{min} \le \lambda \le \lambda_{max}; h_{min} \le h \le h_{max}; K_{min} \le K \le K_{max} \}.$$

Максимальные и минимальные значения случайных величин задаются геометрией реального сейсмического региона, а также его внутренними свойствами, определяющими энергетику события. Чтобы перейти от идеализированного вероятностного пространства к реальному эксперименту, необходимо границы пространства элементарных событий Ω и сами вероятности P определять из каталога землетрясений на основе его статистической обработки.

Для непрерывных величин, определяющих сейсмическое событие, плотность распределения можно представить и как многомерную производную от $F(\varphi, \lambda, h, k)$, и как произведение условных и безусловных функций *f* следующим соотношением:

 $f(\varphi, \lambda, h, K) = f(\varphi) \cdot f(\lambda|\varphi) \cdot f(h|\varphi, \lambda) \cdot f(K|\varphi, \lambda, h),$

где $f(\varphi)$ – безусловная плотность распределения сейсмических событий в зависимости от широты φ ; $f(\lambda|\varphi)$ – плотность распределения сейсмических событий по λ при условии, что их широта равна φ ; $f(h|\varphi, \lambda)$ – плотность распределения сейсмических событий по h при условии, что их широта и долгота соответственно равны φ и λ ; $f(K|\varphi, \lambda, h)$ – плотность распределения сейсмических событий по h при условии, что их широта и долгота соответственно равны φ и λ ; $f(K|\varphi, \lambda, h)$ – плотность распределения сейсмических событий по h при условии, что их долгота, широта и глубина соответственно равны λ , φ и h. Зная аналитический вид плотности распределения, можно вычислить вероятность того, что сейсмическое

событие попадет в заданные интервалы: по широте $\Delta \varphi_i = \varphi_i - \varphi_{i-1}$, долготе $\Delta \lambda_j = \lambda_j - \lambda_{j-1}$, глубине $\Delta h_m = h_m - h_{m-1}$ и по энергетическому классу $\Delta K = K_n - K_{n-1}$:

$$P(\Delta \varphi_i, \Delta \lambda_j, \Delta h_m, \Delta K_n) = \int_{\varphi_i}^{\varphi_2} d\varphi \int_{\lambda_i}^{\lambda_2} d\lambda \int_{h_i}^{h_2} dh \int_{k_i}^{k_2} f(k, \varphi, \lambda, h) dK = F(\varphi_i, \lambda_j, h_m, K_n) - F(\varphi_{i-1}, \lambda_{j-1}, h_{m-1}, K_{n-1}) = P(\Delta \varphi_i) \times P(\Delta \lambda_j | \Delta \varphi_i) \times P(\Delta h_m | \Delta \lambda_j, \Delta \varphi_i) \times P(\Delta K_n | \Delta h_m, \Delta \lambda_j, \Delta \varphi_i),$$

где *i*, *j*, *m* и *n* – индексы, соответствующих интервалов случайных величин. Статистическая обработка каталога по данной формуле дает возможность не только вычислить вероятности возникновения сейсмического события в том или ином заданном интервале географических координат, глубины и энергетического класса, но и получить численные значения ступенчатой функции распределения $F(\Delta \varphi, \Delta \lambda, \Delta h, \Delta K)$. Экспериментально установлено, что с ростом числа событий *n* и уменьшением интервала относительная частота стремится к своему математическому аналогу *P*, а $F(\Delta \varphi, \Delta \lambda, \Delta h, \Delta K)$ – к устойчивому непрерывному распределению $F(\varphi, \lambda, h, K)$. Таким образом, функция *F* определяет потенциальные возможности сейсмического режима произвольной области в терминах вероятности. При таком подходе каталог землетрясений, представленный в виде математического объекта трех элементов, является опорной моделью, на фоне которой можно отслеживать изменения в сейсмической активности, т.е. регистрировать вариации в распределении вероятностей в локальных областях сейсмического региона за различные интервалы времени.

На основе каталога землетрясений Камчатского региона, составленного КФ ФИЦ ЕГС РАН [6], были определены следующие случайные события:

<u>Событие A</u>: Какова вероятность попадания сейсмических событий, произошедших в некотором сейсмоактивном объёме V, в заданные области S_i ;

<u>Событие</u> *B*: Какова вероятность попадания сейсмических событий, произошедших в некотором сейсмоактивном объёме V, в интервалы энергетического класса ΔK_i .

В данной работе вероятности случайных событий *А* и *В* вычислялись для каждой из двенадцати областей *S_i* с размерами 150 × 150 км, расположенных вдоль восточного побережья



Рис. 1. Исследуемые области S_i

Камчатки (рис. 1). Исследуемые области находятся в Южном и Северном сегменте Камчатской сейсмофокальной зоны, а также частично в Командорском сегменте Алеутской дуги и зоне Тихого океана. В рассматриваемых областях за период 1962–2016 гг. на глубинах до 100 км произошло 33 сейсмических события с энергетическим классом $K_{\rm S} \ge 14.0$.

Вычисления вероятностей P(A) и P(B) проводились для землетрясений с энергетическим классом $9.0 \le K_{\rm S} < 14.0$ и глубиной гипоцентров *h* ≤ 100 км. При вычислении вероятностей случайного события B рассматривались интервалы энергетического $9 \leq \Delta K_1 < 10$, класса $10 \le \Delta K_2 < 11$, И $12 \le \Delta K_3 < 14$. Временное окно, в котором вычислялись вероятности P(A) и P(B), было выбранно равным соответственно $\Delta T_1 = 3$ года и $\Delta T_2 = 5$ лет. Шаг, с которым смещалось временное

окно вдоль исследуемого интервала $T_{\text{инст}} = 1962 - 2016$ гг., был выбран равным $\Delta t = 1$ месяц. В качестве примера на рис. 2 и рис. 3 представлены соответственно временные ряды значений вероятности P(A) и P(B) при $10 \le \Delta K_2 < 11$, вычисленные для области S_1 .



Рис. 2. Временной ряд значений вероятности P(A) для области S_1 . Сейсмические события с энергетическим классом $K_S \ge 14.0$, произошедшие в данной области, отмечены треугольниками



Рис. 3. Временной ряд значений вероятности P(B) при $10 \le \Delta K_2 < 11$ для области S_1

Оценка эффективности прогностических признаков

В данной работе эффективность прогностических признаков P(A) и P(B) вычислялась как для периодов сейсмической активизации, так и для периодов сейсмического затишья, которые могли бы предшествовать сильным землетрясениям с энергетическим классом $K_S \ge 14.0$. Периодами сейсмической активизации, при анализе значений временных рядов вероятностей P, считались интервалы времени, в течение которых значения вероятностей превышали уровень тревоги $P_{\text{тр.1}} = M(P) + \sigma(P)$. Периодами сейсмического затишья считались интервалы времени, в которых значения временных рядов вероятностей были ниже уровня тревоги $P_{\text{тр.2}} = M(P) - \sigma(P)$. При этом величины M(P) и $\sigma(P)$ являются математическим ожиданием и среднеквадратическим отклонением вероятностей рассматриваемых случайных событий. Периоды ожидания $T_{\text{ож}}$ сильного землетрясения с $K_S \ge 14.0$ для параметров P(A) и P(B) были приняты равными соответственно 4 года и 5 лет. Начало периода тревоги выбиралось таким образом, чтобы оно совпадало с моментом превышения исследуемым прогностическим признаком уровня тревог $P_{\text{тр.1}}$ в случае сейсмической активизации, или в случае сейсмического затишья совпадало с моментом, когда значения прогностического признака становились ниже уровня тревоги $P_{\text{тр.2}}$.

Для оценки эффективности рассматриваемых предвестников были использованы для подхода А.А. Гусева [4] и Г.М. Молчана [5].

Эффективность прогноза по методике А.А. Гусева вычисляется для конкретной пространственной области и определённого энергетического диапазона землетрясений по формуле:

$$J_G = \frac{N_+ \big/ T_{\rm тревоги}}{N/T}$$
 ,

где T – общее время мониторинга сейсмической обстановки; N_+ – количество землетрясений, соответствующих успешному прогнозу за время T; N – общее количество произошедших землетрясений (имеющих пространственно-временные характеристики, аналогичные прогнозируемым), произошедших за время T; $T_{\text{тревоги}}$ – общее время тревоги (суммарная длительность всех промежутков времени, в которых действовал прогноз по оцениваемому методу в течение общего времени мониторинга). Статистическая значимость α определяется вероятностью получения значений эффективности J_G в отсутствие связи "землетрясений – предвестник". В отсутствие такой связи, т.е. при случайном угадывании, эффективность J_G равна 1.

Эффективность предвестника J_M по методике Г.М. Молчана определяется как $J_M = 1 - v - \tau$,

где $\tau = \frac{T_{\text{тревоги}}}{T}$ – мера тревоги; $\nu = 1 - \frac{N_+}{N}$ – доля пропусков цели. Для случайного прогноза $J_M = 0$,

а для идеального (без пропуска цели и с нулевым временем тревоги) – $J_M = 1$.

Надежность предвестника R определялась как отношения количества землетрясений $n(E_A)$, для которых был выделен предвестник, к числу всех землетрясений n(E):

$$R = n(E_A) / n(E).$$

Достоверность предвестника определялась как отношение числа предвестниковых аномалий $n(A_E)$ к общему числу выделенных аномалий n(A):

$$V = n(A_E) / n(A).$$

В табл. 1 представлены результаты оценки прогностической эффективности параметра *P*(**A**) как для периодов сейсмической активизации, так и для периодов сейсмического затишья.

Таблица 1. Оценка прогностической эффективности параметра *P*(*A*) при аномалиях сейсмической активизации и сейсмического затишья

P(A)	Активизация	Затишье
N_+	12	7
N	33	33
V	0.29	0.14
R	0.36	0.21
J_G	2	0.98
α	0.01	0.99
V	0.64	0.79
τ	0.18	0.21
J_M	0.18	0

Как видно из табл. 1, в периоды сейсмической активизации с помощью параметра P(A) было спрогнозировано $N_+ = 12$ сейсмических событий с $K_{\rm S} \ge 14.0$, а его надёжность R и достоверность V составили соответственно 0.36 и 0.29. Эффективность прогноза составила $J_G = 2$, при этом статистическая значимость α , показывающая вероятность случайного получения таких значений в отсутствие связи землетрясений с рассматриваемым предвестником, равна 0.01. В периоды сейсмического затишья с помощью параметра P(A) было спрогнозировано $N_+ = 7$ землетрясений с $K_{\rm S} \ge 14.0$, а его надёжность R и достоверность V составили соответственно 0.21 и 0.14. Эффективность J_G составила 0.98 при $\alpha = 0.99$, а эффективность J_M равна 0, что говорит об отсутствии связи "землетрясение – предвестник".



Рис. 4. Диаграмма Молчана для прогностического параметра *P*(*A*). Прерывистая линия соответствует случайному прогнозу. Сплошная линия – нижняя граница доверительного интервала случайного прогноза

с уровнем значимости α = 0.05

На рис.4 представлена диаграмма Молчана для прогностического параметра $P(\mathbf{A})$. Ha данной диаграмме абсцисса точки определяется как мера тревоги *т*, а ордината – как доля пропусков цели *v*. диаграммы Молчана $\tau + \nu = 1$. Диагональ соединяющая точки (0;1) (точка "оптимиста") и (1;0) "пессимиста") случайному соответствует (точка прогнозу. Для этой диагонали можно построить доверительный интервал с заданной значимостью а. В данном случае представляет интерес только нижняя ветвь этого доверительного интервала. Как следует из рис. 4, значения (τ, ν) , полученные для параметра P(A)при аномалиях сейсмического затишья, лежат выше нижней границы 95% доверительного интервала, что говорит об отсутствии связи между рассматриваемым предвестником и землетрясениями с энергетическим классом $K_{\rm S} \ge 14.0$. Значения (τ, ν), полученные для параметра P(A) в периоды сейсмической активизации, лежат ниже полученной границы доверительного

интервала, что можно интерпретировать как высокую степень надёжности выявленной связи рассматриваемого предвестника с землетрясениям с энергетическим классом *K*_S ≥ 14.0.

В табл. 2 представлены результаты оценки прогностической эффективности параметра *P*(**B**) как для периодов сейсмической активизации, так и для периодов сейсмического затишья.

Таблица 2. Оценка прогностической эффективности параметра *P*(*B*) при аномалиях сейсмической активизации и сейсмического затишья

<i>P</i> (B)		Активизация		Затишье			
	$9 \leq \Delta K_1 < 10$	$10 \leq \Delta K_2 < 11$	$12 \leq \Delta K_3 < 14$	$9 \leq \Delta K_1 < 10$	$10 \leq \Delta K_2 < 11$	$12 \leq \Delta K_3 < 14$	
N_{+}	15	10	8	9	16	13	
V	0.24	0.15	0.12	0.16	0.24	0.22	
R	0.15	0.3	0.24	0.27	0.48	0.39	
J_G	1.46	0.9	1.45	0.8	1.85	1.88	
α	0.09	0.85	0.24	0.47	0.008	0.016	
ν	0.55	0.7	0.76	0.73	0.52	0.6	
τ	0.31	0.33	0.17	0.34	0.26	0.21	
Jм	0.14	-0.03	0.07	-0.07	0.22	0.19	



Рис. 5. Диаграмма Молчана для прогностического параметра P(B) при $9 \le \Delta K_1 < 10$ (a), $10 \le \Delta K_2 < 11$ (б) и $12 \le \Delta K_3 < 14$ (в)

Как видно из табл. 2, при аномалиях сейсмической активизации наибольшую эффективность J_G , которая составляет 1.46 при уровне значимости $\alpha = 0.09$, параметр $P(\mathbf{B})$ имеет для $9 \le \Delta K_1 < 10$. Эффективность J_M в этом случае равна 0.14, что также является наибольшем значением для всех рассматриваемых интервалов ΔK . На диаграмме Молчана (рис. 5а) экспериментальная точка (τ , ν) для $P(\mathbf{B})$ при $9 \le \Delta K_1 < 10$ находится выше нижней границе 95% доверительного интервала, что говорит о низкой связи рассматриваемого предвестника с землетрясениями с $K_s \ge 14.0$.

При аномалиях сейсмического затишья наилучшую эффективность J_G , которая составляет 1.85 при $\alpha = 0.008$ и 1.88 при $\alpha = 0.016$, параметр $P(\mathbf{B})$ имеет соответственно для $10 \le \Delta K_2 < 11$ и $12 \le \Delta K_3 < 14$. Эффективность J_M для этих интервалов ΔK равна соответственно 0.22 и 0.19. На диаграммах Молчана (рис. 56, в) экспериментальная точка (τ , ν) в обоих случаях лежит ниже границы 95% доверительного интервала, что можно интерпретировать как достаточно высокую степень достоверности выявленной связи аномалий с происходящими землетрясениями с $K_S \ge 14.0$.

Заключение

Применение вероятностных методов к каталогу Камчатских землетрясений позволило задать подмножество случайных событий A и B. В ходе статистической обработки каталога, для двенадцати сейсмоактивных областей Камчатского региона, во временном окне $\Delta T_1 = 3$ года и $\Delta T_2 = 5$ лет с шагом $\Delta t = 1$ месяц на интервале 1962–2016 гг. были вычислены распределения вероятностей P этих случайных событий. Рассматривая параметры P(A) и P(B) как прогностические признаки, была произведена оценка их эффективности по методикам А.А. Гусева и Г.М. Молчана как для аномалий сейсмической активизации, так и для аномалий сейсмического затишья. Согласно полученным результатам, наилучшую эффективность, которая составляет $J_G = 2$ и $J_M = 0.18$, прогностический признак P(A) и меет при аномалиях сейсмической активизации. Параметр P(B) показал наилучшую эффективность при аномалиях сейсмического затишья. В этом случае эффективности J_G и J_M для интервала энергетического класса $10 \le \Delta K_2 < 11$ составили соответственно 1.88 и 0.19.

Список литературы

1. Богданов В.В. Вероятностная интерпретация закона повторяемости землетрясений на примере Камчатского региона // ДАН. 2006. Т. 3. С. 393–397.

2. Богданов В.В., Павлов А.В., Полюхова А.Л. Вероятностная модель сейсмичности на примере каталога Камчатских землетрясений // Вулканология и сейсмология. 2010. № 6. С. 52–64.

3. Богданов В.В., Павлов А.В., Полюхова А.Л. Рекуррентные соотношения расчёта параметров сейсмического режима на основе вероятностной интерпретации закона повторяемости // Известия высших учебных заведений. Северо-Кавказский регион. Серия: Естественные науки. 2012. № 1. С. 44–48.

4. *Гусев А.А.* Прогноз землетрясений по статистике сейсмичности // Сейсмичность и сейсмические прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом Камчатки. Новосибирск: Наука, 1974. С. 109–119.

5. *Molchan G.M.* Strategies in strong earthquake prediction // Phys. Earth and Planet. Inter. 1990. V. 61. P. 84–98.

6. Каталог землетрясений Камчатки и Командорских островов: [Электронный ресурс] // Камчатский филиал Федерального исследовательского центра "Единая геофизическая служба Российской академии наук". Петропавловск-Камчатский, 2000–2017. URL: http://www.emsd.ru/sdis/earthquake/catalogue/catalogue.php

ОЦЕНКА ТЕКУЩЕЙ СЕЙСМОСТОЙКОСТИ И СЕЙСМИЧЕСКОЙ УЯЗВИМОСТИ СТРОИТЕЛЬНЫХ СООРУЖЕНИЙ МАГАДАНСКОЙ ОБЛАСТИ

Гайдай Н.К.^{1, 2}, Курткин С.В.³, Длинных В.В.¹, Ломакина Н.Е.¹

¹Северо-Восточный государственный университет, г. Магадан, nataly_mag@rambler.ru ²Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, г. Магадан ³Магаданский филиал ФИЦ ЕГС РАН, г. Магадан

Введение

По своим экономическим, социальным и экологическим последствиям землетрясения занимают ведущее место среди природных катастроф. Урбанизация городских поселений, усложнение их инженерной инфраструктуры, уточнение сейсмической опасности, как правило, в сторону ее повышения, физический и сейсмический износ конструкций зданий – все это с неизбежностью приводит к дефициту сейсмостойкости застройки. Проблема диагностики состояния зданий и сооружений всегда была актуальна, поскольку связана и с безопасностью людей, и с охраной окружающей природы.

Данные исследований (не опубликованы), полученные в 2011–2016 гг. на территории Магаданской области, свидетельствуют, что в связи с увеличением количества источников, вызывающих микросейсмические колебания зданий и сооружений в области (и в особенности непосредственно в г. Магадане), обусловленных использованием современного технического оснащения производства, а также значительным увеличением используемых населением транспортных средств, возросли вибрационные воздействия на окружающую среду, что, в свою очередь, провоцирует значительные изменения ее физико-химических свойств. В рамках областной целевой программы «Повышение устойчивости жилых домов, основных объектов жизнеобеспечения на территории Магаданской области» на 2010–2014 гг. были выполнены инициативные работы по инженерно-сейсмическому обследованию и разработке проектной документации по повышению устойчивости объектов. Неполный объем накопленных данных, объясняемый отсутствием достаточного финансирования и несогласием на проведение работ руководителей предприятий и организаций, позволяют сделать вывод об актуализации проблемы диагностики состояния зданий и сооружений на территории и необходимости активизации работ в этом направлении.

ФГБОУ ВО СВГУ в рамках совместной программы научных исследований с Магаданским филиалом ФИЦ ЕГС РАН предлагает проект, направленный на получение экспериментальных данных по реакции зданий и сооружений на сейсмическую нагрузку (естественный фон и искусственное воздействие) и дальнейший анализ результатов испытаний зданий-представителей для оценки их фактической сейсмостойкости.

Методика исследований

К решению данной проблемы строительная наука и геофизика (в частности сейсмометрия), подходят по-разному.

Строителей интересует, главным образом, статическое состояние изучаемого объекта, (преимущественно свойства материалов, работа отдельных узлов конструкций). Исследование технического состояния зданий и сооружений путем проведения натурных обследований является самостоятельным направлением в строительной науке. Основной задачей натурных обследований, как правило, является определение способности здания противостоять нагрузкам и усилиям от вероятных воздействий (в частности, сейсмических). Современным требованиям проведения подобных обследований наиболее полно отвечает инженерно-сейсмометрический метод (метод случайных возмущений или метод передаточной функции), который позволяет проводить обследование без нанесения повреждений несущим и ограждающим конструкциям, в режиме реальной эксплуатации здания.

В свою очередь, сейсмометрия нацелена на анализ динамики сооружений. К примеру, в Якутском филиале Геофизической службы СО РАН разработан комплекс мероприятий, позволяющий проводить сейсмогеодинамические исследования строительных объектов. При этом изучается реакция зданий и сооружений на относительно слабые, присутствующие практически постоянно микросейсмические колебания в условиях городской застройки и промышленных объектов.

Для определения собственной частоты собственных колебаний здания и декремента затухания используется методика А.Ф. Еманова и В.С. Селезнева [2], натурные наблюдения проводятся с помощью регистратора «Байкал». Обработка результатов осуществляется программным комплексом Мономах.

Первые результаты исследований

Для отработки методики проведения исследований [2] в период с апреля по май 2017 г. выполнялось исследование шестого корпуса Северо-Восточного государственного университета, на предмет определения частот собственных колебаний здания. По результатам проведенных сейсмических испытаний, при помощи сейсмостанции «Байкал» была получена следующая информация, представленная в табл. 1.

Этаж	Ось	f_1 , Гц	<i>f</i> ₀ , Гц	<i>f</i> ₂ , Гц	<i>T</i> , c	D, %	$U_{\rm max}$	$0.707 U_{\rm max}$
1	у	0.28	0.34	0.39	2.941	16.196	8.30	5.87
1	Х	11.54	11.68	11.59	0.094	2.239	8.57	6.06
2	у	0.51	0.54	0.61	1.852	8.929	10.92	7.72
2	Х	8.68	8.74	8.78	0.114	0.573	1.32	0.93
2	у	3.83	4.30	4.38	0.233	6.699	9.92	7.01
5	Х	3.98	4.25	4.33	0.235	4.212	9.85	6.96
4	у	4.04	4.25	4.35	0.235	3.695	15.32	10.83
4	х	3.97	4.00	4.02	0.250	0.626	0.61	0.43

Таблица 1. Результат модального анализа (экспериментальный)

Анализ полученных результатов проводился на основании ГОСТ Р 54859-2011 «Определение параметров основного тона собственных колебаний» [1]. Расчет собственных колебаний рассматриваемого здания выполнен с использованием программного комплекса Мономах на основе метода конечных элементов. Определена частота собственных колебаний здания для 5 форм (табл. 2).

Таолица 2. Гезультат модального анализа (программный комплекс мономах)	Таблица 2. Результат модального анализа	(программный комплекс Мономах)
--	---	--------------------------------

Форма	Частота, Гц	Период, с	Сейсмика 1,	Сейсмика 2,
			% массы	% массы
1	1.32	0.7562	84.8	0.0
2	1.40	0.7159	0.0	85.3
3	1.63	0.6143	0.0	0.0
4	4.22	0.2370	10.5	0.0
5	4.38	0.2282	0.0	10.4
Сумма			95.3	95.7

По результатам анализа полученных экспериментальных и расчетных данных составлена сравнительная табл. 3.

Таблица 3. Частота собственных колебаний здания

Вид колебания	Экспериментальные	Результаты расчета
	исследования	
Вдоль оси Х	4.16	3.98
Вдоль оси Ү	1.36	1.38

Максимальная погрешность численного расчета и натурных измерений составляет 4.3%, что в таких исследованиях можно считать допустимым результатом. Сравнительный анализ позволяет сделать вывод о том, что расчетная схема, сформированная в программном комплексе, не нуждается в дополнительных корректировках и отображает существующее поведение здания при динамических нагрузках, а здание отвечает требованиям сейсмоустойчивости.

Заключение

Здания и сооружения в процессе эксплуатации получают повреждения, вызванные техногенными факторами и различными природными явлениями (в частности сейсмической

нагрузкой). Вследствие этого снижаются эксплуатационные характеристики зданий и сооружений, т.к. дефекты и повреждения влияют на понижение рабочих площадей сечений и соответственно их моментов инерции. За счет уменьшения жесткостных параметров сечений элементов конструкций происходит снижение частот собственных колебаний (в предположении неизменности массовых характеристик упругого объекта). Прочностные и жесткостные характеристики существующих объектов изменяются вследствие изменения действующих нагрузок, вызываемых как изменениями, вносимыми в современные нормы проектирования, так и сроком эксплуатации существующей застройки. Эти факторы влияют на несущую способность зданий и сооружений, а так же на фактическое проявление резонанса при сейсмических воздействиях, что в свою очередь не может гарантировать безопасной надежной эксплуатации существующих зданий и сооружений. Обследованию будут подвержены здания-представители, расположенные на территории г. Магадана одного времени постройки. Полученные в ходе исследования данные послужат основанием для дальнейшей разработки мер по усилению зданий, имеющих дефицит сейсмостойкости, а также будут способствовать процессу паспортизации существующего жилищного фонда в Магаданской области. Результаты исследований также смогут быть использованы для решения задач, поставленных федеральной целевой программой «Повышение устойчивости жилых домов, основных объектов и систем жизнеобеспечения в сейсмических районах Российской Федерации на 2009–2018 гг.».

Список литературы

1. ГОСТ Р 54659-2011. Определение параметров основного тона собственных колебаний. М.: Стандартинформ, 2012.

2. Еманов А.Ф., Селезнев В.С. Инженерно-сейсмологические исследования зданий и крупных промышленных сооружений с использованием мощных вибрационных источников // Активная сейсмология с мощными вибрационными источниками. Новосибирск: ИВМиМГ СО РАН, 2004. С. 270–296.

ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ НА ОБЪЕКТЕ ХВОСТОХРАНИЛИЩЕ НА РУДНИКЕ «ВЕТРЕНСКИЙ»

Курткин С.В., Алешина Е.И., Карпенко Л.И., Ведерников Е.И.

Магаданский филиал ФИЦ ЕГС РАН, г. Магадан

Введение

Прогноз сейсмической опасности и расчетных сейсмических воздействий для горнопромышленных сооружений, расположенных в сейсмически активных зонах, уменьшение сейсмического риска от возможных сильных землетрясений, зависят от точности сейсмической информации, используемой как на стадии проектирования, так и в период эксплуатации сооружения.

Согласно техническому заданию Хвостохранилище на руднике «Ветренский» в Магаданской области относится к объектам с нормальным уровнем ответственности. Для оценки сейсмичности площадки выбрана нормативная карта ОСР-97А, по которой участок строительства изучаемого объекта расположен в 7-балльной зоне сейсмической опасности, что соответствует повторяемости сейсмического эффекта на земной поверхности в среднем один раз в 500 лет [8].

Основные сведения о сейсмотектонике района исследований

Район работ по определению сейсмичности располагается в юго-восточной части Верхояно-Колымской складчатой системы, протягивающейся от побережья Северного Ледовитого океана до Охотского моря. Особенностью складчатой системы являются зоны концентрации линейных структур преимущественно северо-западного простирания [2]. В пределах Верхояно-Колымской складчатой зоны располагается сейсмический пояс Черского, геодинамика которого определяется взаимодействием Евразийской и Северо-Американской литосферных плит [10]. Землетрясения этого пояса представляют основную сейсмическую опасность для сооружений рудника «Ветренский». Работы по определению сейсмичности проводились в юго-восточной части пояса.

По нормативной карте OCP-97A, участок строительства изучаемого объекта – Хвостохранилища на руднике «Ветренский» в Магаданской области – расположен в 7-балльной зоне сейсмической опасности; по карте OCP-97B – в 8-балльной зоне, а по карте OCP-97C – в 9-балльной зоне [8].

За период наблюдений с 1924 г. по 2015 г. в районе рудника «Ветренский», на удалении 150 км, локализованы 995 местных землетрясений с энергетическими классами $K_P = 5.3-14.0$. Гипоцентры землетрясений расположены в пределах земной коры на глубинах $h \le 33$ км. Основное количество событий сконцентрировано в диапазоне глубин 5–6 км. Самые сильные землетрясения (с $M \ge 5$) регистрировались на глубинах 15–24 км.

Большинство событий, в том числе и самые сильные, приурочены к крупнейшим глубинным разломам: Тенькинскому, Чай-Юрьинскому, Дебинскому и Дарпир. Умеренная рассеянная сейсмичность, ограниченная контурами Кюель-Сиенского магматогенного поднятия, наблюдается на северо-востоке от изучаемого объекта. Отметим, что за весь период наблюдений зона Чай-Юрьинского разлома активна только в северо-западной части, в районе рудника «Ветренский» (средний сегмент разлома) зарегистрированы не более 10 слабых событий с $K_P = 6.5-7.9$. Юговосточный сегмент Чай-Юрьинского разлома еще менее активен, здесь зарегистрированы всего 4 землетрясения с $K_P = 6.6-7.7$.

Выделены три зоны ВОЗ: северо-западного простирания, связанные с крупнейшими одноименными сейсмогенерирующими разломами Тенькинская, Чай-Юрьинская и Дарпирская. Наиболее опасные – Чай-Юрьинская и Тенькинская зоны. Характеристика зон ВОЗ представлена в табл. 1. Согласно механизмам очагов сильнейших землетрясений современные типы подвижек по разломам – сдвиги, близ эпицентров землетрясений преобладают субвертикальные смещения.

Макросейсмические проявления землетрясений в районе рудника «Ветренский»

На территории Магаданской обл. и приграничной Якутии (Саха) неоднократно происходили сильные землетрясения [1, 4].

Артыкское землетрясение с M = 6.6 – самое сильное событие из инструментально зарегистрированных в системе сейсмического пояса Черского произошло 18 мая 1971 г.

Месторождение Ветренское находилось на расстоянии 310 км юго-восточнее эпицентра ($\Delta = 310$ км), располагалось в четырехбалльной зоне сотрясений.

Таблица 1. Характеристики зон ВОЗ

Название зоны ВОЗ	Протяженность продольной и поперечной оси, км	Число событий в зоне с К≥10	Максимальное землетрясение по каталогу	Глубина очага, км	Тип подвижки в очаге	Расстояние от эпицентра до площадки, км	Наблюденная интенсивность сотрясений на площадке
1	2	3	5	6	7	8	9
Чай- Юрьинская	250 × 45	5	Артыкское, <i>M</i> = 7.1	16	левосторон ний сдвиг	310	4 балла
			Аян- Юряхское, <i>M</i> = 5.6	18	надвиг	270	нет данных
Тенькинская	187 × 45	4	Кулинское, <i>M</i> = 5.7	24	правостор онний сдвиг	136	4 балла
Дарпирская	104 × 26	1	13 марта 1924 г., <i>M</i> = 5.5	15	нет данных	140	нет данных

Кулинское землетрясение с M = 5.5 ($K_P = 14$) произошло 13 января 1972 г. Это самое сильное землетрясение, находящееся в пределах исследуемой территории (в радиусе 150 км от объекта). Интенсивность сотрясений в районе месторождения Ветренское ($\Delta = 136$ км) составила 4 балла по шкале *MSK*-64.

Эльгенское землетрясение с M = 4.9 ($K_P = 13$) зарегистрировано 19 июня 1974 г. Месторождение Ветренское ($\Delta = 170$ км) находилось в четырех балльной зоне сотрясений.

Купкинское землетрясение с M = 5.6 ($K_P = 13.3$) зарегистрировано 18 ноября 1981 г. ($\Delta = 170$ км) находилось в трех-четырех балльной зоне сотрясений.

Согласно поведению изосейст сильных землетрясений в районе месторождения Ветренское сотрясения не превышали 4 баллов, что существенно ниже, чем указано на картах общего сейсмического районирования территории РФ ОСР–97.

Сейсмопрофилирование

Уточнение сейсмичности на объекте Хвостохранилище рудника «Ветренский» под складирование мокрых отходов с гидротехническим сооружением Дамба (длина по оси гребня 250 м, высота до 37 м) проведено в апреле 2016 г. Комплекс работ, осуществлялся в соответствии с нормативными документами СНиП II-7-81*, РСН 45-77, РСН 60-86, РСН 66-87 [6, 7].

Грунтовое основание площадки строительства сложено алевролитами верхнего триаса (T_3) массивной или ложно сланцевой (рассланцованной) текстуры, которые частично, перекрыты разрушенными до фракций дресвы и щебня, реже глыб и техногенными насыпными грунтами четвертичной системы (tQ₄). Коренные породы основания имеют положительную температуру в верхней части, а ниже глубин 2.5 м – отрицательную. По результатам испытания образцов и данным параметрических кривых ВЭЗ, содержание влаги в трещинах незначительное, а объемная влажность в массиве не превышает 0.04–0.05 дол. ед. Мерзлые коренные грунты можно условно отнести к морозным грунтам, содержание влаги в них, практически не меняется в талом и мерзлом состоянии, а значит и не оказывает какого-либо изменения на их прочностные свойства.

Наблюдения включали сейсмопрофилирование по продольным профилям с возбуждением колебаний в 4 пунктах (рис. 1). В работе использовались широкополосные сейсмические станции СМG-6TD (Guralp), и шестиканальные станции «Байкал» для регистрации микросейсм и скоростей пробега сейсмических волн при возбуждении от ударов. Работы проводились по трем сейсмологическим профилям методом КМПВ с регистрацией продольных и поперечных волн (*P* и *S*).



Рис. 1. Схема расположения профилей и пунктов наблюдения на дамбе

Профиль 1 и профиль 2 расположены в долине ручья в крест длинной оси проектируемой Дамбы № 3. Расстояние между профилями 57 м. Грунты мерзлые дресвяно-щебнистые. Профиль 3 расположен параллельно двум предыдущим, в крест оси дамбы, вдоль дороги, проложенной по правому борту долины с превышением 20 м к профилю 1 и 30 м к профилю 2. На расстоянии в плане 85 м от профиля 1. Длина каждого профиля – 55 м. На каждом профиле было установлено 12 приборов на расстоянии 5 м друг от друга: 12 сейсмометров CB-5 и 12 сейсмометров CГ-10. Частота дискретизации 4000 отсч./сек. Источником сейсмического сигнала служил тяжелый металлический предмет, бросаемый с высоты 2 м на расстоянии 5 и 55 м от крайнего сейсмодатчика с обеих сторон профиля (по 4 пункта удара для каждого профиля). Координаты пунктов ударов определялись приборами GPS. Точка приема определялась системой GPS, встроенной в сейсмографы. После окончания наблюдений проводилось выделение времени первых вступлений продольной P и поперечной S волн (t_P и t_S). Затем строились годографы. Продольные годографы усреднялись прямыми линиями, по которым определялись скорости V_P , V_S волн вдоль профиля из каждого пункта удара. Средние значения скоростей продольных и поперечных волн сведены в табл. 2.

Объект	V _P , км/с	V _s , км/с	$V_{ m P}/V_{ m S}$
Профиль 1	4.31	2.60	1.66
Профиль 2	3.57	1.87	1.91
Профиль 3	3.52	1.73	2.03

Таблица 2. Скорости продольных V_P и поперечных V_S волн по профилям

Для площадок Профилей 2 и 3 получены пониженные значения скоростей. Для Профиля 3 значения скоростей поперечных волн $V_{\rm S}$ являются наименьшими. Высокие значения скорости волн $V_{\rm S}$ получены по участку Профиля 1, что позволяет считать его благоприятным по сейсмоакустическим свойствам.

По данным табл.1 было выполнено прогнозирование приращения балльности на исследуемой территории. Для этого использовалась скорость наибольшей горизонтальной компоненты поперечной волны $V_{\rm S}$.

В качестве одного из способов оценки изменения сейсмической опасности по методу акустических жесткостей используют экспериментальную зависимость [5, 9] для мерзлых грунтов:

$$\Delta I = 1.9 \, \lg \frac{V_{j} \, \rho_{j}}{V_{i} \, \rho_{i}} \tag{1}$$

где V_3 , ρ_3 – соответственно значения скоростей и объемной плотности пород профиля эталона; V_i , ρ_i – значения скоростей и объемной плотности пород *i*-го профиля.

В расчетах за эталон были приняты инженерно-геологические условия профиля 1. Результаты расчета величины приращения балльности методом акустических жесткостей представлены в табл. 3.

Объект	ρ	V _S , км/с	ΔI	Ι
Профиль 1 – эталон	2.32	2.60	_	7.0
Профиль 2	2.32	1.87	0.27	7.27
Профиль 3	2.32	1.73	0.34	7.34

Таблица 3. Расчет приращения балльности по профилям

Заключение

Полученные результаты расчета величины приращения балльности методом акустических жесткостей будут использованы при составлении карт-схем сейсмического микрорайонирования объекта Хвостохранилище на руднике «Ветренский», а также для построения синтетических акселерограмм на горизонтальных и вертикальных составляющих для прогнозных землетрясений (ПЗ).

Список литературы

1. Алешина Е.И., Годзиковская А.А., Гунбина Л.В., Коломиец М.В., Седов Б.М. Сводный Каталог землетрясений Северо-Востока России с древнейших времен по 1974. Обнинск, Магадан: ГС РАН, 2015. 152 с.

2. Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров В.А. Наталкинское золоторудное месторождение. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. 250 с.

3. Кузнецов В.М. Схема тектонического районирования Колымо-Охотского водораздела, масштаб 1:1 000 000. ФГУП «Магадангеология», 2001. 8 листов.

4. Медведев С.В. (Москва), Шпонхойер В. (Иена), Карник В. (Прага). Шкала сейсмической интенсивности MSK-64. М.: МГК АН СССР, 1965. 11 с.

5. Сейсмическое микрорайонирование. М.: Наука, 1971. 250 с.

6. СП 14.13330.2011. Строительство в сейсмических районах. Актуализированная редакция СНиП II-7-81*. М., 2015.

7. РСН 60-86 «Инженерные изыскания для строительства. Сейсмическое микрорайонирование. Нормы производства работ». 20 с.

8. Уломов В.И., Шумилина Л.С. Комплект карт Общего сейсмического районирования территории Российской Федерации ОСР-97. Масштаб 1:8 000 000. Объяснительная записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах. М., 1999. 57 с.

9. Вахромеев Г.С., Павлов О.В., Джурик В.И., Дмитриев А.Г. Физико-геологическое моделирование верхней части разреза в условиях многолетней мерзлоты. Новосибирск: Наука, 1989. 129 с.

10. Mackey K.G., Fujita K., Hartse H.E., Stead R.J., Steck L.K., Gunbina L.V., Lesuk N., Shibaev S.V., Kozmin B.M., Imaev V.S., Gordeev E.I., Chebrov V.N., Massal'ski O.K., Gileva N.A., Bormatov V.A., Voitenok A.A., Levin Y.N., and Fokina T.A. Seismicity Map of Estern Russia, 1960–2010 // Seismological Research Letters. Vol. 81. № 5. September/October. 2010. P. 761–768.

УТОЧНЕНИЕ КООРДИНАТ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАМЧАТСКОЙ СЕЙСМОФОКАЛЬНОЙ ЗОНЫ

Ландер А.В.^{1, 2}, Шевченко Н.А.², Матвеенко Е.А.²

¹ Международный институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва, land@mitp.ru

²Камчатский филиал ФИЦ ЕГС РАН, г. Петропавловск-Камчатский, van@emsd.ru

Введение

Работы, посвященные исследованию различий гипоцентральных параметров Камчатских землетрясений, полученных Камчатской (КФ ФИЦ ЕГС РАН) и мировой (USGS, ISC) сейсмическими сетями [1, 2], выявили существование устойчивого систематического смещения на юго-восток региональных определений относительно мировых. Однако в Камчатском каталоге существовала группа глубоких гипоцентров, значимо смещенных в противоположном направлении. В результате выделялась пространственная группа землетрясений, располагавшаяся на больших глубинах в стороне от основной сейсмофокальной зоны. В мировых каталогах для того же региона подобное явление отсутствует. Высказывалось предположение, что существующие координаты этих событий является результатом ошибок в определении гипоцентров [1]. Поэтому для уточнения данного вопроса было проведено повторное детальное определение гипоцентров 115 землетрясений за период 1962–2009 гг.

Переопределение гипоцентров

Для Камчатского каталога характерно расположение гипоцентров землетрясений юговосточнее соответствующих мировых оценок. Типичные смещения эпицентров составляют около 20 км для мелкофокусных событий, и возрастают до 200 км в нижней части сейсмофокальной зоны. Систематическое смещение объясняется различием в строении среды вдоль характерных для каждой сети путях распространения зафиксированных волн. В частности, присутствие под Камчаткой высокоскоростного слэба сказывается в первую очередь на временах пробега волн, регистрируемых региональной сетью. Однако в южной глубокой части Камчатской сейсмофокальной зоны в разные годы зафиксирована группа землетрясений, для которых указанная закономерность смещения гипоцентров существенно нарушается (рис. 1). В основном, это события с магнитудами 4–4.5. Для них камчатские определения смещены в противоположном типичному северо-западном направлении. "Аномальная" группа оказывается существенно в стороне от основного пространственного тренда сейсмофокальной зоны, которая содержит многочисленные события на тех же глубинах.

Подобная картина совершенно не типична для зон субдукции. Если она отражает реальность, то требует серьезной неординарной тектонической интерпретации. В то же время велика вероятность, что мы имеем здесь дело с артефактом. Рассматриваемая область располагается весьма невыгодно по отношению к Камчатской региональной сети – в стороне от всех используемых в обработке сейсмических станций и на больших глубинах, то есть максимальна удалена от сети, плохо окружающей эти гипоцентры. Поэтому появление значительных ошибок в определении гипоцентров не является здесь неожиданным.

Учитывая сказанное, было проведено повторное определение координат землетрясений данной области. Неустойчивость результатов была подтверждена обработкой данных событий по программе "hmm", использующей алгоритм поиска гипоцентров, автоматически исключающий фазы с максимальными невязками прихода волн. Полученные при этом координаты землетрясений оказались существенно отличными от представленных в каталоге, причем для некоторых станций (например, BKI) выявилось систематическое присутствие аномально больших невязок времен вступления, отмеченных в бюллетене сейсмических фаз. Окончательно землетрясения обрабатывались по стандартной методике, принятой для каталога КФ ФИЦ ЕГС РАН, уделяя особое внимание проверке невязок времен вступления волн.



Рис. 1. Вертикальный разрез вкрест южной части Камчатской сейсмофокальной зоны. Приведены медианные линии для различных групп землетрясений. Черным цветом отмечены данные каталога КФ ФИЦ ЕГС РАН [5], серым – мировых каталогов ISC и USGS [3, 4]. Сплошные линии относятся к основной сейсмофокальной зоне, пунктирные – к "аномальной" группе землетрясений. Тонкие отрезки соединяют соответствующие области гипоцентров, определенных различными сетями

На разрезе рис. 1 схематически показаны основные осредненные параметры смещений при сравнении различных каталогов. Приведены медианные линии, приближенно описывающие положение основной сейсмофокальной зоны и группы аномальных землетрясений. Четко видно смещение на северо-запад камчатских оценок положения аномальной группы (черный пунктир), относительно всех других определений в данном районе. Важно также, что те же землетрясения, определенные мировыми сетями (серый пунктир) вообще не смещены относительно сейсмофокальной в рамках того же каталога. Заметим, что часть аномальных землетрясений из Камчатского каталога являются слабыми и не имеют аналога в мировых каталогах.

К повторной обработке были приняты все аномальные события из Камчатского каталога, а также часть гипоцентров, занимавших промежуточное положение, то есть слабо смещенных на северо-запад относительно основной сейсмофокальной зоны. Всего переопределены гипоцентры для 115 землетрясение за период 1965–2009 гг. Повторная обработка исходных сейсмограмм не проводилась, использовались только ранее снятые времена вступлений волн. Во всех случаях выбиралось только формально лучшее решение, однако в процессе расчета допускалось исключение одной-двух фаз с наиболее крупными невязками. Кроме того, учитывая, что все обработанные землетрясения глубокие, при подборе наилучшего решения допускались вариации отношения скоростей продольных и поперечных волн в пределах до 1.82.

Результаты пересчета гипоцентров представлены на рис. 2. Большинство новых решений смещено относительно старых к юго-востоку и на большие глубины. При этом новые гипоцентры значительно лучше соответствуют общей форме сейсмофокальной зоны, фактически уже не являясь "аномальными". Для 13 землетрясений (из 115) новый расчет оказался "хуже" старого, то есть гипоцентры либо сместились еще сильнее к северо-западу (эти исключения легко увидеть в левых частях карты и разреза рис. 2) либо оказались близки к старым.



Рис. 2. Переопределение гипоцентров для 115 землетрясения (1965–2009 гг.): а - смещения в плане новых оценок эпицентров относительно старых, b – смещения гипоцентров в проекции на вертикальный разрез, ортогональный простиранию сейсмофокальной зоны. Крупными кружками нанесены гипоцентры переопределенных землетрясений: темно-серые – данные Камчатского регионального каталога по состоянию на середину 2017 г., светло-серые – новые оценки (соединены линиями с соответствующими старыми оценками). Темные мелкие кружки – полные данные Камчатского регионального каталога

Рис. 3 демонстрирует общие причины неустойчивого определения координат гипоцентров для обсуждаемой области. На нем приведен типичный пример доверительной области решения. Одностороннее расположение станций сети приводит к тому, что пространственные доверительные области решений здесь сильно вытянуты и наклонены к юго-востоку. Реальная неопределенность

оценки положения гипоцентра в этом направлении составляет 200–300 км. При этом в пределах каждой доверительной области может присутствовать несколько локальных экстремумов близких по качеству. Поэтому небольшие ошибки в снятии времен вступлений могут приводить к "перескоку" гипоцентра на расстояние до ~200 км. В данном районе типичная форма доверительной области соответствует крупным смещениям гипоцентров на северо-запад и вверх относительно "правильных" положений в зоне субдукции.



Рис. 3. Пример доверительной области для оценки гипоцентра землетрясения 14 июля 1974 г. $K_{\rm S} = 11.3$. На карте (**a**) и разрезе (**b**) приведены соответствующие сечения пространственной доверительной области. Карта, разрез и обозначения гипоцентров соответствуют рис. 2. Доверительная область изображена в виде изолиний функции качества решения. В качестве функции качества использована оценка невязки времен пробега наблюденных Р и S волн для каждой точки пространства (пробного гипоцентра). Значения на изолиниях – оценки невязки в секундах. Красный эллипс на карте (**a**) аппроксимирует область невязок < 1.5 сек (в данном случае она соответствует 99% доверительной области). Гипоцентр и доверительная область рассчитаны по разным программам ("Gip" и "hmm" соответственно). Поэтому гипоцентр, немного не соответствует экстремуму функции качества

Заключение

Выяснилось, что основной причиной кажущегося смещения гипоцентров в сторону от основной сейсмофокальной зоны является многозначность решений для каждого из них. Для 102 из 115 повторно обработанных событий существует оценка положения гипоцентра, практически не уступающая по качеству предыдущей, но находящаяся вблизи зоны субдукции. После переопределения времен вступлений волн в окрестность зоны субдукции попало большинство главных решений для гипоцентров. Таким образом, с высокой вероятностью, существование отдельной зоны глубокой сейсмичности является артефактом.

В настоящее время все исправленные параметры 102 землетрясений внесены в Камчатский региональный каталог. Для остальных событий, в каталоге сохранены старые параметры.

Список литературы

1. Ландер А.В., Левина В.И. Систематические ошибки определения гипоцентров камчатских землетрясений – результат преломления волн на границах погружающейся плиты // Изменение окружающей среды и климата, природные и связанные с ними техногенные катастрофы. Т. 1: Сейсмические процессы и катастрофы. М., 2008. С. 117–126.

2. Ландер А.В. Исследование систематических ошибок определения гипоцентров землетрясений Камчатской региональной сейсмологической сетью. Отчет КФ ГС 2006 г., раздел 4.8.

3. USGS Earthquake Hazards Program. [Электронный ресурс]. URL: https://earthquake.usgs.gov

4. International Seismological Centre. [Электронный ресурс]. URL: http://www.isc.ac.uk

5. Единая информационная система сейсмологических данных КФ ФИЦ ЕГС РАН: [Электронный ресурс] // Камчатский филиал Федерального исследовательского центра "Единая геофизическая служба Российской академии наук". Петропавловск-Камчатский, 2000–2017. URL: http://www.emsd.ru/sdis

ОЦЕНКА УРОВНЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ РАЙОНА ЗЕЙСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА ПО ДАННЫМ МНОГОЛЕТНИХ НАБЛЮДЕНИЙ СФ ФИЦЕГСРАН

Лихачева О.Н., Коваленко Н.С., Фокина Т.А.

Сахалинский филиал ФИЦ ЕГС РАН, г. Южно-Сахалинск, likhacheva@seismo.sakhalin.ru

Введение

Сахалинский филиал ФИЦ ЕГС РАН проводит наблюдения за сейсмичностью Зейского приводохранилищного района (ЗПР), начиная со времени строительства Зейской ГЭС и заполнения водохранилища. Район условно ограничен параллелями 52° и 56° с.ш. и меридианами 124° и 134° в.д. и входит в зону ответственности СФ ФИЦ ЕГС РАН (регион Приамурье – Приморье [3]). Сеть станций, расположенных вокруг водохранилища («Зея», «Бомнак», «Кировский», «Октябрьское», «Экимчан»), до 2015 г. имела хорошие регистрационные возможности и вполне соответствовала задачам мониторинга ЗПР.

На станциях Зейского куста, расположенных в непосредственной близости от водохранилища («Бомнак», «Кировский», «Октябрьское»), до 2015 г. работали сейсмометры СКМ-3, которые имели хорошую чувствительность и без пропусков регистрировали события с $K_p \ge 7.5$, но не позволяли оперативно передавать и интегрировать данные в общую базу землетрясений СФ ФИЦ ЕГС РАН. В 2015 г. все аналоговые приборы на станциях были остановлены и заменены на цифровые. В результате перехода на цифровую регистрацию информация о землетрясениях Зейского приводохранилищного района стала поступать в РИОЦ «Южно-Сахалинск» оперативно, но количество землетрясений, регистрируемых станциями Зейского куста, уменьшилось в несколько раз (рис. 1), поскольку на станциях «Бомнак», «Кировский», «Октябрьское» были установлены регистраторы пониженной чувствительности (акселерометры) СМG-5TDE (других просто не было в наличии).



Рис. 1. Распределение числа землетрясений (1) и суммарной сейсмической энергии (2) в Зейском приводохранилищном районе по полугодиям 2010–2016 гг.

В сложившейся ситуации изучение слабой сейсмичности Зейского приводохранилищного района (что необходимо, в частности, для прогнозных задач), стало невозможным, и на первый план вышла практическая задача качественной оценки уровня сейсмической активности региона по имеющимся данным за текущий период. Уменьшение числа регистрируемых землетрясений почти не влияет на величину суммарной сейсмической энергии (рис. 1), так как энергия слабых землетрясений на несколько порядков меньше, чем сильных, и вклад ее в суммарную энергию за некоторый интервал времени не существенен (около 2%, как следует из оценок, приведенных в работе [2]).

В настоящее время станциями Зейского куста без пропусков регистрируются землетрясения с $K_p \ge 8.5$, поэтому единственным способом оценить уровень сейсмичности района является использование функций, связанных с суммарной сейсмической энергией.

Для оценки уровня сейсмической активности Зейского приводохранилищного региона использовалась методика СОУС'09 (статистическая оценка уровня сейсмичности), предложенная в работе [1].

Сейсмологические данные и методика работы

В основе метода СОУС'09 лежит построение эмпирической функции распределения десятичного логарифма суммарной сейсмической энергии, выделившейся в пределах данного региона за заданные интервалы времени [1]:

 $F(K) = P(\lg E \le K)$, где F — эмпирическая функция распределения, E — суммарная сейсмическая энергия в Дж, выделившаяся за заданный промежуток времени.

Для расчетов функций распределения lg E использовались каталоги землетрясений Зейского приводохранилищного района за 2000–2014 гг. Функции строились для интервалов 7 суток, 15 суток, 1 месяц, 3 месяца, 6 месяцев и 1 год. Функции распределения, построенные по интервалам менее 1 месяца, для дальнейшей работы не использовались, поскольку в настоящее время число землетрясений, попадающих в каталоги ЗПР в течение 1–2 недель, чрезвычайно мало (в среднем 1–2 события), поскольку слабые землетрясения практически не регистрируются.

Таким образом, для задачи сейсмического мониторинга ЗПР, в качестве базового промежутка времени для подсчета суммарной сейсмической энергии был выбран один месяц. Функции распределения месячной сейсмической энергии, построенные по каталогам за 3 года, 10 и 15 лет, отличались незначительно (рис. 2). Кроме того, мониторинг ежемесячной сейсмической энергии позволяет отслеживать внутригодовые изменения сейсмической обстановки в районе Зейской ГЭС.



Рис. 2. Функции распределения lg *E*, рассчитанные по каталогам ЗВР за 2000-2014, 2000-2009 и 2006-2008 гг.

Результаты

В качестве рабочей использовалась осредненная функция распределения суммарной сейсмической энергии, выделившейся в течение месяца на территории ЗПР. Уровень сейсмичности определялся по шкале, предложенной в работе [1], кроме того, были определены квантили функции распределения lg *E*, соответствующие градациям шкалы СОУС'09 (табл. 1). Таким образом, уровень сейсмической активности района оценивался непосредственно по значению суммарной сейсмической энергии, выделившейся на территории ЗПР в течение месяца.

Таблица 1. Шкала уровня сейсмичности СОУС'09 и соответствующие значения десятичного логарифма месячной сейсмической энергии Зейского приводохранилищного района

Градации уровня сейсмичности, основные	Градации уровня сейсмичности, дополнительные	Значения функции распределения F(lgE, Дж)	Квантили функции распределения lg <i>E</i> 1 мес
Экстремально низкий		F < 0.005	$\lg E < 7.95$
Низкий		0.005 < F < 0.025	$7.95 < \lg E < 8.20$
	Фоновый пониженный	0.025 < <i>F</i> < 0.15	$8.20 < \lg E < 8.92$
Фоновый	Фоновый средний	0.15 < <i>F</i> < 0.85	$8.92 < \lg E < 10.69$
	Фоновый повышенный	0.85 < F < 0.975	10.69 < lg <i>E</i> <12.45
Высокий		0.975 < F < 0.995	$12.45 < \lg E < 13.82$
Экстремально высокий		F > 0.995	$\lg E > 13.82$

Рассчитанная для ЗПР функция распределения $\lg E$ и, соответственно, данные таблицы 1 были использованы для анализа сейсмичности района в 2015 и 2016 гг., то есть за то время, когда регистрационные возможности сейсмической сети значительно снизились. В течение этих двух лет были месяцы, в течение которых не зарегистрировано ни одного землетрясения.

По каталогам землетрясений ЗПР за 2015–2016 гг. рассчитаны ежемесячные значения суммарной энергии и определен уровень текущей сейсмичности в соответствии со шкалой СОУС'09. Результаты представлены в табл. 2 и на рис. 3.

Таблица 2. Изменение уровня сейсмической активности ЗПР в течение 2015–2016 гг.

Год, месяц	lg E	Уровень сейсмичности				
2015.01	10.68	Фоновый средний				
2015.02	9.74	Фоновый средний				
2015.03	9.92	Фоновый средний				
2015.04	11.46	Фоновый ПОВЫШЕННЫЙ				
2015.05	9.65	Фоновый средний				
2015.06	10.16	Фоновый средний				
2015.07	11.53	Фоновый ПОВЫШЕННЫЙ				
2015.08	9.66	Фоновый средний				
2015.09	10.10	Фоновый средний				
2015.10	11.00	Фоновый ПОВЫШЕННЫЙ				
2015.11		Экстремально низкий				
2015.12	8.70	Фоновый пониженный				
2016.01	8.81	Фоновый пониженный				
2016.02	8.56	Фоновый пониженный				
2016.03	12.91	ВЫСОКИЙ				
2016.04	9.22	Фоновый средний				
2016.05	9.45	Фоновый средний				
2016.06		Экстремально низкий				
2016.07	8.68	Фоновый пониженный				
2016.08	7.80	Экстремально низкий				
2016.09	12.60	ВЫСОКИЙ				
2016.10	7.84	Экстремально низкий				
2016.11		Экстремально низкий				
2016.12	12.60	ВЫСОКИЙ				



Рис. 3. Осредненная функция распределения месячной сейсмической энергии для Зейского приводохранилищного района. Кружками отмечены значения, соответствующие различным месяцам 2015 (а) и 2016 (b) гг.

Видно, что в течение 2015 г. наблюдался в основном фоновый уровень сейсмичности, за исключением конца года, когда уровень стал экстремально низким (ноябрь) и фоновым пониженным (декабрь).

Иная картина наблюдалась в 2016 г., а именно – уровень сейсмической активности изменялся в течение года дважды от экстремально низкого до высокого и наоборот. Наглядно эти изменения представлены на рис. 4.



Рис. 4. Изменение lg *E* в течение 2015–2016 гг. Сплошными толстыми горизонтальными линиями отмечены границы основной шкалы уровня сейсмичности, пунктирными – границы дополнительной шкалы

Высокий уровень сейсмичности в марте 2016 г. предварялся экстремально низким уровнем в ноябре – декабре 2015 г. и фоновым пониженным уровнем в январе – феврале 2016 г. «Затишье» сменилось серией землетрясений с энергетическим классом Раутиан $7.2 \le K_P \le 12.9$, самое сильное из которых (19 марта в 10:55) ощущалось в эпицентральной зоне с интенсивностью сотрясений до 5 баллов. Эта серия землетрясений обусловила высокий уровень сейсмичности в марте 2016 г.

Примерно по такому же сценарию развивался процесс в июне – сентябре 2016 г.: в июне – августе наблюдалось «затишье» и затем в сентябре произошла серия землетрясений, четыре из которых имели класс Раутиан $8.4 \le K_P \le 12.6$, интенсивность сотрясений достигала 5 баллов.

Заключение

Полученные результаты показывают перспективность использования методики СОУС'09 для оценки уровня сейсмической активности территории Зейского приводохранилищного района, особенно в условиях недостаточных регистрационных возможностей наблюдательной сети.

В дальнейшем авторы планируют применить данную методику для поиска и анализа характерных особенностей изменения энергетических характеристик сейсмического процесса на территории ЗПР. Возможно, это позволит выявить определенные закономерности развития сейсмического процесса перед сильными землетрясениями.

Список литературы

1. Салтыков В.А. Формализованная оценка уровня сейсмичности на примере Камчатки и Байкальского региона // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Четвертой Международной сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, 2009. С. 178–182.

2. Салтыков В.А., Кравченко Н.М., Пойгина С.Г., Воропаев В.П. Оценка уровня сейсмической активности регионов России // Землетрясения России в 2015 году. Обнинск: ГС РАН, 2017. С. 74–80.

3. Фокина Т.А., Коваленко Н.С., Михайлов В.И., Левин Ю.Н., Лихачева О.Н. Приамурье и Приморье, Сахалин и Курило-Охотский регион // Землетрясения России в 2015 году. Обнинск: ГС РАН, 2017. С. 47–55.

ЦИКЛИЧЕСКИЕ ФЛУКТУАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ НА ЯПОНСКИХ ОСТРОВАХ

Любушин А.А.

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, lyubushin@yandex.ru

Введение

Одной из основных трудностей решения задачи прогноза момента времени сильного сейсмического события является наличие триггерного механизма генерирования землетрясения. Наличие накопленной тектонической энергии в большом объеме вещества земной коры необязательно влечет за собой сброс этой энергии в виде резкой сейсмической подвижки на границах блоков. Для возникновения «обычного» сейсмического события часто необходим какой-то внешний толчок малой энергии или триггер, который способен вывести систему блоков земной коры из равновесия и спровоцировать землетрясение. В настоящее время физическая природа триггеров является плохо изученной и, вероятнее всего, она так и не будет изученной до конца, именно как следствие того, что по определению, триггер является событием, имеющим малую энергию. Если подготовленное землетрясение не дождалось своего триггера, то накопленная энергия может «рассосаться» в виде серии плавных подвижек, которые часто называют «медленными» или «тихими» землетрясениями.

В связи с триггерным механизмом генерирования землетрясений перспективным представляется развитие методов, позволяющих косвенно оценить в скользящем временном окне процесс накопления тектонической энергии в некотором сейсмически активном регионе. При таком подходе те временные окна, которым соответствуют повышенные значения накопленной энергии, интерпретируются как интервалы времени повышенной сейсмической опасности. Ниже предлагается метод, основанный на кластерном анализе мульти-фрактальных и энтропийных свойств волновых форм низкочастотного сейсмического шума, регистрируемого на сети широкополосных сейсмических станций F-net на Японских островах.

Исходные данные

Источником данных является широкополосная сеть F-net в Японии. Она состоит из 83 станций и непрерывно функционирует начиная с 1997 г. по настоящее время. Данные этой сети свободно доступны по адресу http://www.fnet.bosai.go.jp/top.php?LANG=en. Скачивались данные вертикальных компонент с частотой дискретизации 1 Гц (LHZ-записи), которые потом приводились к шагу по времени 1 минута путем вычисления средних значений в последовательных временных интервалах длиной 60 значений.

Используемые свойства сейсмического шума

Пусть x(t) – конечная выборка некоторого случайного сигнала, t = 1, ..., N – индекс, нумерующий последовательные отсчеты (дискретное время). Определим нормализованную энтропию

конечной выборки формулой:
$$En = -\sum_{k=1}^{N} p_k \cdot \log(p_k) / \log(N)$$
, где $p_k = c_k^2 / \sum_{j=1}^{N} c_j^2$. Здесь $c_k, k = 1, N$

– коэффициенты ортогонального вейвлет-разложения с некоторым базисом. Ниже использовались 17 ортогональных вейвлетов Добеши: 10 обычных базисов с минимальным носителем с числом обнуляемых от 1 до 10 и 7 так называемых симлетов Добеши [15], с числом обнуляемых моментов от 4 до 10. Для каждого из базисов вычислялась нормализованная энтропия распределения квадратов коэффициентов (1) и находился базис, обеспечивающий минимум величине (1). Заметим, что в силу ортогональности вейвлет-преобразования сумма квадратов коэффициентов равна дисперсии (энергии) сигнала x(t). Таким образом, величина (1) вычисляет энтропию распределения энергии колебаний на различных пространственных и временных масштабах. По построению $0 \le En \le 1$. Статистика En использовалась в работах [6, 7, 12–14] при исследовании прогностических свойств сейсмического шума на Японских островах и на Камчатке.

Рассмотрим случайное колебание x(t) на интервале времени $[t - \delta/2, t + \delta/2]$ длиной δ с центром во временной точке t. Рассмотрим размах $\mu(t, \delta)$ случайного колебания на этом интервале,

то разницу максимальным минимальным есть между и значениям: $\max_{t-\delta/2 \le s \le t+\delta/2} x(s) - \min_{t-\delta/2 \le s \le t+\delta/2} x(s)$. Если устремить $\delta \to 0$, то $\mu(t,\delta)$ будет также $\mu(t,\delta) =$ стремиться к нулю, но здесь важна скорость этого убывания. Если скорость определяется законом $\delta^{h(t)}$: $\mu(t,\delta) \underset{\delta \to 0}{\square} \delta^{h(t)}$ или если существует предел $h(t) = \lim_{\delta \to 0} (\log(\mu(t,\delta))/\log(\delta))$, то величина h(t) называется экспонентой Гельдера-Липшица. Если величина h(t) не зависит от момента времени t: h(t) = const = H, то случайное колебание x(t) называется моно-фрактальным, а величина H – экспонентой Херста. Если же экспоненты Гельдера-Липшица h(t) различаются для разных моментов времени t, то случайное колебание называется мульти-фракталом и для него можно определить понятие спектра сингулярности $F(\alpha)$ [9]. Для этого выделим множество $C(\alpha)$ таких моментов времени t, которые имеют одно и то же значение α экспоненты Гельдера-Липшица: $h(t) = \alpha$. Множества $C(\alpha)$ существуют (то есть содержат какие-то элементы, не являются пустыми множествами) не для всех значений α , то есть существуют некоторые минимальное α_{\min} и максимальное α_{\max} , такие что лишь для $\alpha_{\min} < \alpha < \alpha_{\max}$ множества $C(\alpha)$ непустые. Мульти-фрактальный спектр сингулярности $F(\alpha)$ – это фрактальная размерность множества точек $C(\alpha)$. Параметр $\Delta \alpha = \alpha_{max} - \alpha_{min}$, называемый шириной носителя спектра сингулярности, является важной мульти-фрактальной характеристикой. Кроме того, значительный интерес представляет аргумент α^* , доставляющего максимум спектру сингулярности: $F(\alpha^*) = \max_{\alpha \in X} F(\alpha)$, называемый обобщенным показателем Херста. Максимум спектра сингулярности не может превосходить 1, $0 < F(\alpha^*) \le 1$, обычно $F(\alpha^*) = 1$. Для моно-фрактального сигнала $\Delta \alpha = 0$, $\alpha^* = H$. Ниже для оценки мульти-фрактальных характеристик сигналов использовался метод, основанный на анализе флуктуаций после устранения масштабно-зависимых трендов [1]. В работах [2-7, 12-14] мульти-фрактальные параметры $\Delta \alpha$, α^* и α_{\min} были использованы при оценке сейсмической опасности по свойствам сейсмического шума в Японии и на Камчатке.

На рис. 1 представлены графики медиан (вычисленных по всем станциям сети F-net) ежесуточных характеристик шумов $\Delta \alpha$, α^* , α_{\min} и *En* вместе с графиками их скользящих средних во временном окне длиной 57 суток для интервала времени с начала 1997 г. по 31 июля 2017 г.



Рис. 1. Графики ежесуточных медиан используемых свойств сейсмического шума (серые линии) и их скользящие средние в окне длиной 57 суток (черные линии) для интервала времени 01.01.1997–31.07.2017 гг.

Кластерный анализ свойств сейсмического шума

Обозначим через $\vec{\xi}^{(t)} = (\Delta \alpha, \alpha^*, \alpha_{\min}, En)_t$ 4-мерный вектор ежесуточных медианных значений анализируемых свойств сейсмического шума, где t = 1, ..., 7517 – дискретный временной индекс, нумерующий последовательные сутки в диапазоне 01.01.1997–31.07.2017 гг. Рассмотрим временные окна длиной 365 суток (1 год), взятые со смещением 3 суток и для каждого временного окна осуществим кластерный анализ облака, состоящего из L = 365 4-мерных векторов $\vec{\xi}^{(t)}$,

принадлежащих текущему временному окну. Перед операцией кластерного анализа проведем нормализацию и винзоризацию [10] компонент вектора $\vec{\xi}^{(t)}$. Пусть $\xi_k^{(t)}$ – скалярные компоненты вектора $\vec{\xi}^{(t)}$, k = 1, ..., 4, и пусть $\overline{\xi}_k = \frac{1}{L} \sum_{t=1}^{L} \xi_k^{(t)}$, $\sigma_k^2 = \frac{1}{(L-1)} \sum_{t=1}^{L} (\xi_k^{(t)} - \overline{\xi}_k)^2$ – выборочные оценки среднего значения и дисперсии каждой скалярной компоненты в текущем временном окне. Реализуем в каждом окне итерационную процедуру перехода от $\xi_k^{(t)}$ к величинам $\zeta_k^{(t)} = (\xi_k^{(t)} - \overline{\xi}_k)/\sigma_k$ и срезки значений $\zeta_k^{(t)}$ выходящих за пределы $\pm 3\sigma_k$, то есть для каждой итерации если $\zeta_k^{(t)} > 3\sigma_k$, то полагается $\zeta_k^{(t)} = 3\sigma_k$, а если $\zeta_k^{(t)} < -3\sigma_k$, то $\zeta_k^{(t)} = -3\sigma_k$. Эти итерации останавливаются, если значения величин $\overline{\xi}_k$ и σ_k стабилизируются и становятся равными $\overline{\xi}_k = 0$, $\sigma_k = 1$. После этих предварительных операций в каждом временном окне образуется облако, состоящее из L 4-мерных векторов $\vec{\zeta}^{(t)}$.

Следующим шагом в кластерном анализе является переход от 4-мерных векторов $\vec{\zeta}^{(t)}$ к 3-мерным векторам $\vec{\psi}^{(t)}$, состоящих из первых 3-х главных компонент [8] векторов $\vec{\zeta}^{(t)}$. Для этого в каждом окне вычисляется ковариационная матрица размером 4×4 с элементами $R_{kj} = \frac{1}{L} \sum_{t=1}^{L} \zeta_k^{(t)} \zeta_j^{(t)}$ k, j = 1, ..., 4. Пусть λ_k – собственные числа матрицы (R_{kj}) , упорядоченные по убыванию: $\lambda_1 \ge \lambda_2 \ge \lambda_3 \ge \lambda_4$ и пусть (η_{kj}) – матрица размером 4×4, столбцы которой представляют собой собственные векторы матрицы (R_{kj}) , соответствующие собственным числам λ_k . Скалярные составляющие вектора $\vec{\psi}^{(t)}$ первых 3-х главных компонент являются проекциями вектора $\vec{\zeta}^{(t)}$ на собственные вектора ковариационной матрицы (R_{kj}) , соответствующие первым 3-м максимальным собственные числам: $\psi_a^{(t)} = \sum_{k=1}^4 \eta_{ka} \cdot \zeta_k^{(t)}$, a = 1, 2, 3.

Разобьем облако 3-мерных векторов $\vec{\psi}^{(t)}$ на заданное пробное число q кластеров, используя метод k-средних [8]. Обозначим через $\Gamma_r, r = 1, ..., q$ кластеры и пусть $\vec{z}_r = \sum_{\vec{\psi} \in \Gamma_r} \vec{\psi} / n_r$ – векторы центров кластеров Γ_r , n_r – число векторов, принадлежащих кластеру Γ_r , $\sum_{r=1}^q n_r = L$. Вектор $\vec{\psi}^{(t)} \in \Gamma_r$ если расстояние $|\vec{\psi}^{(t)} - \vec{z}_r|$ минимально для всех положений центров кластеров. Процедура k-средних минимизирует сумму квадратов всех внутри-кластерных расстояний $S(\vec{z}_1,...,\vec{z}_q) = \sum_{r=1}^q \sum_{\vec{\psi} \in \Gamma} |\vec{\psi} - \vec{z}_r|^2$ по отношению к положениям центров кластеров \vec{z}_r .

Пусть $J(q) = \min_{\vec{z}_1,...,\vec{z}_q} S(\vec{z}_1,...,\vec{z}_q)$. Мы использовали пробное число кластеров в диапазоне $2 \le q \le 40$. Наилучшее число кластеров q^* определялось из условия максимума псевдо-F-статистики q

[16]:
$$PFS(q) = \sigma_1^2(q) / \sigma_0^2(q) \to \max_{2 \le q \le 40}$$
, rge $\sigma_0^2(q) = J(q) / (L-q)$, $\sigma_1^2(q) = \sum_{r=1}^{1} v_r \cdot |\vec{z}_r - \vec{z}_0|^2$,

 $v_r = n_r/L$, $\vec{z}_0 = \sum_{t=1}^{L} \vec{\psi}^{(t)}/L$. Однако правило *PFS* \rightarrow max не работает, если необходимо различить случаи $q^* = 1$ и $q^* = 2$ поскольку величина $\sigma_1^2(q)$ не определена при q = 1. Величина $\sigma_0^2(q)$ монотонно возрастает при уменьшении q причем обычно зависимость $\log(\sigma_0^2(q))$ от $\log(q)$ близка к линейной, то есть $\sigma_0^2(q) \square q^{-\mu}$. В кластерном анализе известно т.н. «правило локтя» [11], согласно которому оптимальное число кластеров можно определить по точке излома функции $\sigma_0^2(q)$ при $q = q^*$: при уменьшении q величина $\sigma_0^2(q)$ возрастает быстрее для $q < q^*$ чем при $q > q^*$. Обозначим $\delta(q)$ отклонение зависимости $\log(\sigma_0^2(q))$ от $\log(q)$, определенной путем подгонки

линейного закона: $\log(\sigma_0^2(q)) = b \cdot \log(q) + c + \delta(q)$, где коэффициенты (b, c) определяются методом наименьших квадратов $\sum_{q=1}^{40} \delta^2(q) \rightarrow \min_{b,c}$. Будем считать точку q = 2 точкой излома зависимости $\sigma_0^2(q)$ если $\delta(1)$ превышает все значения $\delta(q)$ для $q \ge 2$.

Пусть $q_0 = \underset{2 \le q \le 40}{\operatorname{arg\,max}} PFS(q)$. Определим оптимальное число кластеров q^* по правилу [4, 13]:

(если $q_0 > 2$, то $q^* = q_0$; иначе, если $\delta(1) / \max_{2 \le q \le 40} \delta(q) \le 1$, то $q^* = 1$; иначе $q^* = 2$).



Рис. 2. (а) – зависимость наилучшего числа кластеров в зависимости от положения правого конца скользящего временного окна, стрелкой указан момент времени мега-землетрясения 11.03.2011; (б) – диаграмма изменчивости величины *PFS* в зависимости от положения правого конца временного окна и пробного числа кластеров от 2 до 40; (в) – зависимость среднего значения статистики *PFS* от положения правого конца временного окна; (г) – последовательность сейсмических событий $M \ge 7$ в прямоугольной области ($28^{\circ}N$ – $48^{\circ}N$) × ($128^{\circ}E$ – $156^{\circ}E$)

На рис. 2(а) представлен график эволюции наилучшего числа кластеров q^* в зависимости от положения правого конца скользящего временного окна длиной 1 год. Рис. 2(б) представляет 2-мерную диаграмму зависимости PFS(q) от пробного числа кластеров q и положения правого конца временного окна, которая по внешнему виду аналогична спектрально-временным диаграммам. Из рис. 2(а) следует, что величина q^* перед мега-землетрясением Тохоку 11.03.2011 демонстрирует хаотический режим изменений со скачками от минимальных значений до максимальных на интервале времени длиной около 1 года до события, причем, как видно из рис.2(б), этот интервал времени характеризуется повышенными значениями PFS(q). На рис. 2(в) представлен график средних значений $\overline{P} = \sum_{q=2}^{40} PFS(q)/39$ псевдо-F-статистики в каждом временном окне в зависимости от положения правого конца окна. Эта зависимость демонстрирует довольно сильно выраженную 2-годовую периодичность, которая установилась начиная с 2003 г. с положительным трендом

увеличения среднего значения PFS(q). Наконец, на рис. 2(г) изображена последовательность сильных сейсмических событий с магнитудой не менее 7 в окрестности Японских островов.

Заключение

Наша гипотеза заключается в том, что карты псевдо-F-статистики, которые являются побочным продуктом процедуры кластерного анализа мульти-фрактальных свойств и энтропии сейсмического шума в скользящем временном окне, подобные представленным на рис. 2 (а, б, в), отражают естественные флуктуации сейсмической опасности в достаточно большом сейсмоактивном регионе. Основой для этой гипотезы является сравнение рис. 2 (а, б, в) с рис. 2 (г), представляющего последовательность сильных сейсмических событий $M \ge 7$ в прямоугольной окрестности Японских островов $(28^{\circ}N-48^{\circ}N) \times (128^{\circ}E-156^{\circ}E)$. С точки зрения предлагаемой гипотезы для Японии с 2003 г. установился режим естественных флуктуаций сейсмической опасности с периодом около 2 лет.

В частности предыдущий 2-годовой цикл повышенных значений как q^* так и PFS(q) предшествовал последнему сильному землетрясению Кумамото 14.04.2016, M = 7 на юге Японии с эпицентром ($32.78^\circ N$, $130.72^\circ E$).

Отсюда следует, что следующий 2018 год будет годом повышенной опасности для Японии, поскольку возобновился режим хаотических флуктуаций q^* (рис. 2(a)) и среднее значение псевдо-F-статистики вновь начало расти (рис. 2(в)).

Следует также обратить внимание на общий рост среднего значения PFS(q) (рис.2 (в)), который может отражать подготовку нового мега-землетрясения в Японии в желобе Нанкай [13].

Список литературы

1. *Любушин А.А*. Анализ данных систем геофизического и экологического мониторинга. М.: Наука, 2007. 228 с.

2. Любушин А.А. Тренды и ритмы синхронизации мультифрактальных параметров поля низкочастотных микросейсм // Физика Земли. 2009. № 5. С. 15–28.

3. *Любушин А.А*. Статистики временных фрагментов низкочастотных микросейсм: их тренды и синхронизация // Физика Земли. 2010. № 6. С. 86–96.

4. *Любушин А.А*. Кластерный анализ свойств низкочастотного микросейсмического шума // Физика Земли. 2011. № 6. С. 26–34.

5. Любушин А.А. Прогноз Великого Японского землетрясения // Природа. 2012. № 8. С. 23–33.

6. Любушин А.А., Копылова Г.Н., Касимова В.А., Таранова Л.Н. О свойствах поля низкочастотных шумов, зарегистрированных на Камчатской сети широкополосных сейсмических станций // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2015. № 2. Вып. 26. С. 20–36.

7. *Любушин А.А*. Прогностические свойства случайных флуктуаций геофизических характеристик // Биосфера. 2014. № 4. С. 319–338.

8. *Duda R.O., P.E. Hart, and D.G. Stork.* Pattern Classification. 2000. Wiley-Interscience Publication. 680 p. 9. *Feder J.* Fractals. New York, London: Plenum Press, 1988. 284 p.

10. Huber P.J. and E.M. Ronchetti. Robust Statistics, 2nd Edition. John Wiley & Sons, Inc. 2009. 354 p.

11. Ketchen D.J., Jr; Shook C.L. The application of cluster analysis in Strategic Management Research: An analysis and critique // Strategic Management Journal. 1996. Vol. 17. № 6. P. 441–458.

12. *Lyubushin, A.* Prognostic properties of low-frequency seismic noise // Natural Science. 2012. Vol. 4. P. 659–666. doi: 10.4236/ns.2012.428087.

13. Lyubushin, A. How soon would the next mega-earthquake occur in Japan? // Natural Science. 2013. Vol. 5. № 8A1. P. 1–7. doi: 10.4236/ns.2013.58A1001.

14. *Lyubushin A.A.* Dynamic estimate of seismic danger based on multifractal properties of low-frequency seismic noise // Natural Hazards. 2014. Vol. 70. № 1. P. 471–483. doi: 10.1007/s11069-013-0823-7.

15. *Mallat, S.* A wavelet tour of signal processing. San Diego, London, Boston, N.Y., Sydney, Tokyo, Toronto: Academic Press, 1998. 577 p.

16. Vogel M.A., Wong A.K.C. PFS Clustering Method // IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence. 1979. 1. № 3. P. 237–245. doi: 10.1109/TPAMI.1979.4766919.

УДАРНАЯ ВОЛНА, КАК НАИБОЛЕЕ ВЕРОЯТНАЯ ПРИЧИНА АНОМАЛЬНО ВЫСОКИХ УСКОРЕНИЙ, ЗАРЕГИСТРИРОВАННЫХ ПРИ *М*9.0 ЗЕМЛЕТРЯСЕНИИ ТОХОКУ 11 МАРТА 2011 г.

Павленко О.В.

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, olga@ifz.ru

При землетрясении Тохоку ($M_W = 9.0$) 19 станций сильных движений Японии зарегистрировали аномально высокие ускорения > 1g, максимальное ~3g. По записям вертикальных групп KiK-net изучено поведение грунтов при землетрясении и выявлено их «атипичное» поведение: вместо падения модулей сдвига, как обычно наблюдается при сильных движениях, модули сдвига в грунтовых слоях возрастали, показывая упрочнение грунта, и достигали максимумов в моменты наибольшей интенсивности сильных движений, затем снижались. Мы можем объяснить это, предположив, что грунты подвергаются некоторому дополнительному сжатию, вызванному определенным фактором. Наблюдаемые изменения форм акселерограмм землетрясения с удалением от очага: снижение продолжительности и возрастание интенсивности сильных движений – приводят к выводу, что при землетрясении Тохоку образовалась ударная волна, которая сжала грунты и привела к наблюдаемым аномально высоким пиковым ускорениям на поверхности.

Введение

Землетрясение Тохоку с моментной магнитудой $M_W = 9.0$, происшедшее 11 марта 2011 г., относится к крупнейшим землетрясениям субдукционного типа. При этом землетрясении 19 станций сильных движений Японии K-NET и KiK-net зарегистрировали аномально высокие пиковые ускорения (PGA) > 1g (максимальное ~3g). Многочисленные записи сильных движений, полученные при землетрясении Тохоку, могут помочь понять механизмы возникновения аномально высоких PGA при сильных землетрясениях. Распределение PGA в приразломных зонах землетрясения показано на рис. 1. Изолиниями показаны подвижки на разломной плоскости землетрясения, в соответствии с «общей моделью» Коketsu et al. [8], полученной как результат тройной инверсии телесейсмических данных, данных по сильным движениям и геодезических GPS данных, с 17%-м превышением веса данных по сильным движениям. В центре подвижки максимальны и достигают ~36 м, а к окраинам они спадают до нуля.

Методика исследований и результаты

Для исследования механизмов возникновения аномально высоких PGA прежде всего по записям станций (вертикальных групп) КіК-net изучено поведение грунтов на станциях в приразломных зонах землетрясения. Станции KiK-net состоят из 2-х акселерометров, один из которых установлен на поверхности, а другой на глубине ~100 или 200 м (иногда ~300 м и больше). Одновременные записи двух приборов позволяют нам смоделировать поведение грунтовых слоев при сильных движениях от поверхности до глубины установки заглубленного прибора. Такие модели поведения грунтов (т.е. вертикальные распределения напряжений и деформаций, вызванных сильными движениями в грунтовых слоях) построены для станций KiK-net в приразломных зонах землетрясения Тохоку. Использован метод, разработанный автором [9] и ранее примененный для изучения поведения грунтов при прошлых сильных землетрясениях Японии: 1995 г. в Кобе (*M*_W = 6.8), 2000 г. в Тоттори (*M*_W = 6.7) (Япония) и 1999 г. в Чи-Чи (Тайвань) (*M*_W = 7.6) [9–11]. Записи заглубленного прибора используются как входной сигнал, и рассчитывается распространение этого сигнала вверх к поверхности. Методом перебора находятся нелинейные зависимости напряжение – деформация в грунтовых слоях, дающие наилучшее соответствие наблюдениям на поверхности. Для прослеживания временных изменений в поведении грунтов записи делятся на интервалы ~1.5 с и больше, и вычисления ведутся последовательно в каждом интервале. В результате акселерограммы на ΜЫ получаем смоделированные поверхности, аппроксимирующие зарегистрированные, и соответствующие им вертикальные распределения напряжений и деформаций в грунтовых слоях, изменяющиеся во времени (рис. 2).

Модели поведения грунтов построены для 55-ти ближайших к очагу станций KiK-net, зарегистрировавших максимальные ускорения. Эти модели показывают, что практически на всех этих станциях грунты вели себя «атипично»: вместо существенно нелинейного поведения мягких

грунтов и падения с началом сильных движений и восстановления по окончании сильных движений модулей сдвига в грунтовых слоях, как это обычно наблюдается при нагружении грунтов и как наблюдалось при прошлых сильных землетрясениях, при землетрясении Тохоку поведение грунтов было преимущественно близким к линейному. Модули сдвига в грунтовых слоях возрастали при сильных движениях, показывая упрочнение грунта, и достигали максимумов в моменты наибольшей интенсивности сильных движений, затем снижались со снижением интенсивности сильных движений (рис. 2).



Рис. 1. Распределение PGA, зарегистрированных при землетрясении Тохоку (данные NIED), расположения эпицентра основного толчка (звездочка), афтершоков (кружки) ($M_W > 3$), зарегистрированных в течение 24-х часов после основного толчка, и станций KiK-net (треугольники). Контурные линии показывают распределение подвижек (в м, согласно «общей модели» Koketsu et al. [8]). Толстая пунктирная линия – горизонтальная проекция сегмента разлома, обсуждаемого в тексте

Грунтовый профиль станции TCGH16 приведен справа на рис. 2: $V_{\rm S} \sim 80$ м/с в верхних 4 м, $V_{\rm S} \sim 160$ м/с в подстилающих 4 м и $V_{\rm S} \sim 280$ м/с в нижележащих 10 м. Лишь на глубине ~18 м $V_{\rm S}$ возрастает до ~400 м/с. Однако в этих мягких грунтах мы не наблюдаем «традиционного» падения модулей сдвига при сильных движениях и существенной нелинейности поведения грунта. Подобное поведение грунта, близкое к линейному, с упрочнением в моменты наибольшей интенсивности сильных движений, наблюдалось на большинстве изученных станций, при разных грунтовых условиях.

На станциях с мягкими грунтами (TCGH16, IBRH11 и др.) снижение модулей сдвига сопровождалось ступенчатым снижением преобладающих частот колебаний (на горизонтальных компонентах). На станциях TCGH16 и IBRH11 частота сильных движений снизилась с ~4 Гц до ~2–3 Гц (рис. 3). Это же отмечено и для многих станций К-NET с мягкими приповерхностными грунтами [1]. Частота ~4 Гц кажется необычно высокой для колебаний слоев приповерхностных мягких грунтов при сильных движениях: по опыту прошлых землетрясений можно было ожидать существенно более низких частот колебаний на мягких грунтах.



Рис. 2. Акселерограммы основного толчка землетрясения Тохоку на станции TCGH16, компонента EW, зарегистрированная (1) и смоделированная (2), и найденные зависимости напряжение-деформация в грунтовых слоях (напряжения в Па, деформации в отн. ед.), изменяющиеся во времени в продолжение сильных движений

Обсуждение результатов и заключение

Мы можем понять и объяснить такое «нетипичное» поведение грунтов, если предположить присутствие некоторого действующего на грунты дополнительного сжатия, в результате которого грунт уплотняется и ведет себя более линейно при сильных движениях. Это уплотнение грунта очевидно также вызывает повышенное усиление сейсмических волн в грунтовых слоях при основном толчке землетрясения Тохоку по сравнению со слабыми движениями (например, последующими афтершоками), что отмечалось многими исследователями [6, 7]. Это повышенное усиление очевидно внесло свой вклад в возникновение аномально высоких PGA при землетрясении Тохоку.

Физическим механизмом, создающим дополнительное сжатие, упрочнившее грунты в приразломных зонах землетрясения Тохоку, могут быть ударные волны, образованные в очаге землетрясения. В последние годы появилась серия публикаций, где сейсмологи обсуждают образование ударных волн вследствие сверхбыстрого (быстрее скорости *S*-волн) распространения трещины в очаге [2, 4, 5, 14].



Рис. 3. Акселерограммы и CBAH-диаграммы записей землетрясения Тохоку на станциях TCGH16 и IBRH11, компонента EW. На компонентах NS видны аналогичные эффекты

Возможность распространения трещин со скоростью выше скорости S-волн теоретически показана в 1970-х. Было показано, что трещина может распространяться либо со скоростью ниже Релеевской ($V < V_R$), либо с межзвуковой скоростью ($V_S < V < V_P$), в зависимости от связующих свойств разлома, хотя распространение трещины с межзвуковой скоростью нестабильно. С тех пор появляется все больше наблюдений распространения трещины с межзвуковыми скоростями. При некоторых сильных землетрясениях скорость распространения разрыва локально превышает скорость поперечных волн на некоторых участках разлома, и генерируются конические фронты ударных волн (волн Маха). Такие явления наблюдались при землетрясениях 1999 г. в Турции [2], при Куньлуньшаньском землетрясении 2001 г. [3, 12], при землетрясении Кококсили (Тибет) 2001 г. [13], и 2002 г. в Денали (Аляска) [5], и при M_W 6.7 афтершоке Охотоморского землетрясения 2013 г. [15]. Также было показано, что субдукционные землетрясения с очень длинной разломной плоскостью, такие как Суматранское землетрясение, могут иметь очень протяженный фронт разрыва на котором в принципе могут достигаться такие же высокие скорости распространения трещину, как при Куньлуньшаньском землетрясении [12]. Сверхбыстрое распространение трещины обычно сопровождается значительным ростом пиковых ускорений на фронтах Маха, и это очень важно для оценки сейсмической опасности [4].

Если ударная волна возникла в очаге при землетрясении Тохоку, ее можно проследить по формам акселерограмм, изучая их изменения с удалением от очага. Формы акселерограмм землетрясения Тохоку изучены по записям станций KiK-net, расположенных в узких секторах в различных азимутах относительно очага. Для минимизации локальных эффектов использовались записи заглубленных датчиков. Заметные изменения форм акселерограмм с удалением от очага наблюдались в юго-западном направлении (сектор на рис. 1), на станциях, зарегистрировавших наиболее высокие PGA (рис. 3); станции расположены на эпицентральных расстояниях 178–316 км.

Из рисунка видно, что с удалением от очага интенсивность сильных движений и PGA заметно не снижаются до ~300 км, тогда как существенно уменьшается продолжительность сильных движений. На расстояниях ~270–310 км (на станциях FKSH10, TCGH10, TCGH16 и IBRH11) она минимальна, при этом PGA возрастают. При дальнейшем увеличении расстояния PGA и интенсивность сильных движений резко падают. Эти изменения форм акселерограмм землетрясения Тохоку с удалением от очага очевидно подтверждают наше предположение об образовании ударных волн при распространении трещины по разломной плоскости землетрясения.

В случае распространения трещины с межзвуковой скоростью ударные волны образуются за счет того, что расстояния между станциями и концом бегущей трещины уменьшаются быстрее, чем распространяются *S*-волны, так что волны, излученные бегущей трещиной в течение некоторых

достаточно длительных промежутков времени, приходят к станциям в меньшие промежутки времени и накладываются друг на друга; возникает конструктивная интерференция и ударная волна.

При землетрясении Тохоку механизм образования ударных волн очевидно был аналогичным. Простые расчеты показывают, что конструктивная интерференция сейсмических волн могла иметь место на некоторых станциях при землетрясении Тохоку при данной ориентации и размерах разломной плоскости. Однако скорость распространения трещины была не обязательно межзвуковой, а могла иметь обычные до-Релеевские значения (0.7–0.9 V_S).

Для станций, расположенных дальше от эпицентра (FKSH10, TCGH10, TCGH16, IBRH11) расстояние между станциями и концом бегущей трещины уменьшалось быстрее, чем распространялись S-волны, так что волны, излученные бегущей трещиной в течение некоторых промежутков времени, пришли к станциям в меньшие промежутки времени. Поэтому произошло наложение волн и конструктивная интерференция, образование ударных волн и рост PGA. Для более близких к очагу станций (FKSH20, FKSH14) расстояние от конца трещины до станций уменьшалось не так быстро, поскольку оно это расстояние существенно зависит от глубины, на которой проходит трещина. Сейсмические волны приходят к станциям в обычном порядке, и ударные волны не образуются.

Очевидно так можно объяснить возникновение аномально высоких ускорений на станциях KiK-net в южной части острова Хонсю FKSH10, TCGH10, TCGH16, IBRH11: конструктивная интерференция сейсмических волн на станциях, расположенных на удалениях от очага ~270–310 км, приводит к усилению сильных движений в основаниях грунтовых толщ. Затем воздействие самой ударной волны на грунтовые толщи приводит к упрочнению грунта, возрастанию усиления сейсмических волн в грунтах и аномально высоким PGA на этих станциях.

Таким образом, аномально высокие ускорения, наблюдавшиеся при землетрясении Тохоку, очевидно являются следствием комбинации этих механизмов, вызванных действием ударной волны.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 17-05-01143 «Механизмы возникновения аномально высоких ускорений при сильных землетрясениях».

Список литературы

1. Bonilla L.F. et al., Nonlinear site response evidence of K-NET and KiK-net records // Earth Planet. Space. 2011. 63. P. 785–789.

2. Bouchon M. et al., How Fast is Rupture during an Earthquake? New Insights from the 1999 Turkey Earthquakes // Geoph. Res. Let. 2001. 28. P. 2723–2726.

3. Bouchon M., Vallée M., Observation of Long Supershear Rupture During the Magnitude 8.1 Kunlunshan Earthquake // Science. 2003. 301. P. 824–826.

4. Dunham E. M., Bhat H.S., Attenuation of radiated ground motion and stresses from three-dimensional supershear ruptures // Jour. Geoph. Res. 2008. 113. B08319. doi: 10.1029/2007JB005182.

5. *Ellsworth W.L. et al.*, Near-Field Ground Motion of the 2002 Denali Fault, Alaska, Earthquake Recorded at Pump Station 10 // Earth. Spectra. 2004. 20. P. 597–615.

6. Irikura K., Kurahashi S., paper presented at 15th World Conf. Earthquake Engineering, Lisbon, Portugal, 24–28 September 2012.

7. Kawase H. et al., paper presented at 4th IASPEI / IAEE International Symposium: Effects of Surface Geology on Seismic Motion August 23–26 2011.

8. *Koketsu K.Y. et al.*, A unified source model for the 2011 Tohoku earthquake // Earth Planet. Sci. Lett. 2011. 310. P. 480–487.

9. *Pavlenko O.V. and Irikura K.*, Estimation of nonlinear time-dependent soil behavior in strong ground motion based on vertical array data // Pure Appl. Geophys. 2003. 160. P. 2365–2379.

10. *Pavlenko O.V. and Irikura K.*, Nonlinear Behavior of Soils revealed from the Records of the 2000, Tottori, Japan, Earthquake at Stations of the Digital Strong-Motion Network Kik-Net // Bull. Seism. Soc. Am. 2006. 96. P. 2131–2145.

11. Pavlenko O.V., Characteristics of Soil Response in Near-Fault Zones During the 1999 Chi-Chi, Taiwan, Earthquake // Pure Appl. Geophys. 2008. 165. P. 1789–1812.

12. Robinson D.R., Brough C., Das S., The Mw 7.8, 2001 Kunlunshan earthquake: Extreme rupture speed variability and effect of fault geometry // Jour. Geoph. Res. 2006. 111. B08303. doi: 10.1029/2005JB004137.

13. Vallée M., Dunham E.M., Observation of far-field Mach waves generated by the 2001 Kokoxili supershear earthquake // Geop. Res. Let. 2012. 39. L05311. doi: 10.1029/2011GL050725.

14. *Walker K.T., Shearer P.M.,* Illuminating the near-sonic rupture velocities of the intracontinental Kokoxili Mw 7.8 and Denali fault Mw 7.9 strike-slip earthquakes with global P wave back projection imaging // Jour. Geoph. Res. 2009. 114. B02304. doi: 10.1029/2008 JB005738.

15. Zhan Z. et al., Supershear rupture in a Mw 6.7 aftershock of the 2013 Sea of Okhotsk earthquake // Science. 2013. 345. P. 204–207.

РАСЧЕТ ТЕНЗОРА СЕЙСМИЧЕСКОГО МОМЕНТА СЛАБЫХ КАМЧАТСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ: ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Павлов В.М., Абубакиров И.Р.

Камчатский филиал ФИЦ ЕГС РАН, г. Петропавловск-Камчатский, pvm@emsd.ru

Введение

В последние десятилетия отчетливо проявляется мировая тенденция использовать в качестве основной характеристики очагов землетрясений тензор сейсмического момента (TCM). TCM – объект, заключающий в себе характеристики очага в целом: а) его геометрию – ориентацию плоскости очага и направление подвижки (механизм) и б) его «силу» – скалярный сейсмический момент M_0 , по которому рассчитывается моментная магнитуда M_W [7]:

$$M_{\rm W} = (2/3) \cdot (\lg M_0 \, [\rm H \cdot M] - 9.1). \tag{1}$$

Для сильных камчатских землетрясений последних лет TCM и моментные магнитуды M_W приведены в глобальном каталоге GCMT (Global Centroid Moment Tensor), где для Камчатки нижний порог определения магнитуды составляет около $M_W = 4.9$.

Однако, в настоящее время опорной для регионального каталога [2] умеренных и слабых землетрясений Камчатки и Командорских островов являются магнитуда M_L , полученная пересчетом из энергетического класса $K_S = K_{S1.2}^{\phi 68}$, а механизмы рассчитываются по знакам первых вступлений объемных волн [1].

Развернутая в 2006–2010 гг. на Камчатке сеть цифровых приборов позволила получать оценки ТСМ по данным региональной сети с помощью широкополосных записей велосиграфов на основе методики, разработанной в Камчатском филиале Единой Геофизической Службы (КФ ЕГС). В статье [4] эта методика применена для сильных землетрясений. В данной работе методика адаптируется для землетрясений умеренной силы и слабых землетрясений Камчатки. Это позволяет понизить порог определения моментной магнитуды для Камчатки до $M_W = 3.5$, и делает возможным получение связи M_L и M_W для умеренных и слабых камчатских землетрясений. Наличие такой связи позволяет давать оценку для M_W для землетрясений прошлых лет.

Обработано 149 землетрясений в диапазоне $K_{\rm S} = 9.5 - 15.7$ ($M_{\rm W} = 3.5 - 7.2$), произошедших вблизи восточного побережья Камчатки в 2010–2014 гг. Для 56 землетрясений имеются оценки из каталога GCMT. Проведено сравнение этих оценок с оценками, полученными в данной работе.

Методика

Определение TCM по сейсмическим данным производится на основе инверсии широкополосных волновых форм с использованием синтетических сейсмограмм. Для относительно сильных землетрясений в рамках проекта GCMT ("The Global CMT Project") TCM определяется одновременно с пространственно-временным центроидом [5, 6] – векторной величиной, компонентами которой являются время в очаге и координаты эквивалентного точечного источника. Значения TCM и центроида определяются по критерию наилучшего согласия между наблюденными и синтезированными сейсмограммами – минимума невязки. Расчеты по этой методике публикуются близко к реальному времени в глобальном каталоге тензора момента центроида на сайте проекта (http://www.globalcmt.org/).

Методика, разработанная в КФ ЕГС [4] – аналог GCMT, характеризующийся следующими отличиями: 1) модель земли – плоскослоистое полупространство, а не шар; 2) из характеристик центроида определяется только глубина; эпицентр не разыскивается – его положение принимается по каталогу; 3) время в очаге не определяется – перед началом инверсии синтетические и наблюденные сейсмограммы совмещаются по вступлению продольных волн. Кроме того, в отличие от GCMT длительность процесса в очаге τ не назначается по корреляционной зависимости (τ , M_W), а рассчитывается перебором по критерию минимума невязки. Будем ссылаться на эту методику с помощью аббревиатуры RSMT (Regional seismic Moment Tensor – региональный тензор сейсмического момента).

Возможности региональной цифровой сети, установленной в 2006–2010 гг., в некоторых случаях, позволяют рассчитывать тензоры M_{RSMT} не только для сильных землетрясений, для которых имеются GCMT-решения, но и для умеренных и слабых землетрясений с $M_W = 3.5 \div 5.0$, для GCMT-решения отсутствуют.

Подготовка сейсмограмм для инверсии по методике включает: восстановление истинных смещений грунта и расчет радиальной и поперечной компонент. Положение эпицентра фиксируется по данным каталога. Далее путем перебора ищется оптимальный вариант для двух параметров: глубины и очаговой длительности. Необходимость подбора длительности связана с тем, что при анализе сильных землетрясений конечная длительность временной функции очага заметно влияет на форму синтетических сейсмограмм. Для слабых землетрясений длительность не варьировали, полагая ее равной 2 с. При фиксированных глубине и длительности проводится инверсия выделенных участков широкополосных сейсмограмм смещений с помощью синтетических сейсмограмм [3] – откликов на элементарные источники, соответствующие конкретным компонентам ТСМ. Как реальные, так и синтетические смещения перед инверсией пропускаются через полосовой фильтр Баттерворта 4-го порядка. Полоса периодов фильтра составляла либо 16-25 с, либо 20-50 с в зависимости от того, в какой из них выше отношение сигнал/шум, при этом предпочтительным являлся более низкочастотный диапазон. Оптимальный вариант выбирается по значению минимума остаточной невязки є, который указывает на наилучшее согласие между реальными и синтетическими смещениями. Такого рода методика реализована в интерактивном режиме. В результате получали тензор $M_{ii} = M_0 \cdot m_{ii}$, где M_0 – искомый скалярный сейсмический момент, а единичный тензор m_{ii} задает механизм очага. Полученное значение M_0 пересчитывается в M_W по формуле (1).

Качество подгонки отражено в значении ε , выраженном в процентах: чем меньше ε , тем качественнее подгонка. Кроме того, о степени устойчивости решения можно судить по тому как оно меняется с глубиной – плавность изменения (совокупно с малостью ε) свидетельствует о «хорошей» устойчивости.

Для получения содержательного представления о вариабельности значений параметров, связанных с TCM, была применена следующая процедура. Значение оптимальной остаточной невязки ε_o , т.е. невязки, соответствующей наилучшему варианту TCM, увеличивается на некоторую величину ε_a и рассматривается множество допустимых TCM, для которых остаточная невязка ε удовлетворяет неравенству

$$\varepsilon \le \varepsilon_o + \varepsilon_a \tag{2}$$

Погрешность значения параметра, связанного с ТСМ (M₀, M_W, глубина h и т.п.), определяется по разбросу значений этого параметра в пределах множества ТСМ, удовлетворяющих (2).

Нижний порог определения $M_W = M_W^{GCMT}$ в методике GCMT составляет $M_W \approx 4.9$ (рис. 4), а в методике RSMT аналогичный порог для M_W^{RSMT} составляет $M_W \approx 3.5$ (рис. 5). Это связано с ухудшением отношения сигнал/шум на низких частотах при снижении магнитуды. Выигрыш для RSMT – за счет использования региональных волновых форм.

Исходные данные

В методике GCMT с 1988 г. используются данные глобальной сейсмической сети GSN ("Global Seismic Network"), включающей в себя более 150 станций. Методика RSMT опирается на региональные данные, а именно, волновые формы камчатской сети цифровых широкополосных сейсмических станций. Для оценки TCM была сформирована коллекция записей землетрясений – велосиграмм, которая включает события 2011–2012 гг., в основном из района 50.0° – 56.0° с. ш., 157.0° – 162.0° в. д. с $K_{S1.2}^{\phi 68} = 9.5$ –15.7. Были обработаны записи 149 землетрясений. Эпицентры – на рис. 1а.

Результаты

Расчеты проводились по двум вариантам исходных условий, касающихся модели источника: (а) TCM с нулевым следом и (б) TCM типа «двойной диполь без момента». В каждом из вариантов были рассчитаны: оптимальные глубина гипоцентра и длительность процесса (последняя для достаточно сильных), оптимальный TCM и остаточная невязка. В первом варианте для оптимального



Рис. 1. Эпицентры обработанных землетрясений 2010–2014 гг. (а) и механизмы слабых землетрясений 2012 г. (б). *1* – эпицентры событий, для которых имеются как глобальные GCMT, так и локальные RSMT TCM оценки; *2* – эпицентры слабых событий 2011 г.; *3* – эпицентры слабых событий 2012 г.; *4* – эпицентры слабых событий 2011–2012 г., для которых удалось получить устойчивые оценки только для *M_W*; *5* – сейсмостанции; *6* – глубоководный желоб



Рис. 2. Гистограмма угла К – наименьшего угла, на который нужно повернуть оси механизма RSMT до совмещения с соответствующими осями механизма GCMT



Рис. 4. Оценки M_w^{RSMT} в сравнении с оценками M_w^{GCMT} . I – точки с координатами (M_w^{GCMT} , M_w^{RSMT}); 2 – линия регрессии L с углом 45° – диагональ, сдвинутая вниз на 0.09 единиц магнитуды; ср.кв. откл. 0.08. 3 – линии, получающиеся сдвигом L на ±0.3



Рис. 3. Сопоставление глубин по разным каталогам. По оси абсцисс – глубины из каталога GCMT. По оси ординат – глубины по каталогам КФ ФИЦ ЕГС РАН (+) и RSMT (0)



Рис. 5. Магнитуда M_L и моментная магнитуда M_w^{RSMT} . l-4 – то же, что и на рисунке 1; 5 – линия регрессии L с углом 45° – диагональ, сдвинутая вверх на 0.41 ед.; ср.кв. откл. 0.22. 6 – линии L со сдвигом на ±0.3. При регрессии данные с $M_w^{RSMT} > 6$ не включались

ТСМ рассчитывались главные значения M_i (i = 1, 2, 3; упорядочены по возрастанию) и единичные векторы главных осей \mathbf{v}_i (векторы-столбцы). По ним – ближайший двойной диполь без момента

$$\mathbf{M}_{\mathrm{DC}} = M_0(\mathbf{v}_1^* \mathbf{v}_1^{\mathrm{T}} - \mathbf{v}_3^* \mathbf{v}_3^{\mathrm{T}}), \tag{3}$$

где

$$M_0 = (M_3 - M_1)/2 \tag{4}$$

- оценка скалярного сейсмического момента. Кроме того, рассчитывался параметр Лоде-Надаи

$$\eta = \frac{2}{3} \frac{M_2}{M_0},$$
(5)

значение которого характеризует отклонение TCM от типа «двойной диполь без момента».

Во втором варианте, в результате нелинейной инверсии, непосредственно находились компоненты ТСМ вида (2). Здесь мы приводим результаты по варианту (б). При оценки вариабельности решений для величины ε_a из формулы (2) приняли значение 5%.

Для проверки работоспособности процедуры оценки ТСМ и других параметров очага была составлена коллекция широкополосных записей землетрясений, имеющих GCMT-решения, (эпицентры на рис. 1а отмечены ромбами). Для этих землетрясений были найдены RSMT-решения, которые были сопоставлены с GCMT. Различие между механизмами выражалось величиной угла К (рис. 2). Оказалось, что из 56 землетрясений 52 имеют различие по углу К в пределах 30°. Детальное рассмотрение результатов для 4-х событий с $K > 50^{\circ}$ показало, что для одного из них число станций равно 2, причем азимутальный сектор, в котором лежат эти станции имеет угол 11°, поэтому результат в отношении механизма этого события нельзя признать надежным. Однако оценку моментной магнитуды M_W сочли приемлемой, основываясь на малом значении остаточной невязки (38%). Для трех остальных близкий к GCMT механизм удовлетворяет условию (2). При этом он относится к несколько другой глубине отличной от оптимальной. С учетом этого, приходим к выводу, что для этих событий решение в отношении механизма не является единственным: с учетом условия (2) имеются существенно различные механизмы.

Как показывает рис. 3 оценки глубин h по RSMT-процедуре близки к оценкам h по GCMTкаталогу, но несколько занижены при $h \le 50$ км. Глубины по каталогу КФ ФИЦ ЕГС существенно выше глубин каталога GCMT в этом диапазоне, но неплохо согласуются при h > 50 км.

На рисунке 16 показаны диаграммы механизмов 55 землетрясений, произошедших в 2012 г. На рис. 4 приведено сравнение значений моментной магнитуды M_W из каталога GCMT и определенных по нашей методике для 56 землетрясений. Различие в среднем составляет менее 0.1 единицы. На рис. 5 представлены значения локальной магнитуды M_L в сопоставлении со значениями M_W^{RSMT} . В диапазоне магнитуд $M_L = 4.0-6.4$ ($M_W = 3.6-6.0$) для ориентировочной оценки можно применять формулу

$$M_{\rm W} = M_{\rm L} - 0.4 \tag{6}$$

Заключение

В работе приведены результаты оценки механизмов и моментных магнитуд подборки слабых и умеренных землетрясений вблизи восточного побережья Камчатки в 2010–2014 гг. Для части землетрясений, имеющих GCMT-решения проведено сопоставление оценок глубин, моментных магнитуд и механизмов. Получена связь местной магнитуды $M_{\rm L}$ с моментной магнитудой $M_{\rm W}$.

Список литературы

1. Иванова Е.И., Ландер А.В., Токарев А.В., Чеброва А.Ю., Шевченко С.А. Каталог механизмов очагов землетрясений Камчатки и Командорских островов за период 1980-2007 гг. // Труды конференции. Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Петропавловск-Камчатский. 2011. С. 74–79.

2. Единая информационная система сейсмологических данных КФ ФИЦ ЕГС РАН: [Электронный ресурс] // Камчатский филиал Федерального исследовательского центра "Единая геофизическая служба Российской академии наук". Петропавловск-Камчатский, 2000–2017. URL: <u>http://www.emsd.ru/sdis</u> (дата обращения: 27.08.2017).

3. Павлов В.М. Алгоритм расчета синтетических сейсмограмм в слоистом полупространстве с применением матричного импеданса // Физика Земли. 2013. № 1. С. 26–35.

4. *Павлов В.М., Абубакиров И.Р.* Алгоритм расчета тензора сейсмического момента сильных землетрясений по региональным широкополосным сейсмограммам объемных волн // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 2(20). С. 149–158.

5. *Dziewonski, A. M., T.-A. Chou and J. H. Woodhouse*, Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity // J. Geophys. Res. 1981. 86. P. 2825–2852. doi: 10.1029/JB086iB04p02825.

6. Ekström, G., M. Nettles, and A. M. Dziewonski, The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes // Phys. Earth Planet. Inter. 2012. V. 200–201, P. 1–9. doi: 10.1016/j.pepi.2012.04.002.

7. Kanamori H. The energy release in great earthquakes // Journal of Geophysical Research. 1977. V. 82. № 20. P. 2981–2987.

МОДЕЛЬ ОЧАГА ОНОРСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 14 АВГУСТА 2016 г. *M* = 5.8 (О. САХАЛИН)

Прытков А.С.¹, Сафонов Д.А.^{1, 2}, Полец А.Ю.¹

¹Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, a.prytkov@imgg.ru ²Сахалинский филиал ФИЦ ЕГС РАН, г. Южно-Сахалинск

Введение

14 августа 2016 г. в 11 ч 15 мин UTC вблизи западного побережья центральной части о. Сахалин на глубине ~9 км произошло землетрясение магнитудой $M_W = 5.8$ (локальная магнитуда $M_L = 6.1$) (Онорское землетрясение). Интенсивность сотрясений в эпицентральной зоне достигала 7 баллов по шкале *MSK*-64 [3]. Землетрясение и последующие афтершоки были зарегистрированы станциями локальной сети и обработаны автоматической системой сейсмического мониторинга [7, 9]. Эпицентр землетрясения (50.351 *N*; 142.395 *E*) расположен между двух крупных региональных разломных зон субмеридионального простирания – Западно- и Центрально-Сахалинской.

Тектоническая обстановка района исследований

Онорское землетрясение 2016 г. произошло вблизи западного побережья центральной части о. Сахалин в зоне скалывания между двух крупных региональных разломных зон субмеридионального простирания – Западно- и Центрально-Сахалинской (рис. 1). Кинематика Центрально-Сахалинского разлома характеризуется взбросо-надвиговой природой западного падения. Западно-Сахалинская складчатость относится к молодой антиклинатории, которая вытянута вдоль восточного побережья Татарского пролива. Она проявляется в виде сети тесно связанных между собой сбросов и взбросов.

Система субмеридиональных разломов Сахалина рассматривается в качестве границы между Евразийской (Амурской) и Североамериканской (Охотской) литосферными плитами. По данным GPS/ГЛОНАСС наблюдений скорость схождения плит в центральной части острова относительно Евразии достигает 8 мм/год [1]. Преобладающие деформации вследствие схождения плит реализуются в пределах островной суши в условиях диагонального СВ – ЮЗ сжатия со скоростью 4–5 мм/год. В условиях общего сжатия, более молодой и активный Западно-Сахалинский антиклинаторий надвигается на менее активные, но более жесткие и устойчивые древние видоизменено-реликтовые антиклинатории [4]. Надвиг происходит по достаточно широкой зоне многочисленных субпараллельных разрывов типа взбросов и надвигов. Онорское землетрясение 2016 г. пространственно тяготеет к одному из таких разрывов северо-западного простирания.

Карта эпицентров афтершоков с $M_L > 2.0$ (рис. 1) позволила оконтурить очаговую зону землетрясения шириной ~20 км, которая вытянута в северо-западном направлении в районе поднятия Западно-Сахалинских гор на 35–40 км. В отличие от слабых афтершоков, события с $M_L \ge 4.0$ локализованы в окрестности главного толчка на глубинах до 10 км.

Тензор сейсмического момента

Тензор сейсмического момента землетрясения определен методом инверсии волновых форм с использованием программного комплекса ISOLA-GUI [5, 12]. Определялся девиаторный тензор и моментная магнитуда. Глубина модельного центроида и среднее время в очаге уточнялись методом поиска по сетке, при этом координаты эпицентра фиксировались. В качестве исходных данных использовались записи региональных широкополосных сейсмических станций СФ ФИЦ ЕГС РАН.

Согласно полученному решению в очаге землетрясения реализовались субгоризонтальные напряжения сжатия CB – ЮЗ направления. Тип подвижки для обеих нодальных плоскостей – взброс с незначительной сдвиговой компонентой (рис. 1). Определенная величина сейсмического момента $M_0 = 3.53 \times 10^{17}$ Нм соответствует моментной магнитуде $M_W = 5.6$ и несколько ниже оценок сейсмологических агентств ($M_W = 4.8$).



Рис. 1. Механизм очага Онорского землетрясения 14 августа 2016 г. и карта эпицентров афтершоков. Схема разломов приведена согласно В.В. Харахинову [8]: 1 – Западно-Сахалинский, 2 – Центрально-Сахалинский

В очагах афтершоков последующих суток, для семи из которых определен тензор сейсмического момента, прослеживается преемственность поля напряжений, соответствующего механизму очага главного события с небольшими, не превышающими 15°, вариациями наклона и простирания нодальных плоскостей (таблица). Глубины центроидов для сильнейших афтершоков находятся в пределах 4–10 км.

N⁰	Дата	t _o	$M_{\rm W}$		Оси г	лавны	x	Нодальные плоскости					Тип сейсмо-	
Π/Π	д.мес.год	- 0		напря		яжений							дислокации	
		ч мин с		Т		P		NP1		NP2				
				PL	AZM	PL	AZM	STK	DP	SLIP	STK	DP	SLIP	-
1	14.08.2016	11 15 13	5.6	76	28	12	240	144	57	82	339	34	103	взброс
2	15.08.2016	08 23 07	4.8	74	320	7	75	149	40	68	357	53	108	взброс
3	16.08.2016	04 57 08	4.0	79	288	9	70	152	37	79	346	54	98	взброс
4	16.08.2016	21 15 44	4.3	68	314	11	72	140	38	58	359	59	113	взброс
5	17.08.2016	14 03 17	4.7	85	171	1	64	158	44	97	329	47	84	взброс
6	17.08.2016	15 50 31	4.2	83	284	6	74	160	39	84	347	51	94	взброс
7	20.08.2016	02 07 13	3.9	77	358	4	248	147	50	75	351	42	108	взброс
8	27.08.2016	19 44 23	4.1	71	112	14	251	171	60	103	325	32	68	взброс

Таблица. Параметры механизмов очагов землетрясения 14.08.2016 г. и его афтершоков

Моделирование очага землетрясения и косейсмические смещения земной поверхности

Моделирование очага Онорского землетрясения 2016 г. осуществлялось инверсией волновых форм по методу Kikuchi et al., 1991 [10]. Моделирование проводилось на основе широкополосных телесейсмических записей объемных волн 20 станций мировой сети GSN (The Global Seismographic Network) (рис. 3) в диапазоне эпицентральных расстояний (Δ) 20–100°. Использовались записи *P*-волн на вертикальных каналах *BHZ*, которые отфильтровывались в диапазоне от 0.002 до 1.0 Гц. Записи, существенно отличающиеся по амплитуде и форме колебаний от группы других, зарегистрированных на близкорасположенных станциях, исключались из рассмотрения. Координаты и глубина эпицентра, а также параметры нодальных плоскостей *NP1* и *NP2* (таблица) фиксировались.



Рис. 2. Наблюденные (черный цвет) и синтетические (серый цвет) сейсмограммы Онорского землетрясения 2016 г. Светлыми треугольниками показано азимутальное окружение станциями мировой сети GSN. Теоретические сейсмограммы построены для подвижки *NP1 (STK* = 144°, *DP* = 57°). Слева от сигналов: первая строка – код станции; вторая – азимутальный угол *φ* в градусах, третья – эпицентральное расстояние *Δ* в градусах. Над сейсмограммами указана максимальная амплитуда в мкм (*µm*). Вверху приведен график временной функции очага

В качестве рабочей принята подвижка юго-западного падения $DP = 57^{\circ}$ нодальной плоскости NP1 (STK = 144°), дающая наилучшее совпадение реальных и модельных сейсмограмм. Реконструкция смещений в плоскости разрыва производилась по сетке размером 10×7 узлов (по простиранию и по падению, соответственно) с шагом сетки 5 км. Моделирование показало, что смещения распространялись во все стороны от гипоцентра, длительность вспарывания составила T = 13 с. Временная функция в очаге имеет ярко выраженный пик на 6-ой секунде (рис. 2).

Результаты моделирования смещений в плоскости сейсморазрыва представлены на рис. 3. Стрелками показаны направления смещений, цвет отражает их величины. В интервале глубин 5–10 и 20–25 км выделяются области максимальных смещений, величины которых достигают 8 см. Значимые смещения в очаге землетрясения проявились на расстоянии 30 км по простиранию и 25 км по паданию. Величина модельного сейсмического момента составила $M_0 = 1 \times 10^{18}$ Hм, что соответствует моментной магнитуде $M_{\rm W} = 5.81$.

Модельные параметры очага Онорского землетрясения использованы для расчета косейсмических смещений земной поверхности. Для расчета принята модель разлома, имеющая плоскость простирание 144°, угол падения 57°, которая состоит из 70 субразломов размером 5 × 5 км. Каждый субразлом имеет заданную величину и направление подвижки. Косейсмические смещения вычислены для однородного упругого полупространства, разделенного наклонной плоскостью, вдоль которой происходит деформирование его частей [11].

Косейсмические смещения земной поверхности показаны на рис. 4. Величины смещений не превысили 3 см. Максимальные вертикальные смещения в виде поднятия земной поверхности приурочены к очаговой области землетрясения, опускание наблюдается к северо-востоку от нее. В отличие от вертикальных, горизонтальные смещения, в основном, проявились к северу и северозападу от очага и приурочены к району опускания. В целом, такой характер распределения косеймических смещений является отражением взбросового типа подвижки в очаге.



Рис. 3. Реконструкция смещений в очаговой зоне Онорского землетрясения по результатам инверсии сейсмических волн. Стрелками показаны направления смещений, звездочкой – положение главного толчка

Результаты

Онорское землетрясение 2016 г. $M_W = 5.8$ ($M_L = 6.1$) произошло между двух крупных региональных разломных зон меридионального простирания – Западно- и Центрально-Сахалинской. За две недели после главного толчка локальной сетью сейсмических станций было зарегистрировано более 130 афтершоков, всего за август–декабрь 2016 г. – около 170 [9]. Наибольшей силы афтершок $M_L = 5.0$ зарегистрирован на вторые сутки после главного толчка. Пространственное распределение афтершоковой области позволили оконтурить очаговую зону землетрясения, которая вытянута в северо-западном направлении и тяготеет к субпараллельному разлому, одной из вторичных структур Центрально-Сахалинского разлома. Эпицентр главного толчка приурочен к южному краю облака афтершоков, в окрестности которого локализованы почти все последующие события с $M_L \ge 4.0$.



Рис. 4. Косейсмические смещения земной поверхности эпицентральной зоны Онорского землетрясения. Цвет отражает вертикальные смещения, горизонтальные смещения показаны стрелками. Эпицентр землетрясения отмечен звездочкой. Остальные условные обозначения аналогичны рис. 1

Согласно решению фокального механизма в очаге землетрясения реализовались субгоризонтальные напряжения сжатия СВ – ЮЗ направления, что согласуется с современным характером деформирования центральной части острова. Подвижка взбросового типа с незначительной сдвиговой компонентой соответствует обеим нодальным плоскостям. По результатам моделирования очага землетрясения в качестве рабочей плоскости принята подвижка юго-западного падения, произошедшая по нодальной плоскости юго-восточного простирания.

Распространение вспарывания в очаге землетрясения и косейсмические смещения земной поверхности свидетельствуют, что активным блоком разлома является восточное крыло, испытавшее подвиг под западное. Область смещений в плоскости разрыва совпадает с пространственной ориентацией афтершоков. Значимые смещения величиной более 2 см проявились по простиранию на расстоянии 30 км, по падению – 25 км. Из оценки эмпирических соотношений для длины $L = 10^{0.5M-1.9}$ и ширины $W = 10^{0.3M-0.8}$ [2, 6] линейный размер очага землетрясения M = 5.8 должен составлять 10×9 км, что гораздо меньше зоны модельных разрывных нарушений. С другой стороны, величина сейсмического момента $M_0 = \mu S D_{cp}$ [2] соответствует площади модельных разрывных нарушений при средней подвижке в очаге ~4 см.

Большая площадь разрывных нарушений является отражением процесса длительного вспарывания очаговой зоны, время которого составило 13 с. Согласно теории упругой отдачи, можно предположить, что при скорости накопления тектонических напряжений в окрестности Центрально-Сахалинского разлома ~1 мм/год [1] период повторяемости для сегмента очага Онорского землетрясения с величиной подвижки 8 см составит более 80 лет.

Заключение

По результатам моделирования методом инверсии объемных сейсмических волн установлены особенности развития сейсмической подвижки в очаговой зоне Онорского землетрясения 2016 г. $M_{\rm W} = 5.8$. В очаге реализовались субгоризонтальные напряжения сжатия CB – ЮЗ направления. Тип подвижки – взброс юго-западного падения с незначительной сдвиговой компонентой, который произошел по нодальной плоскости юго-восточного простирания. В механизмах афтершоков последующих суток выявлена преемственность поля напряжений, соответствующего главному событию. Очаг землетрясения приурочен к секущему разлому, одной из вторичных структур Центрально-Сахалинского взброса-надвига. Восстановленные смещения в очаге землетрясения позволили рассчитать косейсмические деформации земной поверхности эпицентральной зоны и установить, что активным блоком разлома является восточное крыло, испытавшее подвиг под западное.

Список литературы

1. Василенко Н.Ф., Прытков А.С. Моделирование взаимодействия литосферных плит на о. Сахалин по данным GPS наблюдений // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31. № 1. С. 42–48.

2. Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. 264 с.

3. Медведев С.В., Шпонхойер В., Карник В. Шкала сейсмической интенсивности MSK-64. М.: МГК АН СССР, 1965. 11 с.

4. Мельников О.А. Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. М.: Наука, 1987. 95 с.

5. Сафонов Д.А., Нагорных Т.В., Коновалов А.В., Степнов А.А. Тензор момента, механизмы очага землетрясений и напряженное состояние территории о. Сахалин // Вулканология и сейсмология. 2017. № 3. С. 59–70.

6. Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003. 270 с.

7. Степнов А.А., Коновалов А.В., Гаврилов А.В., Манайчев К.А. Автоматическая система на базе earthworm для расчёта параметров очага локальных землетрясений в режиме реального времени // Сейсмические приборы. 2016. Т. 52. № 4. С. 14–32.

8. Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир, 2010. 276 с.

9. ООО "Геофизические технологии" [Электронный ресурс]. 2016–2017. URL: https://eqalert.ru

10. *Kikuchi M. Kanamori H.* Inversion of complex body waves-III // Bulletin of the Seismological Society of America. 1991. V. 81. P. 2335–2350.

11. *Okada Y*. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space // Bulletin of the Seismological Society of America. 1985. V. 75. P. 1135–1154.

12. Sokos, E., Zahradník J. Evaluating Centroid Moment Tensor Uncertainty in the New Version of ISOLA Software // Seismological Research Letters. 2013. V. 84. P. 656–665.

МОНИТОРИНГ ВАРИАЦИИ ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ, ИХ ВЛИЯНИЕ НА ЗДОРОВЬЕ ЖИТЕЛЕЙ СУБАРКТИЧЕСКОГО РАЙОНА КАРЕЛИИ

Шаров Н.В.^{1, 2}

¹Институт геологии Карельского научного центра РАН ²Петрозаводский государственный университет, г. Петрозаводск, sharov@krc.karelia.ru

Введение

24 января 2013 г. на территории Ботанического сада Петрозаводского государственного университета (ПетрГУ) сотрудниками Института геологии КарНЦ РАН, Полярного геофизического института КНЦ РАН, горно-геологического факультета ПетрГУ открыта *Геофизическая обсерватория*. Основной целью, которой является проведение сейсмологических наблюдений на территории Республики Карелия; вариаций и микропульсаций геомагнитного и геоэлектрического полей (MBC) в районе Петрозаводска, развертывание приемного пункта спутниковой томографии для контроля состояния верхней ионосферы, пункта спутниковой геодезической сети (GPS). Изучение реакции сердечно-сосудистой системы человека на изменение геофизических полей в субарктической зоне. Анализ изменения динамики вызовов скорой помощи в результате вариации магнитного поля на территории Карелии.

Станции для измерений вариаций и микропульсаций геомагнитного и геоэлектрического поля (MBC) и приемный пункт спутниковой томографии для контроля состояния верхней ионосферы предоставил ПГИ КНЦ РАН. Установка современных цифровых станций в районе Петрозаводска вместе с работающими на Кольском полуострове MBC фактически образуют меридиональную цепочку. Такая конфигурация станций позволит определять расположение и параметры локальных эквивалентных токовых структур, распределение амплитуд возмущений в геомагнитном поле, оценивать распределение электрических полей индукционного характера при различных уровнях возмущений.

Ботанический сад ПетрГУ находится на окраине города Петрозаводска, на него слабо влияет его техногенное воздействие, есть электричество, территория охраняется. Можно организовать канал передачи данных от обсерватории в университет и институт. Это идеальное место для размещения геофизической аппаратуры (рис. 1, 2).



Рис. 1. Сейсмопавильон и здание администрации Ботанического сада ПетрГУ



Рис. 2. Гроза и полярное сияние в районе Петрозаводска

Геофизическая обсерватория программно-технический комплекс, ориентированный для измерения сейсмологических, геомагнитных геоэлектрических, ионосферных полей. Ученые ведут прием сигналов от низколетящих искусственных спутников Земли, находящихся на приполярных орбитах на высоте от 850 до 1000 км с помощью радиотомографического комплекса (рис. 3). Он предназначен для измерения разносного эффекта Доплера, а также регистрации амплитуды и разности фаз принятых когерентных волн на частотах 400 и 150 МГц. Суть его работы заключается в том, чтобы восстановить электронную концентрацию ионосферы, которая важна для многих приложений по записям разности фаз между сигналами, которые излучают спутники.



Рис. 3. Радиотомографический приемник сигналов на частотах 400 и 150 МГц искусственных спутников Земли для изучения ионосферных полей



Рис. 4. Индукционный магнитометр для измерений вариаций и микропульсаций геомагнитного и геоэлектрического полей

Еще одно важное оборудование – индукционный магнитометр для измерений вариаций и микропульсаций геомагнитного и геоэлектрического поля (MBC) в районе Петрозаводска (рис. 4). С его помощью изучаются колебания магнитного поля и влияние космической погоды на организм человека. Идея работы прибора заключается в следующем: контролируемый источник посылает сигнал в толщу земли. И по реакции среды на пути прохождения сигнала можно восстановить строение земной коры. КНЧ и СНЧ электромагнитные поля являются эффективным средством для слежения за процессами в различных геофизических средах: магнитосфере, ионосфере, атмосфере и литосфере. Излучения этого диапазона сопровождают все энергетически мощные геофизические процессы и служат одним из методов их диагностики и мониторинга. В частности, в настоящее время активно изучается связь сейсмических событий с возмущениями электромагнитного поля в этом диапазоне частот. Магнитное поле в КНЧ-СНЧ диапазонах регистрируется индукционным магнитометром. Приборы такого типа эксплуатируются в обсерваториях ПГИ Ловозеро и Верхнетуломский и на архипелаге Шпицберген в течение длительного времени. Такой же магнитометр установлен в обсерватории «Петрозаводск».

В октябре 2014 г. установлен цифровой геофизический комплекс GI-MTS-1 разработчик СПб ИЗМИРАН. Он предназначен для проведения измерений вариаций магнитных, электрических полей и сейсмических колебаний. Комплекс позволяет регистрировать в цифровом виде три взаимноортогональные компоненты переменного магнитного поля, три компоненты электрического (теллурического) поля и три компоненты сейсмических колебаний в диапазоне частот от 0 до 15 Гц.

Построен сейсмологический павильон, представляющий собой крытый постамент, соединенный со скалой, на котором расположено спецоборудование. Здесь регистрируются как слабые региональные сейсмические события, так и телесейсмические землетрясения (рис. 5). Вновь открыта широкополосная сейсмическая станция «Петрозаводск» с регистратором GSR-24 и сейсмодатчиком CMG-3ESP (рис. 6).



Рис. 5. Запись землетрясения на глубине 610 км произошедшего в Охотском море 24.05.2013



Рис. 6. Сейсмические регистраторы

Обсерваторский пункт спутниковой геодезической сети (GPS). Погрешность определения координат, которого составляет около 5 мм, т.е. позволяет определять изменение положения обсерваторской точки (ее движение) относительно центра масс Земли с погрешностью не хуже 5 мм в год. На основании данных мировой сети GPS строят векторы движения основных блоков Евро-Азиатского континента.

Появление геофизической обсерватории «Петрозаводск» внесло огромный вклад в развитие геофизики в Карелии. Ведь поиск полезных ископаемых, строительство газопровода и других объектов невозможно без применения геофизических методов. Кроме того, геофизическая обсерватория позволит накапливать информацию о тех или иных геофизических явлениях, позволяющих делать более точные прогнозы относительно изменений геофизических полей и их влияния на организм человека и окружающую среду.

Сейсмологические наблюдения в Республике Карелии

Сейсмичность является одним из наиболее ярких проявлений современной тектонической активности. Карта сейсмического районирования России ОСР-97 относит территорию Карелии к зонам вероятной интенсивности V–VII баллов для периода повторяемости 5000 лет (рис. 7). Сейсмическая активность приурочена к палеорифту Кандалакша-Двина и Ладожско-Ботнической шовной зоне (рис. 8). Несмотря на относительно низкий уровень сейсмической активности, детальное изучение территории Карелии представляет не только теоретический, научный интерес, но и имеет практическое значение, заметно возросшее в связи с наличием в регионе крупных промышленных комплексов, газопроводов и гидротехнических сооружений.





Рис. 7. Фрагмент карты общего сейсмического районирования территории России ОСР-97

Рис. 8. Карта эпицентров землетрясений Карельского региона (1542–2017гг)

Современные движения земной коры (ЗК) Феноскандинавского щита определяются двумя главными моментами: вертикальным сводообразным поднятием щита в целом и автономными блоковыми движениями. Сводовое поднятие ЗК является продолжением прежних движений, заложенных еще в допалеазойское время. Все блоки ЗК участвуют в общем свободообразном поднятии щита и многие из них одновременно завершают чисто индивидуальные по отношению к соседним блокам дисгармоничные движения. По современным представлениям сейсмический режим изучаемой территории в значительной степени зависит от геодинамического воздействия на соответствующий объем ЗК со стороны зон субдукции и рифтогенеза. Область перехода от щита к Русской плите (зона сопряжения) наиболее подвержена современным геодинамическим изменениям.

Сейсмичность северо-запада России хотя и не приводит к катастрофическим последствиям, но при существующей концентрации в этом районе промышленных предприятий, подземных

коммуникаций, газопроводов, наличии Ленинградской и Кольской АЭС может вызвать чрезвычайные ситуации, например, прорыв подземных вод, распространение радиоактивных и химических отходов из существующих могильников. Осуществление мониторинга техногенных землетрясений на Костомукшском железорудном месторождении позволяет вести контроль за сейсмичностью района. Ее повышение связано с выработкой и перемещением большой массы горных пород

Инструментальная системы регистрации. Станции региональной сети Карелии, принадлежащие ИГ КарНЦ РАН, оснащены системой сбора, которая включает четыре пункта. Схема расположения станции приведена (рис. 9). Точная и абсолютная привязка станции ко времени необходима особенно при их работе в составе региональной сети.



Рис. 9. Расположение сейсмостанции в Финляндии и северо-западе России

Процесс развертывания сейсмической сети начался летом 2000 г. с установки станции РЕТ. Датчики установлены на постаменте, связанном с выходом коренных пород. Передача данных осуществлялась по радиоканалу, напрямую связывающему станцию с сервером данных Института геологии. Летом–осенью 2006 г. после проведения рекогносцировочных работ установлены станции KOS, PIT и KEM (рис. 9), а также станция ИФЗ РАН (В.Ю. Бурмин) GIR в п. Гирвас.

Станция KOS установлена в районе г. Костомукша. Две другие станции (КЕМ и РІТ) расположены на территории компании ОАО «Северо-западный Ростелеком», где существует бесперебойное питание от сети и сохранность оборудования. Во всех случаях для датчиков оборудованы постаменты, связанные с выходом коренных пород.

Удаленный контроль работы станций (КЕМ, PIT, KOS) и передача данных осуществляется при помощи GPRS – модемов мобильных телефонов, связывающих станции с сетью Интернет. Существенным недостатком такого подключения оказывается то, что в часы высокой загруженности сети скорость передачи данных сильно падает и любые операции, проводимые со станцией удаленно, либо обрываются, либо обрабатываются очень медленно.

Регистрируемые события

Станции Карельской сети регистрируют в основном местные взрывы и локальные события в приграничных областях, на территории Архангельской Ленинградской, Вологодской областей и Финляндии, Швеции. Кроме локальных событий Карельская сеть регистрирует и телесейсмические события.

Землетрясения на территории Карелии происходят крайне редко, раз в 2 года и небольшой интенсивности. 27 сентября 2008 г. сейсмостанциями КарНЦ РАН зарегистрировано землетрясение с магнитудой 2.4. Землетрясение произошло на севере Карелии, в районе озера Паанаярви.

Утилизация боеприпасов. В июне-сентябре 2010 г. передвижная сейсмостанция ИГ КарНЦ РАН в районе п. Новая Вилга регистрировала сейсмоакустические воздействия на здания от уничтожения боеприпасов на военном полигоне. Были выбраны оптимальные заряды и удаление места взрыва от поселка, что позволило уничтожить отработавшие срок хранения боеприпасы без нанесения ущерба жителям. Наибольшее беспокойство населению доставляют звуковые волны от взрывов, т.к. импульсный сигнал от максимума спадает.

Промышленные взрывы. Для слабоактивной в сейсмическом отношении территории Карелии наиболее яркими сейсмическими событиями до сих пор являются карьерные взрывы. Исследования карьерных взрывов представляет особый интерес, связанный с возможностями решения на его основе многих сейсмологических задач. Для составления сейсмических каталогов в настоящее время используется изучение типовых характеристик сейсмических сигналов от многочисленных карьерных взрывов как источников помех при исследовании слабых местных землетрясений.

Частыми и регулярными событиями на наших записях являются *взрывы в карьере* г. Костомукша. Карьер ОАО "Карельский окатыш" самый крупный железорудный карьер на территории республики. Взрывы в этом карьере мощные до 1000 тонн, регулярные и производятся в одно и тоже время (по средам и пятницам в 13 часов по местному времени). Общая масса короткозамедленного взрыва (заряда) достигает несколько сотен тонн.

Менее регулярными на территории Карелии проводятся взрывы в 14 карьерах по добыче облицовочного камня и щебенки. Производство взрывных работ до 200 взрывов ежегодно на этих карьерах выполняет ООО «Карелвзрывпром». Общая масса заряда изменяется от 10 до 50 тонн.

Заключение

Республика Карелия и прилегающие к ней территории плохо изучены в сейсмологическом плане, хотя именно здесь в случае возникновения землетрясений возможны наибольшие разрушения промышленных объектов, опасных в экологическом отношении, с соответствующими последствиями.

Возможно возникновение на этой территории слабых сейсмических событий с магнитудой до 3–4, которые способны спровоцировать в ослабленных зонах землетрясения с последующими разрушениями расположенных вблизи промышленных, транспортных и жилых объектов. При оценке сейсмической опасности территории основное внимание должно уделяться выделению и изучению зон сейсмической активности.

Наличие оригинальных геофизических данных, получаемых на геофизической обсерватории "Петрозаводск", позволяет, с одной стороны, привлечь сотрудников академических, университетских и медицинских организаций, а также студентов и аспирантов к решению конкретных научных задач. С другой стороны, служит основой для международного сотрудничества. Международное научное сотрудничество в области геофизики в настоящее время не возможно без развития информационных технологий, средств измерения и контроля, новых методов обработки и представления информации. Кроме того, геофизическая обсерватория накапливает информацию о тех или иных геофизических явлениях, позволяющих делать более точные прогнозы относительно изменений геофизических полей и их влияния на организм человека и окружающую среду.

В работе участвуют: Институт геологии, Институт биологии, Амбулатория КарНЦ РАН, Петрозаводский государственный университет, Больница скорой медицинской помощи, Полярный геофизический институт КНЦ РАН, Санкт-Петербургский филиал института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн РАН, Главная геофизическая обсерватория имени А.И. Воейкова.