

**Геофизический мониторинг  
современных геодинамических процессов  
на Дальнем Востоке России**

## ГИДРОГЕОСЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА КАМЧАТКЕ: 1977–2017 гг.

*Копылова Г.Н.*

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

### **Введение**

Гидрогеосейсмология представляет новое научное направление, развивающееся на стыке гидрогеологии и сейсмологии; ее содержание составляет изучение влияния сейсмичности на подземные воды, главным образом, сильных землетрясений, а также поиск гидрогеологических предвестников и разработка на их основе способов сейсмического прогноза. Основным методом гидрогеосейсмологии является проведение наблюдений на скважинах и источниках за параметрами подземных вод – уровнями, дебитами, температурой, различными показателями химического состава воды и газа. Вызванные землетрясениями изменения физико-химических параметров подземных вод (или гидрогеосейсмические вариации) являются главным объектом гидрогеосейсмологии. По времени проявления относительно момента землетрясения гидрогеосейсмические вариации разделяются на гидрогеологические предвестники и ко- и постсейсмические эффекты. Ко- и постсейсмические эффекты наблюдаются в момент и после ощутимых землетрясений. Они наблюдаются достаточно часто, и в научной литературе имеются их многочисленные описания. Аномальные изменения химического состава подземной воды и газа на стадиях подготовки землетрясений (гидрогеологические предвестники) обнаруживаются значительно реже, т.к. они характерны, в основном, для эпицентральных зон сильных землетрясений, и области их проявления значительно меньше, по сравнению с размерами областей проявления ко- и постсейсмических эффектов.

На Камчатке гидрогеосейсмологические исследования проводятся с 1977 г. и продолжаются уже сорок лет. Определяющий вклад в развитие этого направления внес Камчатский филиал Геофизической службы РАН при участии Института вулканологии ДВО РАН, ОАО Камчатгеологии, Института физики Земли РАН и др. организаций.

В докладе представлены история гидрогеосейсмологических исследований на Камчатке и наиболее значимые результаты, имеющие применение в области геофизического мониторинга и прогнозирования сильных землетрясений.

### **История гидрогеосейсмологических исследований на Камчатке и результаты**

Можно выделить три этапа работ по изучению влияния сейсмичности на подземные воды: 1 – ранний до 1977 г.; 2 – организация гидрогеохимических наблюдений на самоизливающихся скважинах и источниках на территории Петропавловского геодинамического полигона; 3 – создание системы специализированных наблюдений на скважинах с использованием автоматических средств регистрации параметров подземных вод (этап инструментальных наблюдений).

Ранний этап характеризуется случайными наблюдениями эффектов сильных землетрясений в изменениях режима термальных скважин, источников и гейзеров. В работе [9] приводятся сведения о значительных изменениях дебитов и температуры воды Пиначевских источников в результате 7-мибалльного землетрясения 23 ноября 1971 г.,  $M = 7.5$ . Дебиты источников после этого события увеличились до шести раз, температура воды возросла на 3 °С. Последствия этого землетрясения проявлялись в изменениях дебитов до шести месяцев, в изменениях температуры воды – до трех лет, в изменениях химического состава – годы-десятилетия.

Этап 2. В 1977 г. в Институте вулканологии ДВНЦ АН СССР в лаборатории гидрогеологии и геотермии по инициативе В.М. Сугрובה и Ю.М. Хаткевича были организованы регулярные наблюдения на трех источниках и на скважине ГК-1 Пиначевской площади (станция Пиначево). В 1979 г. в связи с образованием Камчатской опытно-методической сейсмологической партии сотрудники, которые занимались производством наблюдений, были переведены в ее состав как отдельное структурное подразделение, сначала группа, впоследствии – лаборатория гидрогеосейсмологии (зав. лабораторией Ю.М. Хаткевич).

В течение 1983–1992 гг. на территории Петропавловского геодинамического полигона были организованы наблюдения еще на трех станциях Морозная, Верхняя Паратунка и Хлебозавод.

Наблюдательная сеть включала четыре источника и семь самоизливающихся скважин, выводящих пресные и термоминеральные подземные воды с глубин от 120 м до 2.5 км. Наблюдения проводились один раз в три – шесть дней. При посещении станций производились замеры дебитов объемным способом, температуры воды, отбор проб воды и газа. В пробах в лабораторных условиях определяется широкий набор компонентов состава воды и газа.

В результате таких наблюдений были получены однородные временные ряды различных параметров подземных вод за многолетний период. В их изменениях были обнаружены постсейсмические эффекты от ощутимых землетрясений, а также гидрогеохимические предвестники перед наиболее сильными сейсмическими событиями на эпицентральных расстояниях 90–300 км (06.10.1987 г.,  $M=6.6$ ; 02.03.1992 г.,  $M=6.9$ ; 08.06.1993 г.,  $M=7.5$ ; 13.11.1993 г.,  $M=7.0$ ; 01.01.1996 г.,  $M=6.9$ ; 05.12.1997 г.,  $M=7.8$ ). Заблаговременность проявления гидрогеохимических предвестников перед указанными землетрясениями составляла от одного до 9-ти месяцев.

С использованием выявленных гидрогеохимических предвестников в 1994 г. Г.Н. Копыловой, В.М. Сугробовым и Ю.М. Хаткевичем был предложен эмпирический алгоритм среднесрочной оценки времени сильных землетрясений Камчатки, сопровождающихся сотрясениями интенсивностью не менее 5–6 баллов по шкале *MSK-64* [3, 10].

В 2006–2012 гг. Г.Н. Копыловой совместно с П.В. Воропаевым и С.В. Болдиной были рассмотрены процессы формирования аномалий химического состава воды в скважинах и источниках при воздействии сейсмических волн и на стадиях подготовки землетрясений, предложены соответствующие модели [4, 6]. Также развивались методы обработки массива гидрогеохимических данных с использованием различных модификаций одномерного и многомерного статистического анализа временных рядов авторов А.А. Любушина, Г.Н. Копыловой, Г.В. Рябина, П.Ф. Бьяджи (Италия) и др.

Этап 3. В течение инструментального этапа наблюдений (с 1996 г. по настоящее время) три скважины Е-1, ЮЗ-5 и Морозная-1 были оборудованы системами цифровой регистрации уровня, температуры и электропроводности подземной воды, а также температуры воздуха и атмосферного давления с периодичностью 10–5 мин. и передачей данных по каналам сотовой связи. Работы по установке оборудования, его эксплуатации и обработке данных проводились сотрудниками лаборатории геофизических исследований КФ ФИЦ ЕГС РАН при технической поддержке отдела информационных технологий. В течение 1996–2017 гг. трижды проводилась модернизация оборудования. С 2000-х гг. применялась аппаратура серии Кедр А2 с накоплением данных на твердотельную память, и с 2010 г. – серия Кедр ДМ с передачей данных по каналам сотовой связи (производитель оборудования – ООО Полином, г. Хабаровск). Для регистрации уровня воды применялись высокочувствительные ультразвуковые датчики с разрешением 0.1 см, с помощью которых были получены уникальные данные во время сильных камчатских и мировых землетрясений 1997–2017 гг.

В течение третьего этапа также были созданы методика обработки данных уровнемерных наблюдений для выделения гидрогеосейсмических вариаций уровня воды (2004–2010 гг., Г.Н. Копылова, С.В. Болдина); программные средства Информационной системы POLYGON, с помощью которой выполняется пополнение базы данных в составе Информационно-обрабатывающего центра КФ ФИЦ ЕГС РАН, оперативная обработка и анализ данных в режиме близком к реальному времени (2003 г., Г.Н. Копылова, Е.Р. Латыпов, Е.А. Пантюхин).

В 2017 г. в рамках Соглашения о научно-техническом сотрудничестве между КФ ФИЦ ЕГС РАН и Геологической службой Израиля на скв. ЮЗ-5 установлено современное оборудование производства США и Швейцарии, позволяющее осуществлять высокоточную регистрацию давления подземных вод с частотой 10 Гц, в дополнение к функционирующему комплекту Кедр ДМ.

В результате применения цифровых технологий для измерений параметров подземных вод были зарегистрированы, описаны и систематизированы разнообразные гидрогеосейсмические вариации в изменениях уровня воды в связи с рядом сильных землетрясений 1997–2017 гг.

Комплексное проявление гидрогеосейсмических вариаций уровня воды в скважинах ЮЗ-5 и Е-1 зарегистрировано в период Кроноцкого землетрясения 05.12.1997 г.,  $M=7.8$ , произошедшего на эпицентральном расстоянии  $d_{эп}=200$  км. В течение трех недель перед этим землетрясением наблюдалось понижение уровня воды в обеих скважинах, синхронное с аномальными перемещениями GPS-станций камчатской сети КАМNET. Впервые был зафиксирован косейсмический скачок понижения уровня в скв. ЮЗ-5 с амплитудой 12 см в течение примерно 12-ти мин после землетрясения. Такой скачок показывал реакцию уровня на развитие объемной деформации расширения водовмещающих пород при образовании разрыва в очаге. Воздействие

сейсмических волн вызвало длительные амплитудные изменения уровней в скважинах ЮЗ-5 и Е-1 [2].

Серия сильных землетрясений произошла на Камчатке в 2013 г. Максимальные магнитуды сейсмических событий достигали  $M = 6.8$  (28 февраля) и  $M = 8.3$  (мантийное Охотоморское землетрясение 24 мая). Эти землетрясения также сопровождалось разнообразными ко- и постсейсмическими изменениями уровня воды [8]. При этом косейсмические скачки повышения и понижения уровня воды в скв. ЮЗ-5 по величинам их амплитуд и по направлениям соответствовали оценкам косейсмической объемной деформации по модели протяженного дислокационного источника [11] с параметрами очага из каталога СМТ. По амплитудам косейсмических скачков уровня и величине его приливной чувствительности оценивались величины объемной деформации водовмещающих пород в районе скв. ЮЗ-5 при образовании разрывов в очагах землетрясений (от ед. $\cdot 10^{-9}$  до  $\approx 1 \cdot 10^{-7}$ ). Характер деформации определялся по направлению скачков: повышение уровня указывает на развитие объемной деформации сжатия водовмещающих пород, понижение уровня – на развитие деформации объемного расширения. Обоснование методики получения точечных оценок косейсмической объемной деформации водовмещающих пород по данным уровнемерных наблюдений приводится в [5].

В период Жупановского землетрясения 30.01.2016 г.,  $M = 7.2$ ,  $d_{en} = 90$  км, (гипоцентральное расстояние 200 км) были зарегистрированы не только косейсмические и постсейсмические вариации уровня воды, но и его изменения, связанные с процессом подготовки этого сейсмического события. Оценка характера косейсмической деформации (сжатие) и ее амплитуды –  $4.6 \cdot 10^{-8}$  по уровнемерным данным хорошо согласуются с теоретической оценкой по модели протяженного дислокационного источника с параметрами очага из каталога СМТ ( $-4.5 \cdot 10^{-8}$ ).

В изменениях уровня воды в скв. Е-1 по данным многолетних наблюдений (1987 г. – настоящее время) обнаружены два типа сейсмопрогностических сигналов. Первый тип сигнала проявляется в форме понижения уровня воды с повышенной скоростью в течение суток – месяца перед землетрясениями с магнитудами 5 и более. Для этого предвестника выполнено его параметрическое описание, и он используется для составления регулярных прогнозных заключений, которые передаются в советы по прогнозу землетрясений [7].

Второй тип прогностического сигнала в изменениях уровня воды в скв. Е-1 был выделен в 2001 г. [1]. Он проявляется в длительных (до 6-ти лет) понижениях уровня воды с повышенной скоростью, предшествовавших и сопровождавших сейсмические активизации на Камчатке 1992–1997 гг. (шесть землетрясений с магнитудами от 6.9 до 7.8 на эпицентральных расстояниях до 300 км) и 2013–2016 гг. (серия землетрясений с максимальными магнитудами  $M = 6.8–8.3$ ). Такие тренды понижения уровня воды, по-видимому, отражают геодинамические ситуации, связанные с подготовкой сейсмических активизаций, сопряженных с возникновением землетрясений с величинами магнитуд порядка 7 и более, и вызываються сложными процессами увеличения трещинно-поровой емкости водовмещающих пород при развитии в них дилатансии и фазовых изменениях в системе «вода – газ».

По данным наблюдений на скв. Е-1 были осуществлены заблаговременные прогнозы времени ряда сильных землетрясений 2004–2016 гг. включая землетрясение 28.02.2013 г. и Жупановское землетрясение 30.01.2016 г. с временем упреждения от первых суток до одного месяца.

В течение третьего этапа также выполнялись исследования по оценке информативности отдельных скважин для геофизического мониторинга, по созданию моделей формирования различных типов гидрогеосейсмических вариаций в реальных скважинах и источниках; проводится разработка научно-методических основ гидрогеологического метода мониторинга современных геодинамических процессов на примере Камчатки.

### **Заключение**

Основными результатами многолетних гидрогеосейсмологических исследований на Камчатке являются:

1. Создание в КФ ФИЦ ЕГС РАН системы специализированных гидрогеологических наблюдений, функционирующей в режиме близком к реальному времени, а также информационных ресурсов в составе пополняемой базы данных за весь период наблюдений с 1971 г. по настоящее время, описаний наблюдательных скважин и основных публикаций (см. <http://www.emsd.ru/lgi/result>).

2. Обнаружение и систематическое описание различных эффектов сейсмичности в изменениях физико-химических параметров подземных вод в связи с произошедшими землетрясениями, в том числе гидрогеологических предвестников.

С использованием гидрогеохимических и гидрогеодинамических предвестников созданы методы среднесрочного прогнозирования времени сильных землетрясений Камчатки по текущим данным наблюдений, которые в течение многих лет реализуются в практике работы советов по прогнозу землетрясений.

3. Перспективы развития гидрогеосейсмологических исследований связаны с дальнейшим накоплением достоверных данных о разнообразных откликах подземных вод на сейсмические воздействия, в первую очередь, о гидрогеологических предвестниках и закономерностях их связи с параметрами землетрясений.

Важными направлениями работ также является:

- исследование процессов формирования гидрогеологических предвестников землетрясений и других эффектов сейсмичности в различных природных и природно-технических системах, таких как «скважина – водовмещающая порода», «водоносная система источника», система взаимодействия «вода – порода – газ» и др. с использованием моделирования;

- техническое развитие системы специализированных гидрогеологических наблюдений на Камчатке.

4. Данные, полученные за 40-летний период наблюдений на скважинах и источниках Камчатки, широко востребованы. С их использованием опубликованы десятки работ в ведущих рецензируемых журналах в России и за рубежом, защищены четыре кандидатских диссертации (Г.Н. Копылова, Г.В. Рябинин, Е.А. Запорева, С.В. Болдина), две докторских диссертации (А.А. Любушин, 1996г.; Г.Н. Копылова, 2010 г.); подготовлены дипломные работы выпускников Камчатского государственного и Камчатского государственного технического университетов, МГУ им. М.В. Ломоносова, Томского политехнического университета.

#### Список литературы

1. Копылова Г.Н. Изменения уровня воды в скважине Елизовская-1, Камчатка, вызванные сильными землетрясениями (по данным наблюдений в 1987–1998 гг.) // Вулканология и сейсмология. 2001. № 2. С. 39–52.
2. Копылова Г.Н. Изменения уровня воды в скважине ЮЗ-5, Камчатка, вызванные землетрясениями // Вулканология и сейсмология. 2006. № 6. С. 52–64.
3. Копылова Г.Н., Сугробов В.М., Хаткевич Ю.М. Особенности изменения режима источников и гидрогеологических скважин Петропавловского полигона (Камчатка) под влиянием землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1994. № 2. С. 53–37.
4. Копылова Г.Н., Воропаев П.В. Процессы формирования постсейсмических аномалий химического состава термоминеральных вод // Вулканология и сейсмология. 2006. № 5. С. 42–48.
5. Копылова Г.Н., Стеблов Г.М., Болдина С.В., Сдельникова И.А. О возможности оценок косейсмической деформации по данным урвнемерных наблюдений в скважине // Физика Земли. 2010. № 1. С. 51–61.
6. Копылова Г.Н., Болдина С.В. Аномальные изменения химического состава подземных вод в связи с Камчатским землетрясением 02.03.1992 г. ( $M_w=6.9$ ) // Геофизические исследования. 2012. Т. 13. № 1. С. 39–49.
7. Копылова Г.Н., Болдина С.В. О связи изменений уровня воды в скважине Е-1, Восточная Камчатка, с активизацией вулкана Корякский в 2008–2009 гг. и сильными ( $M \geq 5$ ) землетрясениями // Вулканология и сейсмология. 2012. № 5. С. 41–54.
8. Копылова Г.Н., Болдина С.В., Смирнов А.А., Чубарова Е.Г. Опыт регистрации вариаций уровня и физико-химических параметров подземных вод в пьезометрических скважинах, вызванных сильными землетрясениями (на примере Камчатки) // Сейсмические приборы. 2016. № 4. С. 43–56.
9. Манухин Ю.Ф. Влияние землетрясений на динамику термальных вод Камчатки // Тез. докл. IX совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск – Петропавловск-Камчатский, 1979. С. 135.
10. Хаткевич Ю.М. О возможности среднесрочного прогноза землетрясений интенсивностью свыше пяти баллов, проявляющихся в г. Петропавловске-Камчатском // Вулканология и сейсмология. 1994. № 1. С. 63–67.
11. Okada Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space // Bull. of Seism. Soc. Amer. 1985. V. 75. P. 1135–1154.

## СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ В ПУНКТАХ МОНИТОРИНГА ПОДПОЧВЕННОГО РАДОНА НА ПЕТРОПАВЛОВСК-КАМЧАТСКОМ ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ ПОЛИГОНЕ

*Акбашев Р.Р., Макаров Е.О., Фирстов П.П.*

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

### **Введение**

На Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне начиная с 1998 г. работает сеть пунктов регистрации объемной активности радона (ОА Rn) в почвенном воздухе рыхлых отложений. В работах [2, 3] показано, что перед 67% землетрясений с магнитудами  $M > 5.5$ , произошедшими в Авачинском заливе, в поле подпочвенного Rn наблюдались предвестники со временем упреждения 1–8 суток. Пункты сети радонового мониторинга расположены в разных структурных элементах побережья Авачинского залива, что дает основание предполагать различный отклик в динамике ОА Rn в связи с разной реакцией отдельных блоков района на геодеформационные процессы, связанные с подготовкой сильных землетрясений.

Перенос Rn в системе «грунт – атмосфера» в зоне аэрации осуществляется с помощью двух основных процессов – молекулярной диффузии и адвекции. Первый процесс – распространение в поровом пространстве грунта молекул газа, уравнивает концентрацию Rn во всех частях объема породы. Второй процесс характеризуется вертикальным перемещением молекул газа по порам в результате теплообмена (конвекции), вариаций давления (фильтрации), а также всплытия микропузырей в зоне полного влагонасыщения. Отсюда видно, что на процесс миграции Rn в рыхлых отложениях сильно влияет проницаемость грунта, зависящая от его свойств и строения, наличия водоносных горизонтов и изменений напряженно-деформированного состояния геосреды.

### **Описание пунктов сети**

*Опорный пункт «Паратунка» ПРТ* располагается на речной террасе ручья Коркина, который трассирует субширотный разлом в пределах Паратунского грабена. К Паратунскому грабену приурочена одноименная геотермальная система. На расстоянии около 700 м от пункта ПРТ ниже по течению ручья находятся естественные выходы термальных вод с содержанием растворенного Rn до 1.5 кБк/м<sup>3</sup>.

*Пункт ПРТ2* расположен на базе геотермального стационара Института Вулканологии и Сейсмологии ДВО РАН. В пункте установлен автоматизированный комплекс регистрации концентрации почвенных газов, а регистрация концентрации Rn осуществляется на двух глубинах зоны аэрации [2]. Кроме того, на высотах 2.5 и 5 м осуществляется регистрация  $\beta$  и  $\gamma$  – излучений.

*Пункт КРМ* расположен в пойме реки Карымшина притока реки Паратунка. Датчики Rn располагаются в шпурах элювиально-делювиальных отложений на двух глубинах зоны аэрации (один и 1.3 м).

*Пункт ИНС* расположен вблизи здания Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН в пределах Петропавловского горста. Он создан на основе скважины глубиной 350 м и состоит из бункера, заглубленного на 2.5 м над оголовком скважины, над которым установлен металлический контейнер.

### **Аппаратура и методика работ**

Для исследования строения верхней части геологического разреза в районе пунктов радонового мониторинга использовалась цифровая инженерная сейсморазведочная станция «ЭЛЛИСС-3».

Блок «ЭЛЛИСС-3» обеспечивает получение данных с 24–48 сейсмических каналов и их предварительную обработку. Отображение результатов и дополнительная обработка данных в полевых условиях производится с помощью ноутбука с прикладным программным обеспечением.

Сейсморазведочные работы проводились в модификации сейсмозондирования методом преломленных волн (МПВ), по системе точечного зондирования с получением пар встречных и расходящихся годографов. Длина расстановки сейсмического зонда составляла 46–92 м, при шаге между сейсмоприемниками в 2.0 м. Источником сейсмического сигнала являлось ударное

воздействие по металлической подставке кувалдой весом 8 кг. По результатам работ построены скоростные разрезы Р и S волн геологической среды.

Скоростные разрезы сейсмозондирования методом МПВ строились с помощью прикладного пакета программ «RadExPro» ([www.radexpro.ru](http://www.radexpro.ru)) по общепринятой методике, способом пластовых скоростей. В результате интерпретации были получены значения скоростей распространения продольных волн ( $V_p$ ) и поперечных волн ( $V_s$ ), выделены соответствующие им границы и определена их мощность Н.

По данным сейсморазведки на основе работы [1] рассчитывались основные физико-литологические параметры грунтов: влажность ( $W$ , %), плотность ( $\rho$ , г/см<sup>3</sup>), пористость ( $\eta$ , %).

### **Строение верхней части геологического разреза в пунктах радонового мониторинга**

В четырех наиболее оснащенных пунктах радонового мониторинга в 2013–2016 гг. были выполнены сейсморазведочные работы, для оценки физико-литологических свойств грунтов верхней части геологического разреза с целью построения математических моделей миграции Rn к дневной поверхности.

**ПРТ.** В районе опорного пункта радонового мониторинга было выполнено два сейсмических профиля (СП). Далее будет рассмотрен ближайший к пункту регистрации профиль – СП1. Сейсмический разрез СП1 приведен на рис. 1 (а, б), а скорости сейсмических волн и мощности слоев в табл. 1, где также приведены расчетные значения физических свойств грунтов.

На СП1 по скоростным границам выделяются три слоя:

- 1) почвенно-пирокластический чехол мощностью  $h = (1.8–2.7)$  м,  $V_s = (127–207)$  м/с,  $V_p = (228–366)$  м/с;
- 2) песчано-глинистые отложения аллювиального происхождения  $h = (1.6–9.5)$  м, с  $V_s = (372–446)$  м/с и  $V_p = (624–694)$  м/с;
- 3) подложкой для второго слоя является крупнообломочный материал с песчаным заполнителем аллювиально-флювиогляциального происхождения fQII-III, с  $V_s = (464–505)$  м/с и  $V_p = (1157–1441)$  м/с.

Уровень грунтовых вод (УГВ) по данным сейсморазведки определен на 6 м (рис. 1).

**ПРТ2.** В районе пункта выполнен один сейсмический профиль (СП). Выделены три сейсмогеологических элемента (рис. 2) (табл. 2):

- 1) почвенно-пирокластический чехол  $h = (1.6–1.7)$  м, с  $V_s = (86–108)$  м/с и  $V_p = (233–211)$  м/с;
- 2) суглинки, песчано-глинистый грунт  $h = (2.2–2.4)$  м, с  $V_s = (308–314)$  м/с и  $V_p = (532–592)$  м/с;
- 3) подложкой для второго слоя является крупнообломочный материал с песчаным заполнителем ледникового происхождения с  $V_s = (436–447)$  м/с и  $V_p = (701–763)$  м/с.

По данным сейсморазведки УГВ выделяется на глубине 15 м.

**КРМ.** В районе пункта выполнен один сейсмический профиль (СП). Выделены два сейсмогеологических элемента (рис. 3) (табл. 3):

- 1) почвенно-растительный слой мощностью  $h = (2.8–3.2)$  м, с  $V_s = (162–216)$  м/с и  $V_p = (273–306)$  м/с;
- 2) подложкой для первого слоя является галечниковый грунт с песчаным заполнителем до 25–30%, ледникового происхождения с  $V_s = (309–337)$  м/с и  $V_p = (1706–2081)$  м/с.

По данным сейсморазведки УГВ располагается на 2.8 м от поверхности.

**ИНС.** В районе пункта выполнены два сейсмических профиля (СП1, 2), расположенные ортогонально друг к другу. Далее будет рассмотрен профиль – СП1.

На СП1 по скоростным границам выделяются два слоя (рис. 4) (табл.4):

- 1) почвенно-пирокластический чехол  $h = (1–3.3)$  м, с  $V_s = (106–172)$  м/с и  $V_p = (190–224)$  м/с;
- 2) переотложенные обвалово-взрывные отложения, их мощность может составлять до 20–23 м, с диапазоном скоростей поперечных волн  $V_s = 375–428$  м/с и продольных волн  $V_p = 465–591$  м/с.

По скоростям продольных волн определена глубина УГВ,  $h = 7–8$  м.

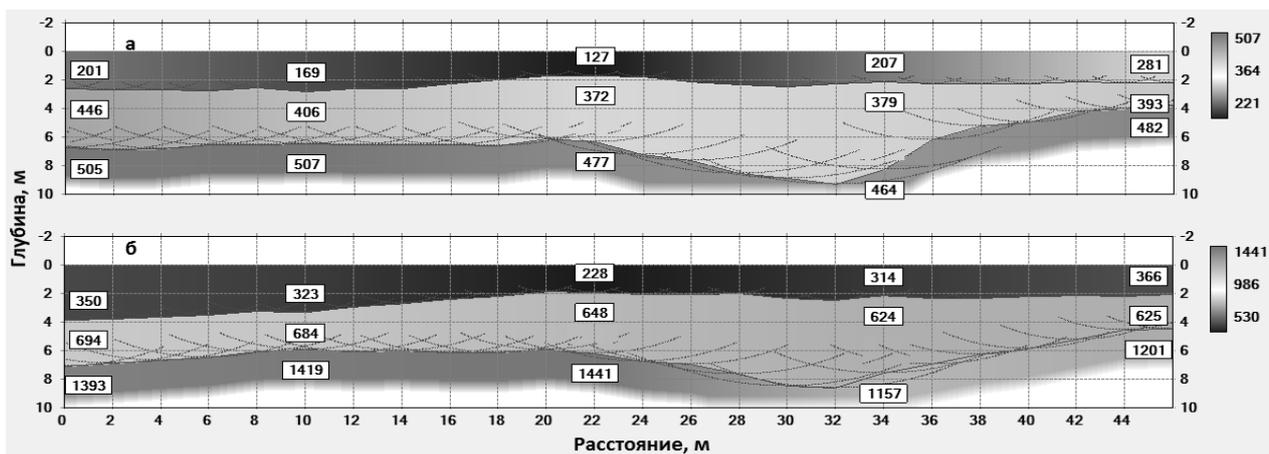


Рис. 1. Скоростные разрезы  $S$  (а) и  $P$  (б) – волн в районе пункта ПРТ (СП1)

Таблица 1. Расчетные значения физико-литологических параметров грунтов по СП1 в пункте ПРТ

СП/ПП (м)	мощность слоя (м)	$V_{pi}$ (м/с)	$V_{si}$ (м/с)	$V_s/V_p$	$W$ , %	$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	$\eta$ , %
1/0	2.7	350	201	0.57	26.98	1.71	53.11
	4.1	694	446	0.64	16.14	1.93	50.50
	3.2	1393	505	0.36	УГВ	2.15	39.89
6/10	2.8	323	169	0.52	27.83	1.68	53.24
	3.7	684	406	0.59	16.45	1.92	50.60
	3.5	1419	507	0.36	УГВ	2.16	39.36
12/22	1.8	228	127	0.56	30.82	1.61	53.62
	4.5	648	372	0.57	17.59	1.89	50.95
	3.7	1441	477	0.33	УГВ	2.16	38.90
18/34	2.2	314	207	0.66	28.11	1.69	53.28
	6.3	624	379	0.61	18.34	1.89	51.17
	1.5	1157	464	0.40	УГВ	2.08	44.27
24/46	2.3	366	281	0.77	26.47	1.74	53.03
	1.6	625	393	0.63	18.31	1.89	51.16
	6.1	1201	482	0.40	УГВ	2.10	43.51

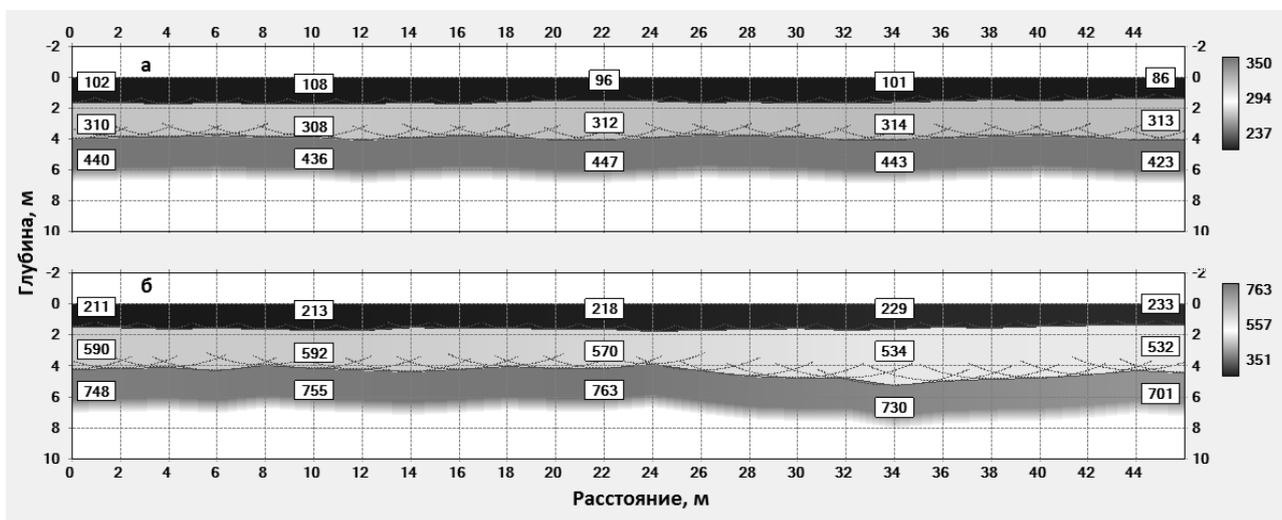


Рис. 2. Скоростные разрезы  $S$  (а) и  $P$  (б) – волн в районе пункта ПРТ2

Таблица 2. Расчетные значения физико-литологических параметров грунтов по СП в пункте ПРТ2

СП/ПП (м)	мощность слоя (м)	$V_{pi}$ (м/с)	$V_{si}$ (м/с)	$V_s/V_p$	$W$ , %	$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	$\eta$ , %
46/0	1.6	211	102	0.48	26.62	1.80	47.70
	2.4	590	310	0.53	18.93	2.00	42.32
	6	748	440	0.59	14.12	2.05	40.08
46/10	1.7	213	108	0.51	26.04	1.79	47.68
	2.2	592	308	0.52	19.05	2.00	42.29
	6.1	755	436	0.58	14.34	2.06	39.98

Продолжение таблицы 2.

46/22	1.7	218	96	0.44	27.49	1.83	47.60
	2.3	570	312	0.55	18.63	1.97	42.61
	6	763	447	0.59	13.92	2.06	39.87
46/34	1.7	229	101	0.44	27.30	1.83	47.45
	2.3	536	314	0.59	18.14	1.93	43.09
	6	730	443	0.61	13.86	2.03	40.33
46/46	1.6	233	86	0.37	28.91	1.87	47.39
	2.4	532	313	0.59	18.14	1.93	43.15
	6	701	423	0.60	14.51	2.01	40.75

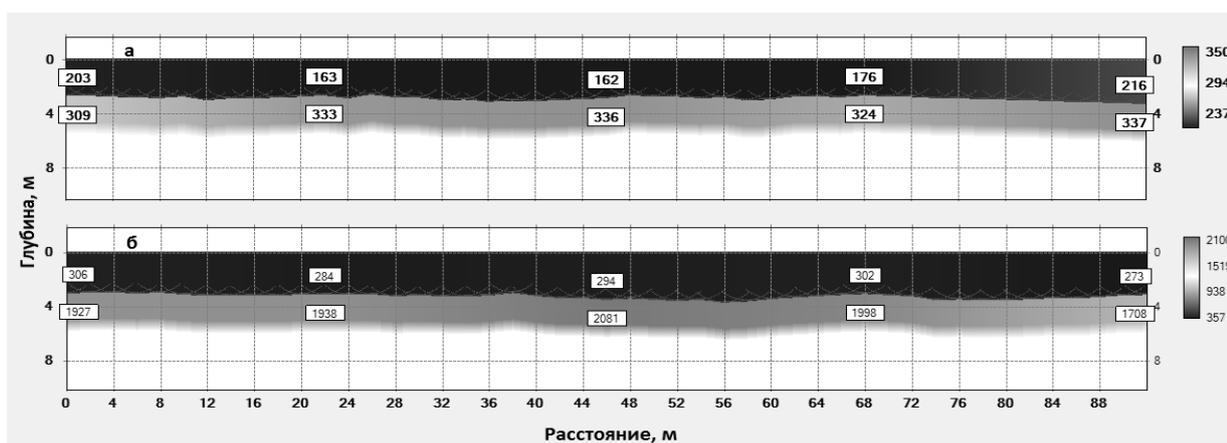


Рис. 3. Скоростные разрезы  $S$  (а) и  $P$  (б) – волн в районе пункта КРМ

Таблица 3. Расчетные значения физико-литологических параметров грунтов по СП в пункте КРМ

СП/ПП (м)	мощность слоя (м)	$V_{pi}$ (м/с)	$V_{si}$ (м/с)	$V_s/V_p$	$W$ , %	$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	$\eta$ , %
1/0	1.6	306	175	0.57	28.36	1.86	53.32
	8.4	1927	329	0.17	УГВ	2.22	40.55
6/10	1.7	284	163	0.57	29.05	1.85	53.41
	8.3	1938	333	0.17	УГВ	2.23	38.93
12/22	1.7	294	162	0.55	28.74	1.86	53.37
	8.3	2081	336	0.16	УГВ	2.26	38.73
18/34	1.7	302	176	0.58	28.49	1.86	53.34
	8.3	1998	324	0.16	УГВ	2.24	39.52
24/46	1.6	273	180	0.66	29.40	1.85	53.46
	8.4	1708	337	0.20	УГВ	2.18	38.67

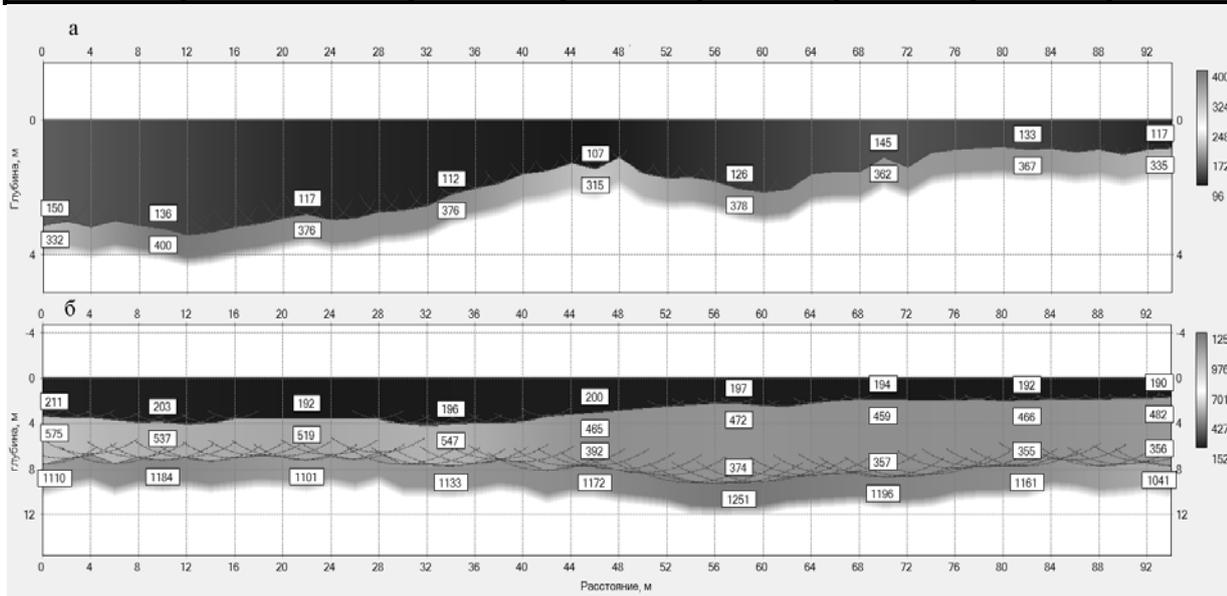


Рис. 4. Скоростные разрезы  $S$  (а) и  $P$  (б) – волн в районе пункта ИНС

Таблица 4. Расчетные значения физико-литологических параметров грунтов по СП1 в пункте ИНС

СП/ПП (м)	мощность слоя (м)	$V_{pi}$ , (м/с)	$V_{si}$ , (м/с)	$V_s/V_p$	$W$ , %	$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	$\eta$ , %
1/0	3	211	150	0.71	31.35	1.59	53.68
	22	575	332	0.58	19.88	1.90	51.59
12/22	2.7	192	117	0.61	31.95	1.57	53.73
	22.3	519	376	0.72	21.65	1.87	52.04
24/46	1.5	200	107	0.54	31.70	1.58	53.71
	23.5	465	315	0.68	23.35	1.83	52.43
36/70	1.3	194	145	0.75	31.89	1.58	53.73
	23.7	459	362	0.79	23.54	1.83	52.47
48/94	1	190	117	0.62	32.02	1.57	53.74
	24	482	335	0.70	22.82	1.84	52.31

Используя представления о строении верхней толщи в пунктах мониторинга по данным сейсморазведочных работ и подходу к миграции Rn как потоку геогаза, в дальнейшем планируется провести математическое моделирование и сопоставить модельные расчеты с экспериментальными данными. Определенная часть модельных расчетов выполнена в работе [5] и апробирована на данных радонового мониторинга на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне. Для модельных расчетов строение верхней толщи определяется по данным сейсморазведочных работ. В слоях рыхлых отложений (исследуемая толща до 30 м) миграция Rn осуществляется за счет адвекции и диффузии. Для них применима классическая модель миграции за счет диффузии (D) и адвективного вертикального потока (скорость  $v$ ). Причем  $v$  определяется физико-литологическими свойствами грунтов: плотностью ( $\rho$ ), пористостью ( $\eta$ ), влажностью ( $W$ ), газовой проницаемостью ( $k$ ), температуропроводностью ( $\chi$ ).

#### Заключение

Каждый пункт регистрации имеет свои особенности строения элювиально-делювиальных отложений, в зоне аэрации которых, как правило, размещены газоразрядные счетчики – датчики  $\beta$  – излучения Rn и его короткоживущих радионуклидов. В данной работе проведены результаты изучения строения верхней части геологического разреза в пунктах радонового мониторинга. Изучение геологического строения на пунктах регистрации позволит детализировать процессы миграции Rn к поверхности и, соответственно, лучше понять особенности формирования возмущений в поле подпочвенного Rn, предвещающих землетрясения.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 16-05-00162.

#### Список литературы

1. Аникин О.П., Горшенин Ю.В. Методические рекомендации по определению состава, состояния и свойств грунтов сейсмоакустическими методами // М.: НИИ тран-го ст-ва, 1985. 37 с.
2. Макаров Е.О., Фирстов П.П., Волошин В.Н. Аппаратурный комплекс для регистрации концентрации подпочвенных газов с целью поиска предвестниковых аномалий сильных землетрясений Южной Камчатки // Сейсмические приборы. 2012. Т. 48. № 1. С. 5–14.
3. Фирстов П.П. Мониторинг объемной активности подпочвенного радона (<sup>222</sup>Rn) на Паратунской геотермальной системе в 1997–1998 гг. с целью прогноза предвестников сильных землетрясений Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1999. № 6. С. 33–43.
4. Фирстов П.П., Макаров Е.О., Акбашев Р.Р. Мониторинг концентрации почвенных газов на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне в связи с прогнозом сильных землетрясений // Сейсмические приборы. 2015. Т. 51. № 1. С. 60–80.
5. Паровик Р.И., Фирстов П.П. Апробация новой методики расчета плотности потока радона с поверхности (на примере Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона) // АНРИ. 2008. № 3. С. 52–57.

## КОМПЛЕКСНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОДВОДНЫХ ВУЛКАНОВ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Аникин Л.П.<sup>1</sup>, Блох Ю.И.<sup>2</sup>, Бондаренко В.И.<sup>3</sup>, Долгаль А.С.<sup>4</sup>, Долгая А.А.<sup>1</sup>,  
Новикова П.Н.<sup>4</sup>, Петрова В.В.<sup>5</sup>, Пилипенко О.В.<sup>6</sup>, Рашидов В.А.<sup>1</sup>, Трусов А.А.<sup>7</sup>

<sup>1</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, rashidva@kscnet.ru  
<sup>2</sup>г. Москва

<sup>3</sup>Костромской ГУ им. Н.А. Некрасова, г. Кострома

<sup>4</sup>Горный институт УрО РАН, г. Пермь

<sup>5</sup>Геологический институт РАН, г. Москва

<sup>6</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва

<sup>7</sup>ЗАО «ГНПП Аэрогеофизика», г. Москва

### Введение

В 1981–1991 гг. в 11 рейсах НИС «Вулканолог» было проведено комплексное геолого-геофизическое исследование подводных вулканов Охотоморского склона Курильской островной дуги (КОД) – важного элемента Тихоокеанской зоны перехода. В качестве обязательных методов выполнялись эхолотный промер, непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСП), модульную гидромагнитную съемку (ГМС) и драгирование. Интерпретация геофизических данных, полученных в этих рейсах, выполнена с помощью эффективной технологии, использующей материалы ГМС в комплексе с эхолотным промером, НСП и определениями естественной остаточной намагниченности и химического состава драгированных горных пород в современных лабораториях [1–7, 13, 16]. Для изучения глубинного строения вулканических построек применены томографический анализ геомагнитного поля и монтажный метод решения обратной задачи магниторазведки в смешанной постановке.

### Результаты исследований

На Охотоморском склоне КОД при современном уровне изученности выделено 125 подводных вулканов и 6 подводных или частично затопленных кальдер и кратеров, и установлено широкое развитие процессов гидратообразования и грязевого вулканизма. Так в вулканическом массиве Ушишир изучен затопленный кратер (бухта Кратерная), а по данным геофизических исследований [2, 8] сделано предположение о наличии подводной кальдеры (рис. 1).

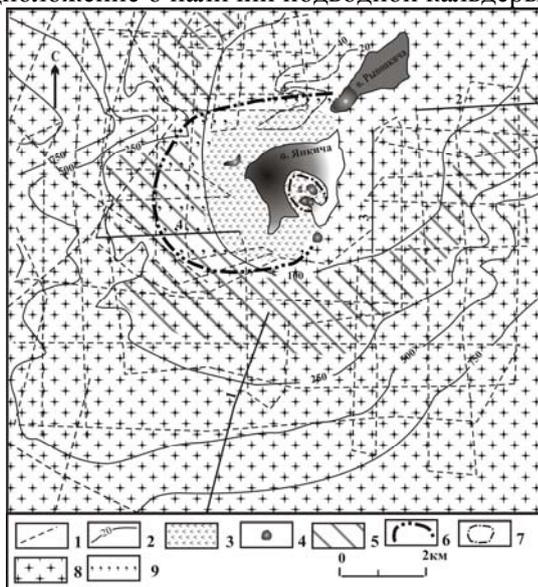


Рис. 1. Морфоструктурная схема массива Ушишир: 1 – геофизические профили; 2 – изобаты; 3 – образования, слагающие подводную часть о. Янкича; 4 – экстрезии; 5 – предголоценовая терраса; 6 – предполагаемая граница кальдеры; 7 – кольцевой разлом бухты Кратерной; 8 – образования, слагающие древнюю постройку массива Ушишир; 9 – предполагаемые внутрикальдерные отложения

На крутых склонах подводных вулканов и островов по данным НСП выявлены неустойчивые «подвешенные» крупные блоки осадочных или рыхлых вулканогенных отложений, объемом до нескольких км<sup>3</sup>, которые, вследствие их гравитационной неустойчивости при сильных землетрясениях могут стать причиной возникновения цунами [9–11]. По данным НСП была составлена карта участков, характеризующихся повышенной опасностью возникновения потенциально цунамигенных оползней в пределах КОД.

3D-моделирование с помощью программы REIST из пакета структурной интерпретации гравитационных и магнитных аномалий СИГМА-3D (рис. 2) позволило выделять в пределах вулканических построек отдельные лавовые потоки и побочные конусы [2–6, 12].

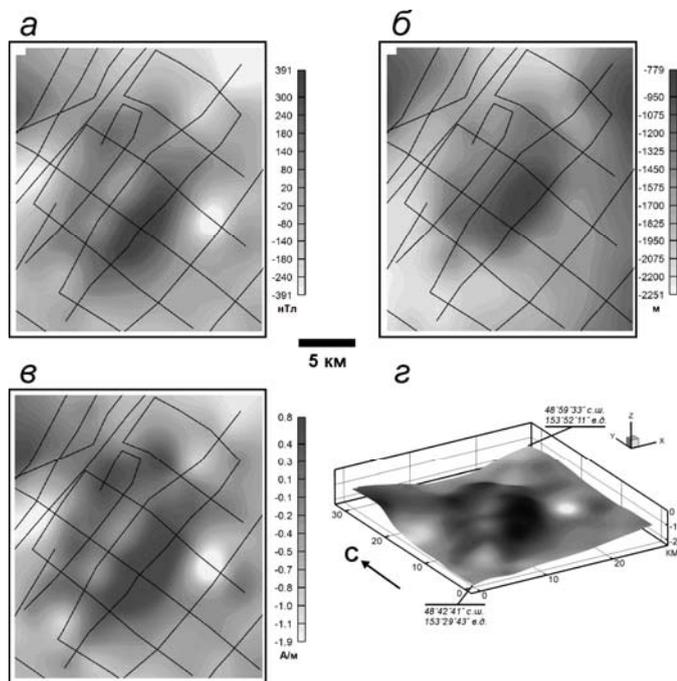


Рис. 2. Подводный вулканический массив Ратманова: *a* – аномальное магнитное поле  $\Delta T_a$ ; *b* – батиметрия; *в* – распределение эффективной намагниченности вулкана; *г* – распределение эффективной намагниченности, изображенное на поверхности вулкана

С помощью программного комплекса СИНГУЛЯР в подводных вулканах определены направления подводящих каналов и местоположения магматических камер [2–6, 13]. Для проведения комплексного анализа геофизических материалов привлечены данные спутниковой альтиметрии [7], пересчитанные в гравитационные аномалии в редукции Фая, которые четко отражают расположение подводных вулканов КОД и позволяют проводить количественную оценку параметров геоплотностных неоднородностей (рис. 3).

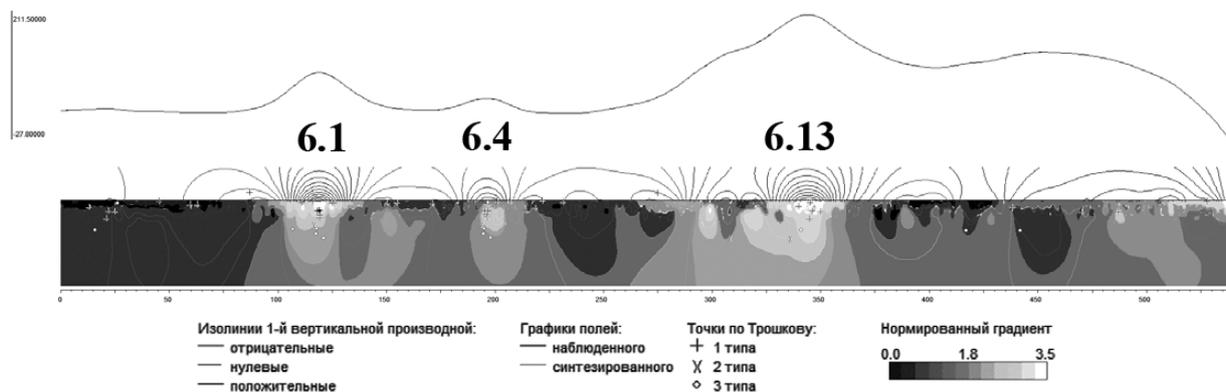


Рис. 3. Анализ особых точек функции, описывающей аномалии Фая на интерпретационном профиле в районе Броутонской группы подводных вулканов с помощью интегрированной системы СИНГУЛЯР. Цифрами обозначены номера подводных вулканов

С помощью программы ИГЛА установлено, что векторы естественной остаточной намагниченности изученных подводных вулканов не совпадают по своим направлениям с вектором нормального поля  $T_0$ , а его изменения в пределах региона свидетельствуют о приуроченности времени образования этих построек к периодам геомагнитных инверсий [6].

Петромагнитные исследования показали, что породы, слагающие подводные вулканы Охотоморского склона КОД, сильно дифференцированы по величинам естественной остаточной намагниченности, магнитной восприимчивости и фактора Кенигсбергера. Основными носителями намагниченности в изученных породах являются псевдооднородные и многодоменные зерна титаномагнетита и низкотитанистого титаномагнетита. Высокие величины естественной остаточной намагниченности обусловлены псевдооднородной структурой зерен титаномагнетита, а высокие значения магнитной восприимчивости – большой концентрацией ферримагнитных зерен [2, 4, 16].

Структурные и петрографо-минералогические особенности драгированных образцов свидетельствуют о том, что они относятся к породам из разных стадий извержений.

Для удобства работы и хранения имеющихся данных на современных носителях создана и эффективно используется реляционная база данных профильных геофизических наблюдений и станций драгирования подводных вулканов КОД [2]. В комплексе с базой данных реализовано программное приложение, обеспечивающее добавление, поиск, экспорт и визуализацию данных.

Наземные комплексные геолого-геоморфологические и геофизические исследования 2007–2016 гг. показали, что побочный вулкан Такетоми на о. Атласова (остров – вулкан Алаид), извержение которого началось под водой и закончилось на суше, под действием денудационных процессов permanently разрушается (рис. 4) и в ближайшее время опять станет островом [1, 2, 14, 15].



Рис. 4. Побочный вулкан Такетоми на о. Атласова

По данным геомагнитных исследований аномальное магнитное поле  $\Delta T_a$  постройки Такетоми изменяется от -1470 до 4900 нТл, а горизонтальный градиент поля превышает на отдельных участках 250 нТл/м. Магнитная восприимчивость горных пород в естественном залегании изменяется на этом участке острова-вулкана Алаид в диапазоне  $(0.40-38.6) \cdot 10^{-3}$  СИ.

Аномальное магнитное поле вершинной бокки Такетоми изменяется в диапазоне от -1468 до 2678 нТл (рис. 5). К центру бокки приурочена интенсивная положительная аномалия, обусловленная, вероятнее всего, застывшим подводным каналом [1].

Во время полевых работ на острове-вулкане Алаид на мысе Пологий и в бухте Северной в заплесковых лужах на лавовых потоках была обнаружена «цветная вода» различных оттенков красного, желтого и зеленого цветов [12, 14–15], обусловленная пурпурными серобактериями рода *Thiocapsa* и *Thiorhodococcus* (рис. 6), о чем ранее никем не упоминалось. Тот факт, что дважды в течение одного календарного года на разных участках о. Атласова обнаружена «цветная вода», обусловленная развитием пурпурных серобактерий, говорит о том, что это явление не является случайным, и на это следует обратить внимание.

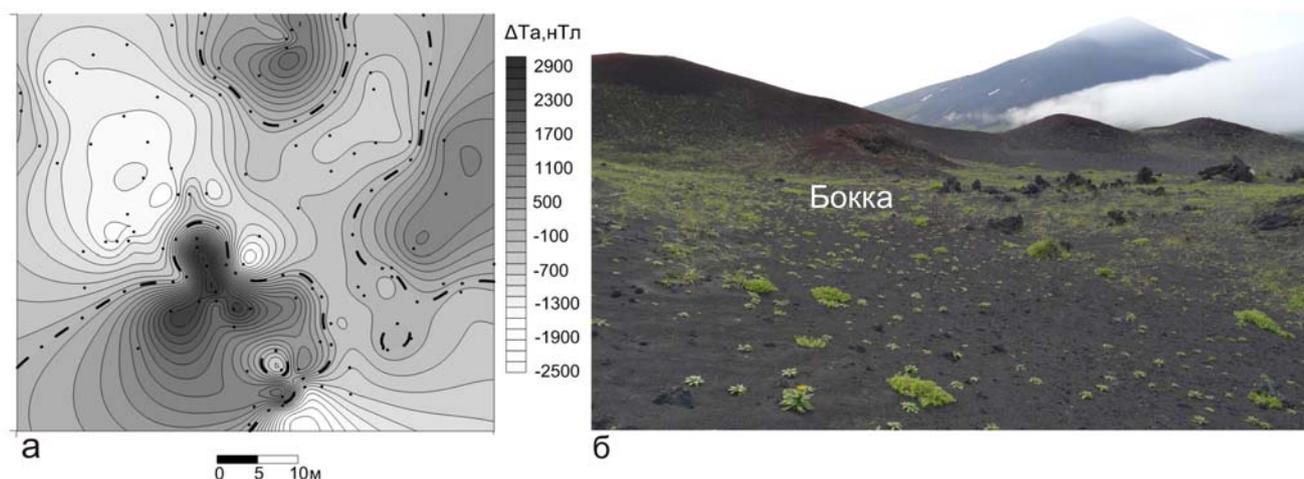


Рис. 5. Аномальное магнитное поле  $\Delta T_a$  (а) вершинной бокки Такетоми (б)

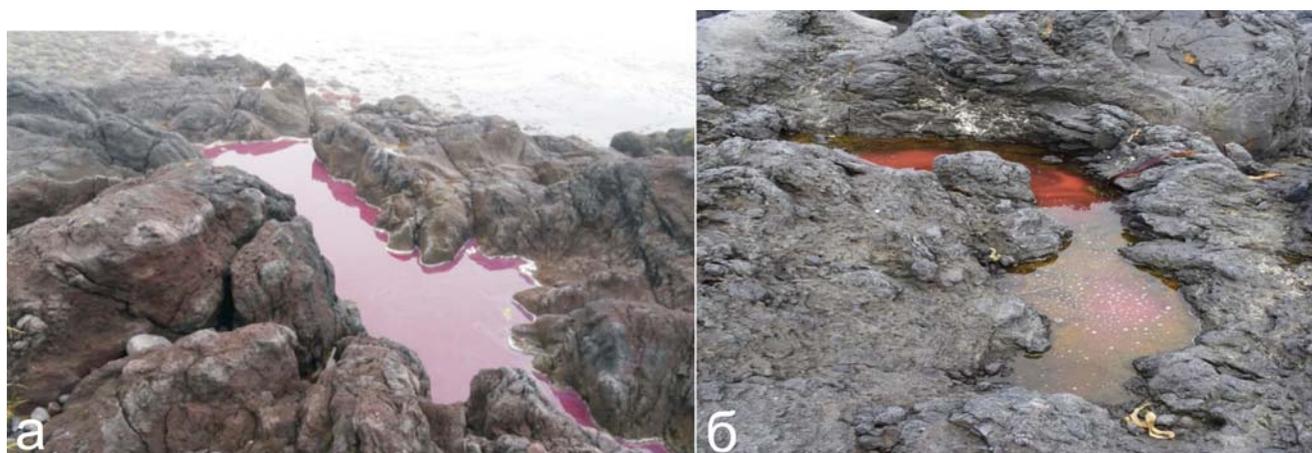


Рис. 6. Заплесковые лужи с «цветной водой» на острове-вулкане Алаид: на мысе Пологий (а) и в бухте Северной (б)

### Заклучение

В результате выполненных исследований выявлены новые подводные вулканы и кальдеры. Изучены морфология, геологическое строение и эволюция подводных вулканических построек и массивов, в пределах которых выявлены лавовые потоки, лавовые пробки и кальдеры, определены направления подводных каналов и местоположения магматических камер. Оценены масштабы проявления подводной вулканической деятельности и сделаны предположения о возрасте формирования ряда вулканических структур. Выполнены петромагнитные и петрографо-минералогические исследования драгированных пород, слагающих подводные вулканические постройки.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 15-05-02955 и № 15-05-01823.

### Список литературы

1. Аникин Л.П., Блох Ю.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Рашидов В.А., Трусов А.А. Геомагнитные исследования побочных извержений острова-вулкана Алаид (о. Атласова, Курильская островная дуга) // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: материалы 43-й сессии Международного научного семинара им. Д.Г. Успенского, Воронеж, 26–30 января 2016 г. Воронеж: ООО ИПЦ «Научная книга», 2016. С. 14–16.
2. Аникин Л.П., Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Долгая А.А., Новикова П.Н., Петрова В.В., Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Трусов А.А. Новые данные о строении подводных вулканов и островов Курильской островной дуги // Материалы XX региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвященной Дню вулканолога, 30–31 марта 2017 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2017. С. 94–97.
3. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Рашидов В.А., Трусов А.А. Комплексные исследования подводных вулканических структур Курильской островной дуги // Геофизические методы при разведке недр: материалы Всероссийской научно-практической конференции с международным участием,

посвященной 70-летию основания в Томском политехническом институте кафедры «Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых». Томский политехнический университет. Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2016. С. 7–10.

4. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Петрова В.В., Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Трусов А.А. Новые данные о строении подводных вулканических массивов Рикорда и Ратманова (Курильская островная дуга) // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: Материалы 44-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского, Москва, 23–27 января 2017 г. М: ИФЗ РАН, 2017. С. 60–65.

5. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Рашидов В.А., Трусов А.А. Количественная интерпретация материалов комплексных геолого-геофизических исследований подводных вулканов Курильской островной дуги // Теория и практика разведочной и промысловой геофизики: материалы. Международная научно-практическая конференция, посвященная 100-летию Пермского ун-та, 85-летию геологического ф-та, 65-летию спец. «Геофизика», 90-летию со дня рождения проф. Б.К. Матвеева (г. Пермь, 24–25 ноября 2016 г.) / Гл. ред. В.И. Костицын; Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2016. С. 58–62.

6. Блох Ю.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Оценка остаточной намагниченности подводных вулканов Курильской островной дуги с применением программы ИГЛА // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 2. Вып. № 26. С. 5–10.

7. Блох Ю.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Изучение подводных вулканов Курильской островной дуги с помощью спутниковой радарной альтиметрии // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: материалы 43-й сессии Международного научного семинара им. Д. Г. Успенского, Воронеж, 26–30 января 2016 г. Воронеж: ООО ИПЦ «Научная книга», 2016. С. 34–35.

8. Бондаренко В.И. Строение и предполагаемая история развития вулканического массива Ушишир (Центральные Курилы) // Геология морей и океанов: Материалы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2015. Т. 5. С. 48–52.

9. Бондаренко В.И., Петухин А.Г., Рашидов В.А. Опасность цунами оползневого происхождения в районе Курильской островной дуги // Анализ, прогноз и управление природными рисками в современном мире: материалы 9-й Международной научно-практической конференции «ГЕОРИСК–2015»: в 2 т. / Отв. ред. В.И. Осипов. М.: РУДН, 2015. Т. 1. С. 132–136.

10. Бондаренко В.И., Петухин А.Г., Рашидов В.А. Потенциальные оползни Курильской островной дуги и опасность цунами // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. V научно-техническая конференция. 27 сентября – 3 октября 2015 г., г. Петропавловск-Камчатский. Тезисы докладов. Петропавловск-Камчатский: КФ ГС РАН, 2015. С. 54–55.

11. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Особенности геоморфологии и тектоники пролива Буссоль (Курильские острова) // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии. IX Косыгинские чтения. Материалы конференции 13–15 сентября 2016, г. Хабаровск. Владивосток: Дальнаука, 2016. С. 10–13.

12. Жильцова А.А., Харчева А.В., Лунина О.Н., Аникин Л.П., Рашидов В.А., Пацаева С.В. Спектральное изучение пурпурных бактерий в культурах клеток и в природной воде острова-вулкана Алаид // Биодиагностика и оценка качества природной среды: подходы, методы, критерии и эталоны сравнения в экотоксикологии. Материалы международного симпозиума. Москва, 25–28 октября 2016 г. М.: МГУ, 2016. С. 344–345.

13. Рашидов В.А. Геолого-геофизические исследования подводных вулканов Охотоморского склона Курильской островной дуги // Природные катастрофы: изучение, мониторинг, прогноз: VI Сахалин. молодеж. науч. школа, Южно-Сахалинск, 3–8 октября 2016 г.: сб. мат. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2016. С. 66–70.

14. Рашидов В.А., Аникин Л.П. Полевые работы на вулкане Алаид (о. Атласова, Курильские острова) в августе 2015 года // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 3. Вып. № 27. С. 102–107.

15. Рашидов В.А., Аникин Л.П. Полевые работы на вулкане Алаид (о. Атласова, Курильские острова) в 2016 году // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. № 3. Вып. № 31. С. 94–103.

16. Рашидов В.А., Пилипенко О.В., Петрова В.В. Петромагнитные и петрографо-минералогические исследования горных пород, драгированных на подводных вулканах Охотоморского склона северной части Курильской островной дуги // Физика Земли. 2016. № 4. С. 84–106.

## СТАТИСТИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА УРОВНЯ СЕЙСМИЧНОСТИ РАЙОНА ОСТРОВА ХОККАЙДО

*Воропаев П.В.<sup>1</sup>, Takahashi H.<sup>2</sup>, Салтыков В.А.<sup>1</sup>*

<sup>1</sup>*Камчатский филиал ФИЦ ЕГС РАН, г. Петропавловск-Камчатский*

<sup>2</sup>*Hokkaido University Sapporo, Hokkaido, Japan*

### **Введение**

Остров Хоккайдо находится в геодинамической зоне стыка Амурской, Охотской и Тихоокеанской тектонических плит, что обуславливает высокую сейсмическую активность в данном регионе. С 2014 года данный район входит в зону ответственности Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН». По данным Японского Метеорологического Агентства (JMA) на данной территории в период с 1960 по 2011 год было зафиксировано более 180 тысяч землетрясений, включая 13 с магнитудой  $M > 7.0$ . Землетрясения в районе Хоккайдо распределены в пространстве неоднородно: основная масса событий приурочена к южному участку Курильской островной дуги, помимо этого наблюдается группировка землетрясений в северной части Японского моря. Как следствие, оценка сейсмичности в данном районе представляет собой актуальную научную задачу. В представленной работе для анализа сейсмичности района острова Хоккайдо была использована методика Статистической оценки уровня сейсмичности (СОУС'09).

### **Методика СОУС'09**

Методика Статистической Оценки Уровня Сейсмичности (СОУС'09) [4] создана в Камчатском филиале Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН». Данная методика позволяет в качественных терминах определить уровень сейсмичности в заданной пространственно-временной области, основываясь на количественном параметре – значении функции распределения сейсмического момента  $M_0$ , выделившегося за определенный временной интервал  $F(\mathcal{M}) = P(\Sigma M_0 \leq \mathcal{M})$ . Выбор сейсмического момента в качестве основного параметра обуславливается его низкой чувствительностью к качеству сейсмического каталога, так как практически весь сейсмический момент выделяется вследствие сильных землетрясений.

Интервалы между квантилями функции распределения выделившегося сейсмического момента формируют шкалу, включающую 8 уровней сейсмичности: экстремально высокий –  $F(0.995) < \lg(M_0)$ , высокий –  $F(0.975) < \lg(M_0) < F(0.995)$ , фоновый повышенный –  $F(0.85) < \lg(M_0) < F(0.975)$ , фоновый средний –  $F(0.15) < \lg(M_0) < F(0.85)$ , фоновый пониженный –  $F(0.025) < \lg(M_0) < F(0.15)$ , низкий –  $F(0.005) < \lg(M_0) < F(0.025)$ , экстремально низкий –  $\lg(M_0) < F(0.005)$ . Формализованная шкала уровня сейсмичности позволяет сделать заключение о повышенной либо пониженной сейсмической активности рассматриваемого региона. В частности, определяется понятие «сейсмический фон».

С целью автоматизации процесса оценки уровня сейсмичности была разработана компьютерная программа [1], обеспечивающая оперативность применения рассматриваемой методики.

В настоящее время методика СОУС'09 внедрена и используется в ФИЦ ЕГС РАН для ежегодной оценки уровня сейсмичности регионов России и мониторинга сейсмоактивных зон и вулканических объектов Камчатки.

### **Использованные данные**

В данной работе использован каталог землетрясений Японского Метеорологического Агентства (JMA) с 1960 по 2013 гг. Определения гипоцентров получены JMA в кооперации с Министерством Образования, Культуры, Спортa и Технологий (МЕХТ). Учет особенностей тектонического строения рассматриваемого района и пространственного распределения землетрясений Хоккайдо позволяет выделить две сейсмоактивных зоны: северная часть Японского моря (Зона 1) и южный участок Курильской островной дуги (Зона 2) (рис. 1). Сейсмический процесс в исследуемых зонах имеет различие. В Зоне 1 с 1960 по 2013 гг. было зарегистрировано только два события с  $M \geq 7.0$ , когда за этот же период в Зоне 2 произошло 13 землетрясений с  $M \geq 7.0$  и 2 землетрясения с  $M \geq 8.0$  (04.10.1994,  $M = 8.2$  и 26.09.2003,  $M = 8.0$ ).

Для обеих зон были определены периоды времени с соответствующими уровнями надежной регистрации, на которых выборки землетрясений однородны (соответствуют закону Гутенберга–Рихтера) (табл. 1).

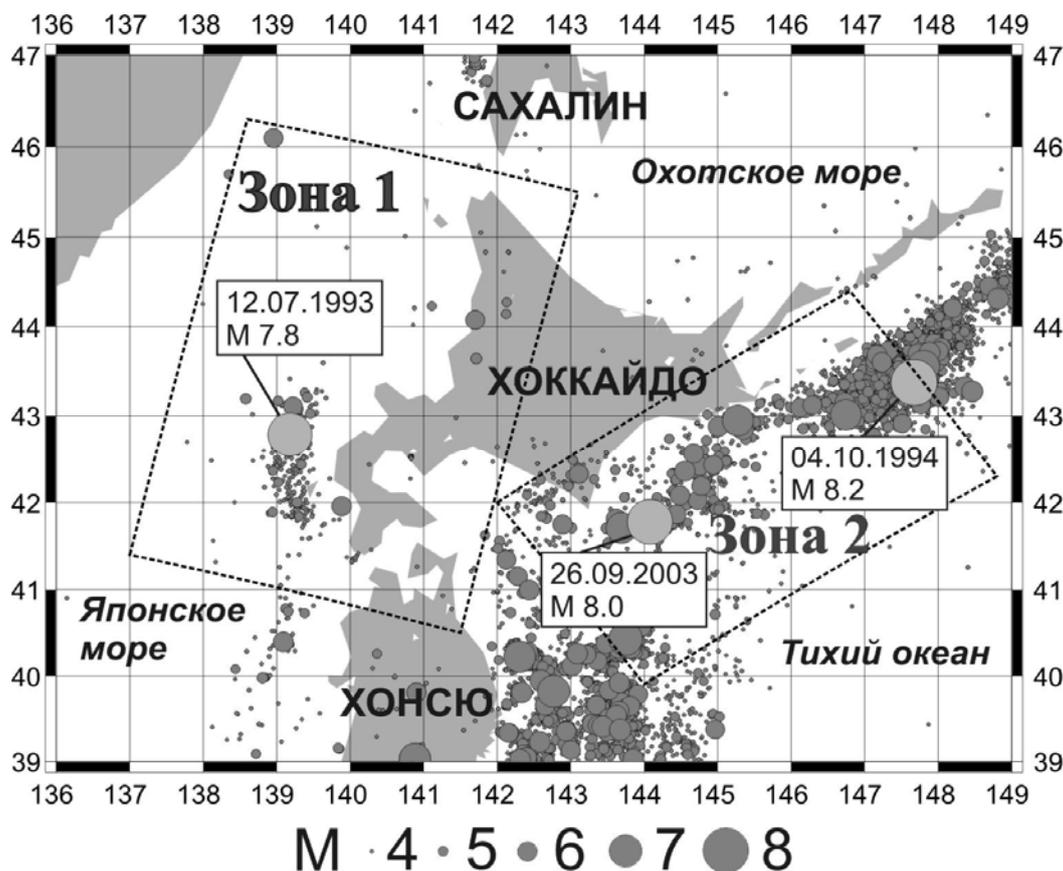


Рис. 1. Сейсмичность Хоккайдо в период с 1990 по 2013 гг. в диапазоне глубин 0–60 км. Пунктирной линией отмечены исследуемые зоны

Таблица 1. Параметры выборок землетрясений зон 1 и 2

Зона	Период	Уровень надежной регистрации $M$	Число землетрясений в выборке
Зона 1	Январь 1960 – Октябрь 2013	4.0	1010
	Январь 1980 – Октябрь 2013	3.5	2452
	Январь 1985 – Октябрь 2013	3	5344
	Январь 1995 – Октябрь 2013	2.5	6809
	Январь 2001 – Октябрь 2013	2	9104
Зона 2	Январь 1960 – Октябрь 2013	4.5	2549
	Январь 1980 – Октябрь 2013	4	3846
	Январь 1985 – Октябрь 2013	3.5	7728
	Январь 1995 – Октябрь 2013	3	11293
	Январь 2001 – Октябрь 2013	2.5	14267

#### Вычисление сейсмического момента

Сейсмический момент вычислялся по корреляционной зависимости, приведенной в работе Гусева и Мельниковой [2], которая принимает следующий вид:

$$\text{для } M < 6.8: \lg(M_0) = 1.32M + 10.43$$

$$\text{для } M \geq 6.8: \lg(M_0) = 0.69M^2 - 7M + 41.94$$

где  $M$  – магнитуда JMA.

#### Функции распределения сейсмического момента

Для каждого периода из табл. 1 были построены функции распределения логарифма суммарного сейсмического момента во временных окнах 7, 15, 30, 90, 180, 365 суток. На рис. 2

представлены примеры функций распределения для периодов времени 1960–2013, 1985–2013 и 2001–2013 гг.

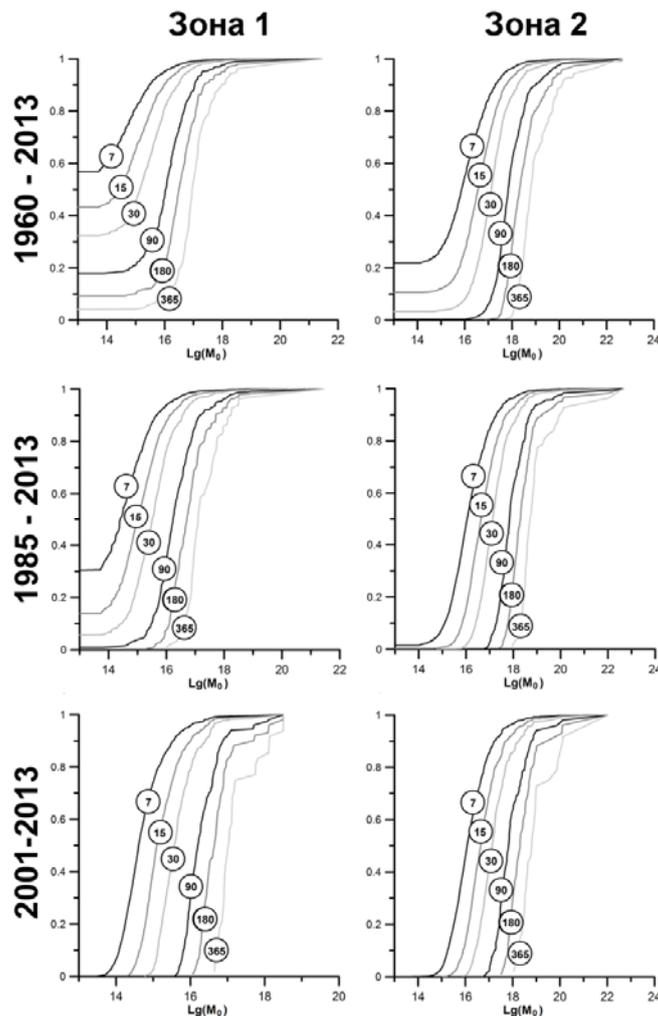


Рис. 2. Функции распределения выделившегося сейсмического момента в зонах 1 и 2 во временных окнах 7, 15, 30, 90, 180, 365 суток, построенные для различных временных периодов

Анализ функций распределения, построенных для Зоны 1, показал наличие всех уровней сейсмичности шкалы СОУС'09 для периодов начиная с 1995 года. Для периода 1960–2013 гг. отсутствует низкий и экстремально низкий уровень сейсмичности в окнах 180 и 365 суток. Для периодов 1980–2013 гг. и 1985–2013 гг. в окнах 7, 15, 30 суток отсутствует низкий уровень сейсмичности. Такой эффект вызван большим количеством временных окон, в которых отсутствуют землетрясения, с магнитудой превышающей уровень надежной регистрации. В Зоне 2 отсутствует низкий уровень сейсмичности в малых временных окнах (7, 15, 30 суток) начиная с 1995 года.

Функции распределения зон 1 и 2 сравнивались между собой с помощью критерия Колмогорова-Смирнова. Критерий Колмогорова-Смирнова [3] является широко используемым непараметрическим критерием проверки гипотезы о принадлежности двух независимых выборок одному закону распределения. В результате сравнение показало с высоким уровнем значимости (5%) статистическое различие функций распределения зон 1 и 2. Как следствие, сейсмический процесс в зонах 1 и 2 различается.

### Номограммы СОУС'09

Сейсмичность рассматриваемых зон описана с помощью номограмм СОУС'09. Номограмма позволяет определить границы уровня сейсмичности для заданного временного окна, основываясь на величине сейсмического момента. На рисунке 3 представлены номограммы СОУС'09 зон 1 и 2, построенные на основании выборок землетрясений, соответствующих периодам времени: 1960–2013, 1985–2013, 1995–2013 гг. Исходя из построенных номограмм, следует отметить отсутствие уровней сейсмичности ниже фонового пониженного для Зоны 1, и отсутствие экстремально низкого уровня

для Зоны 2 в период 1960–2013 гг. Это связано с наличием большого количества временных окон, в которых не было землетрясений выше уровня надежной регистрации.

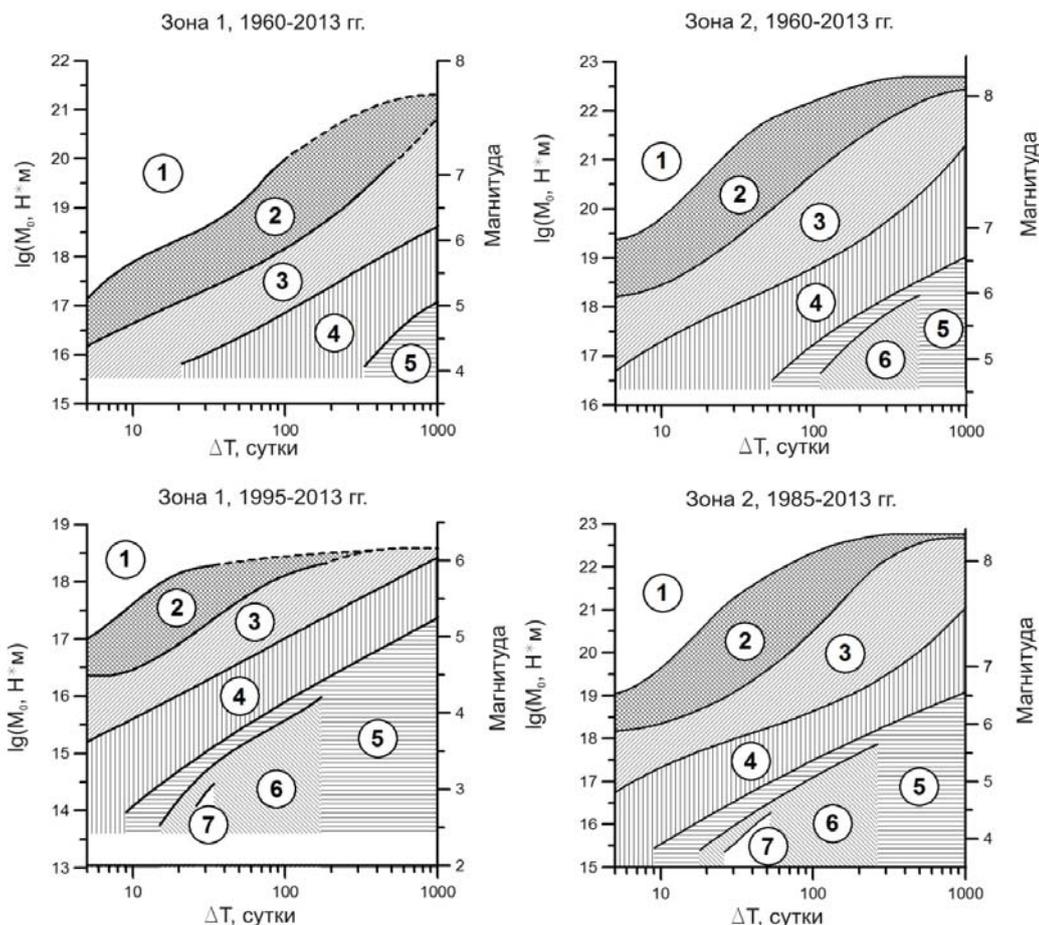


Рис. 3. Номограммы СОУС'09 зон 1 и 2. Цифрами обозначены уровни сейсмичности по шкале СОУС'09: 1 – экстремально высокий, 2 – высокий, 3 – фоновый повышенный, 4 – фоновый средний, 5 – фоновый пониженный, 6 – низкий, 7 – экстремально низкий. Пунктирной линией показаны участки экстраполяции для высокого и экстремально высокого уровня сейсмичности

С помощью номограмм СОУС'09 выявлены интервалы временных окон, соответствующие максимальному количеству уровней шкалы СОУС'09. Для Зоны 1 в период 1995–2013 гг. все уровни сейсмичности присутствуют в интервале временных окон от 25 до 35 суток. Аналогичный интервал для Зоны 2 в период 1985–2013 гг. составляет 25–55 суток.

### Корреляция вариаций уровня сейсмичности зон 1 и 2

Вариации во времени уровня сейсмичности являются индикатором сейсмического процесса в рассматриваемой области. Использование различных математических методов при изучении данных вариаций позволяет получить дополнительную информацию о сейсмическом процессе.

Для зон 1 и 2 построены функции автокорреляции временных вариаций уровня сейсмичности во временных окнах 7, 30, 365 суток.

Анализ данных функций показывает независимость текущего уровня сейсмичности от сейсмичности в предыдущих временных интервалах. Исключением является функция для зоны 1 для вариаций уровня сейсмичности в окне 365 суток. В данном случае наблюдается локальный максимум функции автокорреляции величиной 0.3 при временном сдвиге 135 недель, что говорит о слабой корреляционной зависимости.

Корреляционный анализ временных вариаций уровня сейсмичности во временных окнах 90, 180, 365 суток, показал отсутствие линейной связи между сейсмическими процессами в обеих зонах на длинных временных интервалах (18 лет и более). Однако детальное разбиение на короткие временные участки позволило обнаружить период времени с 1996 по 2000 год с высокой корреляцией вариаций уровня сейсмичности в рассматриваемых зонах. Максимальное значение коэффициента корреляции было обнаружено при анализе временных вариаций уровня сейсмичности, построенных

для окна 365 суток. Оно составило 0.73 при временном сдвиге в 8 недель. Данный результат показывает наличие проявления сейсмичности в Зоне 2, опережающее сейсмическую активность в Зоне 1 на 8 недель в период с 1996 по 2000 год.

### Сейсмическое затишье, предвещающее Шикотанское землетрясение

Анализ временных вариаций уровня сейсмичности Зоны 2 выявил шестимесячное сейсмическое затишье, предвещающее сильное Шикотанское землетрясение (Тохо-Оки) 04.10.1994 г.,  $M = 8.2$ . Данное землетрясение произошло в зоне южного участка Курильской островной дуги, и было сильнейшим из зарегистрированных землетрясений в зоне 2. Обнаруженное сейсмическое затишье проявилось в виде выхода уровня сейсмичности на низкий уровень и было наиболее длительным за период 1960–2013 гг.

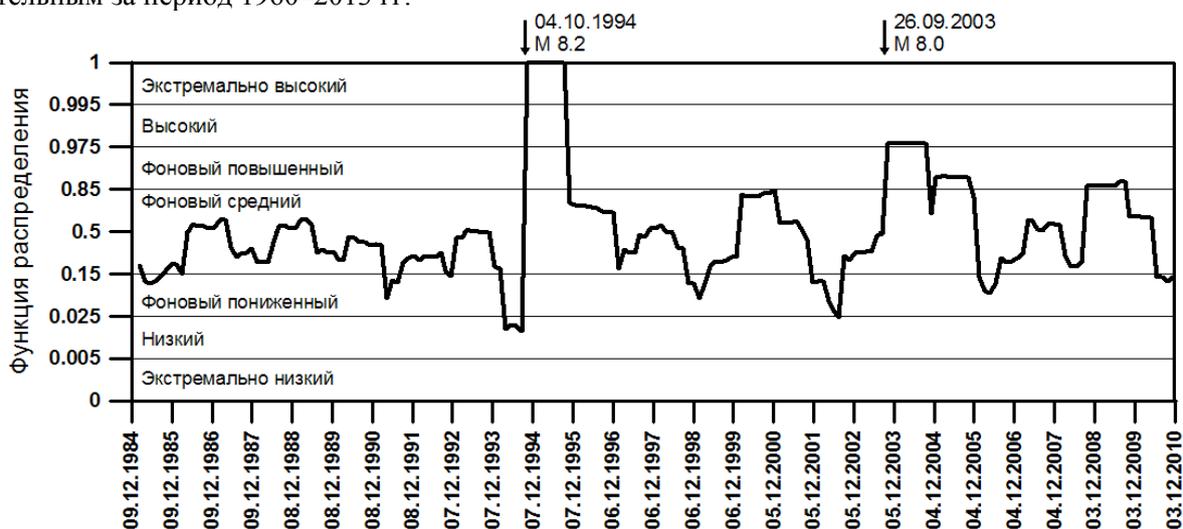


Рис. 4. Вариации уровня сейсмичности Зоны 2 с 1985 по 2010 гг. во временном окне 365 суток. Стрелкой обозначено Шикотанское землетрясение (Тохо-Оки) 04.10.1994,  $M = 8.2$ . Данное землетрясение предвораюсь шестимесячным пребыванием сейсмичности на низком уровне

### Заключение

Методика СОУС'09 применена для описания сейсмичности территории острова Хоккайдо. Выделено две сейсмоактивные зоны: северная часть Японского моря и южный участок Курильской островной дуги, соответствующие западному и восточному побережью Хоккайдо. Для каждой зоны выделено пять временных периодов, на которых выборки из каталога землетрясений ЖМА однородны.

Анализ функций распределения сейсмического момента зон 1 и 2 с помощью статистического критерия Колмогорова-Смирнова позволил сделать выводы о различии сейсмического процесса в рассматриваемых зонах.

Корреляционный анализ временных вариаций уровня сейсмичности показал отсутствие линейной связи между сейсмическими процессами в обеих зонах на длительных временных интервалах. Однако для периода времени с 1996 по 2000 год наблюдалась высокая корреляция с временным лагом 8 недель.

Обнаружено сейсмическое затишье в зоне 2, предвещающее Шикотанское землетрясение (Тохо-Оки) 04.10.1994,  $M = 8.2$ , заключающееся в пребывании сейсмичности на низком уровне в течение полугода до наступления данного события.

### Список литературы

1. Воропаев П.В., Салтыков В. А. Вычислительная система оценки уровня сейсмичности // Геология и Геофизика Юга России. 2013. № 2. С. 18–25.
2. Гусев А.А., Мельникова В.Н. Связи между магнитудами – среднемировые и для Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1990. № 6. С. 55–63.
3. Кобзарь А.И. Прикладная математическая статистика. Для инженеров и научных работников. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2006. 816 с.
4. Салтыков В.А. Статистическая оценка уровня сейсмичности: методика и результаты применения на примере Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2011. № 2. С. 53–59.

## ОПЫТ СОЗДАНИЯ СЛУЖБЫ ДЕЖУРНЫХ ОПЕРАТОРОВ–ЭКСПЕРТОВ СЕТИ КОМПЛЕКСНЫХ СКВАЖИННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ ПЕТРОПАВЛОВСК–КАМЧАТСКОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА

*Гаврилов В.А., Бусс Ю.Ю., Морозова Ю.В., Полтавцева Е.В.*

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, vgavr@kscnet.ru*

### 1. Сеть комплексных скважинных измерений

По состоянию на январь 2017 г. автоматизированная сеть комплексных скважинных измерений Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона состояла из четырех непрерывно функционирующих радиотелеметрических пунктов, созданных на базе скважин Г-1, Р-2, Е-1, К-33, а также Центра сбора и обработки информации, расположенного в здании Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (рис. 1).

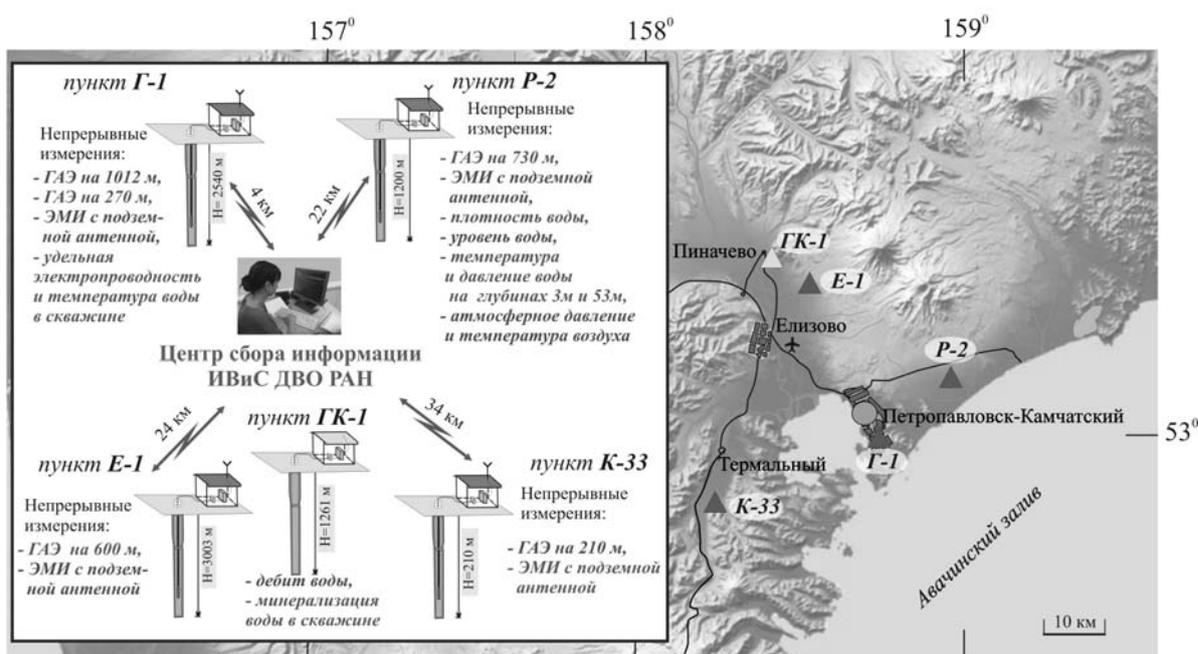


Рис. 1. Схема сети комплексных скважинных измерений Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона

Основными (базовыми) измерениями, проводимыми непрерывно на всех пунктах сети, являются геоакустические измерения в скважинах на глубинах от 210 до 1012 м и электромагнитные измерения в сверхнизкочастотном (СНЧ) диапазоне с использованием подземных электрических антенн. Кроме этого на скважине Р-2 проводятся непрерывные измерения уровня, температуры воды скважины на глубинах 3 м и 53 м, ведется мониторинг плотности воды. На скважине Г-1 проводятся непрерывные телеизмерения электропроводности воды. Кроме вышеуказанных измерений для анализа напряженно-деформированного состояния геосреды используются данные многолетних режимных гидрогеохимических и гидрогеодинамических измерений (минерализация и дебит воды в скважине), производимых на скважинах Г-1 и ГК-1 сотрудниками Камчатского филиала ГС РАН (КФ ГС РАН). В последние годы на регулярной основе на скважине Г-1 проводятся натурные эксперименты с откачкой воды скважины, используемые в качестве дополнительного метода идентификации напряженно-деформированного состояния геосреды.

Большинство технических средств, входящих в состав аппаратуры измерительных пунктов и Центра сбора информации, разработаны сотрудниками группы скважинных измерений ИВиС ДВО РАН. Учитывая условия эксплуатации аппаратуры измерительных пунктов, технические средства сети разрабатывались в расчете на работу в достаточно жестких климатических условиях,

длительный срок автономной работы от аккумуляторов и гальванических источников тока. Кроме этого, в число технических требований входила возможность изменений конфигурации аппаратуры измерительных пунктов в зависимости от видов проводимых измерений, а также возможность дистанционно изменять некоторые параметры измерений. Во внимание принималась также стоимость создаваемых средств и возможность тиражирования аппаратуры.

Основой цифровой части аппаратуры измерительного пункта является *микропроцессорный измерительный контроллер*. В его функции входит аналого-цифровое преобразование измеряемых сигналов, предварительная обработка цифровых данных в реальном масштабе времени, а также хранение обработанных данных для их дальнейшей передачи по каналу связи в Центр сбора и обработки информации ИВиС ДВО РАН.

## 2. Режимы измерений

### 2.1 Непрерывный мониторинг

Основным режимом измерений в сети является **режим непрерывного мониторинга**, обеспечивающий геоакустические и электромагнитные измерения в полосе частот 10 Гц – 2500 Гц. В таком режиме все измерения на измерительных пунктах ведутся непрерывно, а передача данных в Центр сбора и обработки ИВиС ДВО РАН осуществляется по телеметрическим каналам по запросу оператора (в обычном режиме – ежедневно, кроме выходных и праздничных дней). В режиме реального времени на измерительных пунктах обеспечивается предварительная аналоговая и цифровая обработка данных геоакустических и электромагнитных измерений с выделением и регистрацией среднеквадратических (или средневыпрямленных) значений сигналов, что позволяет снизить объемы передаваемых данных примерно в 2000 раз. Аналоговая обработка заключается в дополнительном усилении и фильтрации сигнала, при этом параметры фильтров, используемых для обработки, для каждого измерительного пункта определяются индивидуально, в основном, в зависимости от электромагнитной ситуации в зоне скважины. Дальнейшая цифровая обработка сигналов ГАЭ и ЭМИ в реальном масштабе времени производится микропроцессорным контроллером, осуществляющем осреднение данных на заданном временном интервале. Время осреднения, составляющее по умолчанию 1 мин, может дистанционно задаваться по каналу связи в пределах от 1 с до 18 ч.

Данные сохраняются во внешней энергонезависимой памяти контроллера для их дальнейшей передачи по каналу связи в Центр сбора и обработки информации. Суточный объем данных, передаваемых с одного измерительного пункта, составляет около 170 кБ при одноминутном осреднении. В качестве каналов связи используются каналы сотовой GSM-связи. Кроме того, данные могут быть считаны непосредственно на измерительном пункте с помощью портативного компьютера через интерфейс RS-232.

При отсутствии связи объем памяти контроллера обеспечивает непрерывную регистрацию данных на измерительном пункте в течение 50 суток (при одноминутном усреднении).

### 2.2 Экспериментальные измерения

При необходимости проведения специальных исследований, требующих регистрации волновых форм и спектров исходных сигналов, в том числе, при проведении измерений, связанных с выбором новых скважин, используется дополнительный **режим экспериментальных измерений**, обеспечивающий высокоточную регистрацию волновых форм исходных сигналов ГАЭ и ЭМИ в полосе частот от 5 Гц до 10 кГц. Для проведения измерений в указанном режиме на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне используется измерительный цифровой модуль Zet220 производства ЗАО «Электронные технологии и метрологические системы». В состав модуля входит 24-разрядный АЦП, позволяющий проводить измерения по 16 синфазным / 8 дифференциальным каналам с суммарной частотой преобразования до 8 кГц. Измерения с модулем Zet220 проводятся сеансами продолжительностью от нескольких суток до нескольких месяцев.

## 3. Программные и аппаратные средства приема и обработки данных

Программы, осуществляющие прием данных с измерительно-связных контроллеров по каналам связи являются оригинальной разработкой авторов. Для последующей обработки, визуализации и анализа данных используются пакеты специализированных программ обработки временных рядов ABD [5], WinABD [6] и WinПОС (разработка НПП «Мера», г. Королев).

Для скважинных геоакустических измерений на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне применялись геофоны двух типов – МАГ-3С (до сентября 2009 г.) и А1612, а также аналоговые гидрофоны типа Г61Н и цифровые типа ЦПП-4.

Электромагнитные измерения проводятся с использованием *подземных* электрических антенн трех разных конструкций, в том числе, высокочувствительной подземной электрической антенны типа «монополь» с подземным рефлектором, а также подземной электрической антенны собственной разработки, не требующей подземного рефлектора, что позволяет проводить измерения в условиях городской застройки.

#### **4. Методы мониторинга напряженно-деформированного состояния геосреды**

В целях анализа напряженно-деформированного состояния геосреды Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона ежедневно проводится комплексная оценка данных, получаемых как с пунктов измерения сети скважинных наблюдений, так и из сторонних источников. Данные о параметрах откликов геоакустической эмиссии (ГАЭ) на внешнее электромагнитное воздействие и результаты измерений уровня фонового электромагнитного излучения (ЭМИ) в СНЧ-диапазоне частот анализируются совместно с данными гидрогеохимических и гидрогеодинамических измерений, проводимых лабораторией гидросейсмологии КФ ФИЦ ЕГС РАН.

Для ежедневной оценки напряженно-деформированного состояния геосреды рассматриваются следующие данные мониторинга:

##### **4.1. Изменения амплитуды откликов ГАЭ на внешнее электромагнитное воздействие**

Деформация объема порово-трещинного пространства контролируемой геофоном шумовой зоны вызывает изменения общей площади соприкосновения жидкой и твердой фаз, связанные с увеличением или уменьшением раскрытости микротрещин и пор, что является наиболее значимым фактором, влияющим на амплитуды откликов ГАЭ. Увеличение суммарной площади соприкосновения жидкой и твердой фаз сопровождается соответствующим увеличением амплитуд откликов ГАЭ, а уменьшение вызывает деградацию откликов. Для сухих пород проявление эффекта модулирующего воздействия внешнего ЭМИ на интенсивность ГАЭ невозможно.

В ряде случаев значимые изменения амплитуд откликов ГАЭ на воздействие внешнего ЭМИ могут объясняться следствием интенсификации электрокинетических процессов, которые влияют на скорость течения поровой жидкости: вызывают ее возрастание на интервалах роста амплитуды напряженности поля и уменьшение на интервалах спада амплитуды напряженности.

##### **4.2. Изменения трендовых составляющих рядов ГАЭ**

При достаточной флюидонасыщенности пород изменения трендовых составляющих рядов ГАЭ связаны с изменениями шумов, возникающих при движении флюида в контролируемой геофоном шумовой зоне: возрастают с увеличением скорости фильтрации и, соответственно, убывают с уменьшением скорости. При наличии данных измерений трехкомпонентного геофона, анализ трендов и амплитуд сигналов для различных пространственных компонент ГАЭ в случае влагонасыщенной среды позволяет делать выводы об изменениях градиента порового давления в районе измерительной скважины.

Изменения трендовых составляющих рядов ГАЭ при экстремально низкой влагонасыщенности пород отражают более сложные процессы: при росте всесторонних сжимающих напряжений в районе скважины характерно уменьшение скорости фильтрации (трендовых составляющих рядов ГАЭ) для всех компонент сигнала ГАЭ, связанное с уменьшением флюидонасыщенности контролируемой геофоном шумовой зоны. Тем не менее, дальнейшее снижение флюидонасыщенности до экстремально низких значений на этой стадии может вызвать последующий рост трендовых составляющих рядов ГАЭ, обусловленный возрастанием шумов трения между гранулами пород и бортами существующих трещин. Характерной особенностью такого состояния является отсутствие откликов ГАЭ на вариации внешнего переменного ЭМИ в зоне скважины [4].

##### **4.3. Изменения удельного сопротивления геосреды**

В условиях естественного залегания удельное электрическое сопротивление горных пород отражает, в первую очередь, флюидонасыщенность геосреды. Изменения флюидонасыщенности связаны с изменениями действующих в геосреде механических напряжений, влияющих на объем порово-трещинного пространства, порового давления и проницаемость геосреды в сочетании с

поступлением или выжиманием флюида, заполняющего микротрещины и поры горных пород в прискважинной зоне [8].

#### **4.4. Гидрогеохимические и гидрогеодинамические наблюдения**

Анализ результатов гидрогеохимических и гидрогеодинамических наблюдений в скважинах позволяет дополнить и уточнить оценку текущего напряженно-деформированного состояния геосреды, полученную по результатам геоакустических и электромагнитных наблюдений.

Так, изменения дебита воды в скважинах в ряде случаев отражают изменения объемных деформаций в геосреде [1, 7], данные измерений дебита скважины ГК-1 позволяют давать заключения о характере и уровнях воздействующих тектонических напряжений в пределах полигона.

Уменьшение или увеличение минерализации воды в скважинах Г-1 и ГК-1, изменения степени коррелированности рядов минерализации воды, рассматриваемые совместно с данными электромагнитного и геоакустического мониторинга, позволяют давать более полную оценку напряженно-деформированного состояния геосреды в районе Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона.

Данные об изменениях уровня воды в скважине Р-2 необходимы для оценок характера и уровней воздействующих тектонических напряжений при анализе комплекса данных скважинных измерений.

Анализ результатов измерений плотности воды в скважине Р-2 позволяет делать оценки изменений концентраций свободных и растворенных в воде газов, связанных, прежде всего, с процессами трещинообразования в результате деформирования горных пород на заключительной стадии подготовки сильного тектонического землетрясения [3].

#### **5. Служба дежурных операторов**

На первых этапах создания сети основные организационные и технические решения определялись, в основном, задачами исследования физической основы эффектов модулирующего воздействия слабых электромагнитных излучений на интенсивность ГАЭ. Позже на основе научных результатов, полученных в ходе указанного направления исследований, получило развитие прикладное направление, связанное с разработкой новых методов непрерывного мониторинга напряженно-деформированного состояния геосреды, базирующихся на синхронных скважинных геоакустических и электромагнитных измерениях. Для развития этого направления требовалось обработать и проанализировать большой объем накопленных непрерывных многолетних данных. Кроме этого, база геофизических данных пополнялась (и продолжает пополняться на данный момент) ежедневными данными с измерительных пунктов сети комплексных скважинных измерений Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона.

Когда стало очевидно, что новое направление геофизического мониторинга напряженно-деформированного состояния геосреды перспективно и требует особого способа организации работ, появилась необходимость в создании Службы оперативной обработки текущей информации, поступающей по каналам телеметрии с измерительных пунктов сети комплексных скважинных измерений. Указанная служба была создана в 2013 г. В.А. Гавриловым на базе руководимой им группы скважинного геофизического мониторинга в составе лаборатории геодезии ИВиС ДВО РАН.

На данный момент сложился четкий регламент Службы оперативной обработки. Дежурный оператор-эксперт выполняет свои обязанности в соответствии с графиком дежурств. Смена дежурного эксперта происходит один раз в две недели. Обязанности и порядок действий дежурного оператора-эксперта отражены в подробном документе методического характера, разработанного группой скважинного мониторинга для внутреннего пользования. Все действия, работы на скважинах работы, события фиксируются дежурным оператором-экспертом в специальный журнал.

В обязанности дежурного оператора-эксперта входит ежедневный прием данных со всех измерительных пунктов, импорт этих данных в базу данных, ежедневная оценка полученных данных с точки зрения стабильности работы аппаратуры на пунктах и изменения напряженно-деформированного состояния геосреды, дистанционное сопровождение работы сотрудников на измерительных пунктах, получение и обработка данных, получаемых из сторонних источников.

При анализе напряженно-деформированного состояния геосреды используются упрощенные схемы, отражающие ключевые моменты и соответствующие тенденции изменений регистрируемых величин для основных стадий напряженно-деформированного состояния геосреды в районах измерительных скважин. Эти схемы базируются на теоретических представлениях, разработанных авторами, и на результатах многолетних измерений на скважинах Петропавловск-Камчатского

геодинамического полигона. Схемы носят обобщенный характер, хотя в определенной мере учитывают и особенности используемых скважин. Примеры схем приведены на рис. 2 [2].

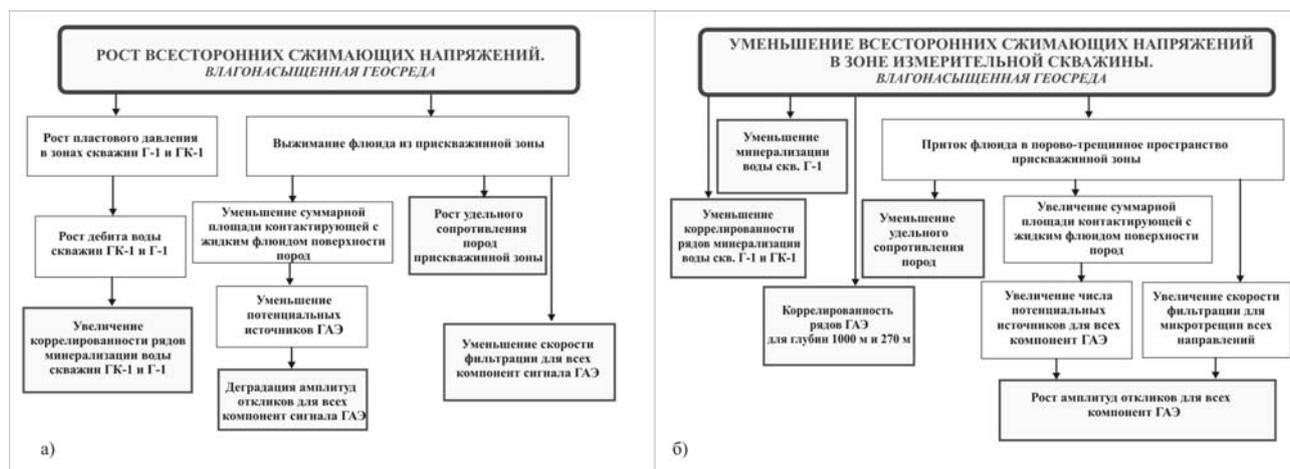


Рис. 2. Тенденции изменений регистрируемых величин при росте (а) и уменьшении (б) всесторонних сжимающих напряжений в случае влагонасыщенной геосреды

Использование указанных схем позволяет оценивать текущее напряженно-деформированное состояние геосреды, а также анализировать характер изменений состояний на продолжительных временных интервалах. В рамках задач прогноза землетрясений особое внимание уделяется выявлению быстрых изменений напряженно-деформированного состояния геосреды, которые, как правило, характерны для заключительной стадии подготовки близкого сильного сейсмического события.

В конце двухнедельного дежурства (в обычном режиме) или в процессе дежурства (в экстренных случаях, при сложной сейсмической обстановке) проводится подробный анализ данных сети наблюдений и подготавливается заключение о сейсмической опасности для Камчатского края, которое передается в Камчатский филиал Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений, оценке сейсмической опасности и риска.

### Список литературы

1. Асада Т., Исибаси К., Матсуда Т. и др. Методы прогноза землетрясений. Их применение в Японии. Под ред. Т. Асада. пер. с англ. М.: Недра, 1984. 312 с.
2. Гаврилов В.А. Воздействие переменных электромагнитных полей на геоакустические процессы: эмпирические закономерности и физические механизмы: дис. д-ра физ.-мат. наук. ФГБУН Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, 2017. 385 с. [Электронный ресурс]. URL: [http://www.ifz.ru/fileadmin/user\\_upload/autoreferats/2017/Gavrilov/dissertacija\\_Gavrilov.pdf](http://www.ifz.ru/fileadmin/user_upload/autoreferats/2017/Gavrilov/dissertacija_Gavrilov.pdf)
3. Гаврилов В.А., Власов Ю.А., Денисенко В.П., Морозова Ю.В., Яковлева Ю.Ю. Опыт комплексных скважинных геофизических наблюдений в целях мониторинга состояния геосреды // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. № 2. Вып. 8. С. 43–53.
4. Гаврилов В.А. Пантелеев И.А. Влияние фильтрационных процессов в горных породах на характеристики геоакустической эмиссии // Геофизические исследования. 2016. Т. 17. № 2. С. 32–53.
5. Дещеревский А.В., Журавлев В.И. Анализ временных рядов с программой ABD. М.: ОИФЗ РАН, 1997.
6. Дещеревский А.В., Журавлев В.И., Никольский А.Н. WINABD-пакет программ для сопровождения и анализа данных геофизического мониторинга // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Пятой научно-технической конференции / Отв. редактор В.Н. Чебров, Петропавловск-Камчатский 27 сентября – 3 октября. Обнинск: ГС РАН, 2015. С. 211–215.
7. Сидорин А.Я. Предвестники землетрясений. М.: Наука, 1992. 192 с.
8. Мячкин В.И. Процессы подготовки землетрясений. М.: Наука, 1978. 232 с.

## УСПЕШНЫЙ ПРОГНОЗ СИЛЬНЕЙШЕГО ЖУПАНОВСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ (30.01.2016 г.; $M_W=7.2$ ) НА ОСНОВЕ ДАННЫХ КОМПЛЕКСНЫХ СКВАЖИННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

*Гаврилов В.А., Бусс Ю.Ю., Морозова Ю.В., Полтавцева Е.В.*

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, [vgavr@kscnet.ru](mailto:vgavr@kscnet.ru)*

### **Введение**

Сильнейшее ( $M_W = 7.2$ ) Жупановское землетрясение, произошедшее 30 января 2016 г. на эпицентральной дистанции  $R_e = 107$  км от г. Петропавловска-Камчатского на глубине 161 км, можно отнести к одному из наиболее значимых сейсмических событий. По величине параметра  $S = 39\%$ , (где  $S = L / R_h \cdot 100\%$ ,  $L$  и  $R_h$  соответственно длина очага землетрясения и гипоцентральной дистанции) Жупановское землетрясение является самым сильным из имевших место на Камчатке за последние 20 лет. Величина  $L / R_e \cdot 100\%$  (где  $R_e$  – эпицентральной дистанции) составила 70%. Это показывает, что в данном случае впервые с 2000 года непрерывные комплексные скважинные измерения на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне проводились на границе эпицентральной зоны сильнейшего землетрясения. По мнению авторов, указанное обстоятельство позволило получить ряд важных результатов, отражающих тенденции изменений параметров напряженно-деформированного состояния геосреды на заключительной стадии подготовки сильных тектонических землетрясений.

### **Сеть комплексных скважинных измерений Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона**

Представленные ниже результаты получены автоматизированной сетью комплексных скважинных измерений Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона, состоящей из четырех непрерывно функционирующих радиотелеметрических пунктов, созданных на базе скважин Г-1, Р-2, Е-1, К-33, а также Центра сбора и обработки информации, расположенного в здании Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. Базовыми измерениями, проводимыми в непрерывном режиме на каждом измерительном пункте сети, являются скважинные геоакустические измерения на глубинах до 1012 м и электромагнитные измерения с подземными электрическими антеннами. Кроме этого в состав проводимых измерений некоторых пунктов входят телеметрические измерения удельной электропроводности, уровня, температуры и плотности воды скважин.

### **Методы и подходы, используемые для оценки текущей сейсмической опасности**

В ходе многолетних исследований на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне были разработаны новые методы непрерывного мониторинга напряженно-деформированного состояния геосреды, базирующиеся на данных указанных выше видов измерений. К наиболее интересным и важным в прикладном плане научным результатам при этом можно отнести открытие эффекта модуляции интенсивности геоакустической эмиссии (ГАЭ) слабым переменным электрическим полем [1, 3–5], а также использование электромагнитных измерений с подземными антеннами для непрерывного мониторинга удельного сопротивления горных пород в зоне скважины [2]. Кроме этого можно отметить эффективность натуральных экспериментов с откачкой воды скважины, используемых в качестве дополнительного метода идентификации напряженно-деформированного состояния геосреды.

### **Изменения напряженно-деформированного состояния геосреды, предшествовавшие Жупановскому землетрясению**

Первые результаты, указавшие на изменения напряженно-деформированного состояния геосреды в районе Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона накануне Жупановского землетрясения, были получены при анализе результатов натурального эксперимента с откачкой 22 л воды на скважине Г-1, проведенного в начале июля 2015 г. Сравнение этих результатов с результатами эксперимента 2014 года (рис. 1) показало их значительное различие.

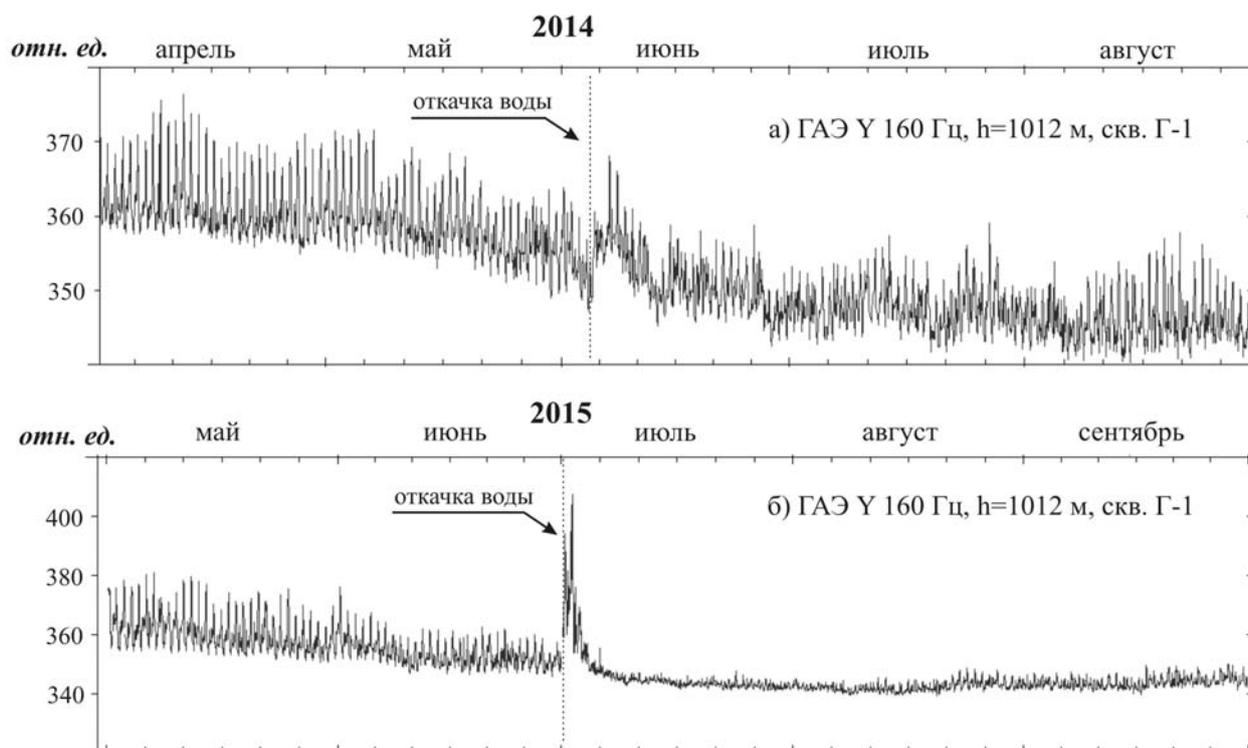


Рис. 1. Изменения параметров ГАЭ на глубине 1012 м на продолжительных интервалах в результате экспериментов 2014 г. (а) и 2015 г. (б)

Во-первых, реакция на откачку воды в 2015 г. была гораздо более быстрой и интенсивной. Несмотря на то, что в 2015 г. было откачено вдвое меньше воды, максимальный прирост амплитуд откликов ГАЭ (500%) был на порядок выше, чем в эксперименте 2014 года (30–40%). Рост амплитуд откликов ГАЭ в 2015 г. начался сразу же после откачки воды, в то время как эксперимент 2014 года показал наличие двухсуточной задержки. Максимальный рост трендовой составляющей ряда ГАЭ У160 Гц в эксперименте 2015 года (6%) был вчетверо выше в сравнении с 2014 г. (1.5%). Поясним, что согласно результатам многочисленных работ авторов (см. например, [3]), суточные вариации ГАЭ для зоны скважины Г-1 являются откликами на суточные вариации внешнего электромагнитного излучения (ЭМИ) того же диапазона частот, а при *достаточной влагонасыщенности* пород изменения трендовых составляющих рядов ГАЭ с точностью до постоянных коэффициентов отражают изменения скорости фильтрации поровой жидкости. Приводимые результаты могут объясняться ростом проницаемости геосреды для глубин порядка 1000 м к моменту эксперимента 2015 года по сравнению с предыдущим годом. Во-вторых, в ходе эксперимента 2015 года после кратковременного (двое суток) резкого роста амплитуды откликов ГАЭ в отличие от эксперимента 2014 года произошло резкое уменьшение амплитуд откликов ГАЭ, а затем амплитуды откликов ГАЭ снизились до значений, примерно вдвое меньших, чем до начала эксперимента. Аналогичный характер имели изменения трендовых составляющих рядов ГАЭ. Значения трендовых составляющих опустились ниже уровня, имевшего место до откачки воды скважины. В эксперименте 2014 г. подобные эффекты не наблюдались (см. рис. 1). Отсюда следует, что к моменту эксперимента влагонасыщенность прискважинной зоны снизилась до очень низких значений. Учитывая, что результаты эксперимента 2015 года одновременно указывают на рост проницаемости геосреды в сравнении с проницаемостью на момент эксперимента 2014 года, можно сделать вывод, что в этом случае причиной значительного снижения влагонасыщенности геосреды явился отток жидкого флюида из зоны скважины.

Поскольку за два месяца после проведения натурального эксперимента восстановления амплитуды откликов ГАЭ до своих прежних значений не произошло (рис. 2), резкое снижение амплитуды откликов ГАЭ после откачки воды в начале июля 2015 г. было интерпретировано как начало интенсификации фильтрационных процессов, возможно связанное с заключительной стадией подготовки сильного землетрясения. Это послужило основанием для подачи в октябре 2015 г. в Камчатский филиал Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений, оценке

сейсмической опасности и риска. Заключение о сейсмической опасности для Камчатского края, в котором делался вывод о повышенной вероятности землетрясений с параметром  $S \geq 12\%$ . Указанное заключение продлевалось до 20.01.2016 г. включительно.

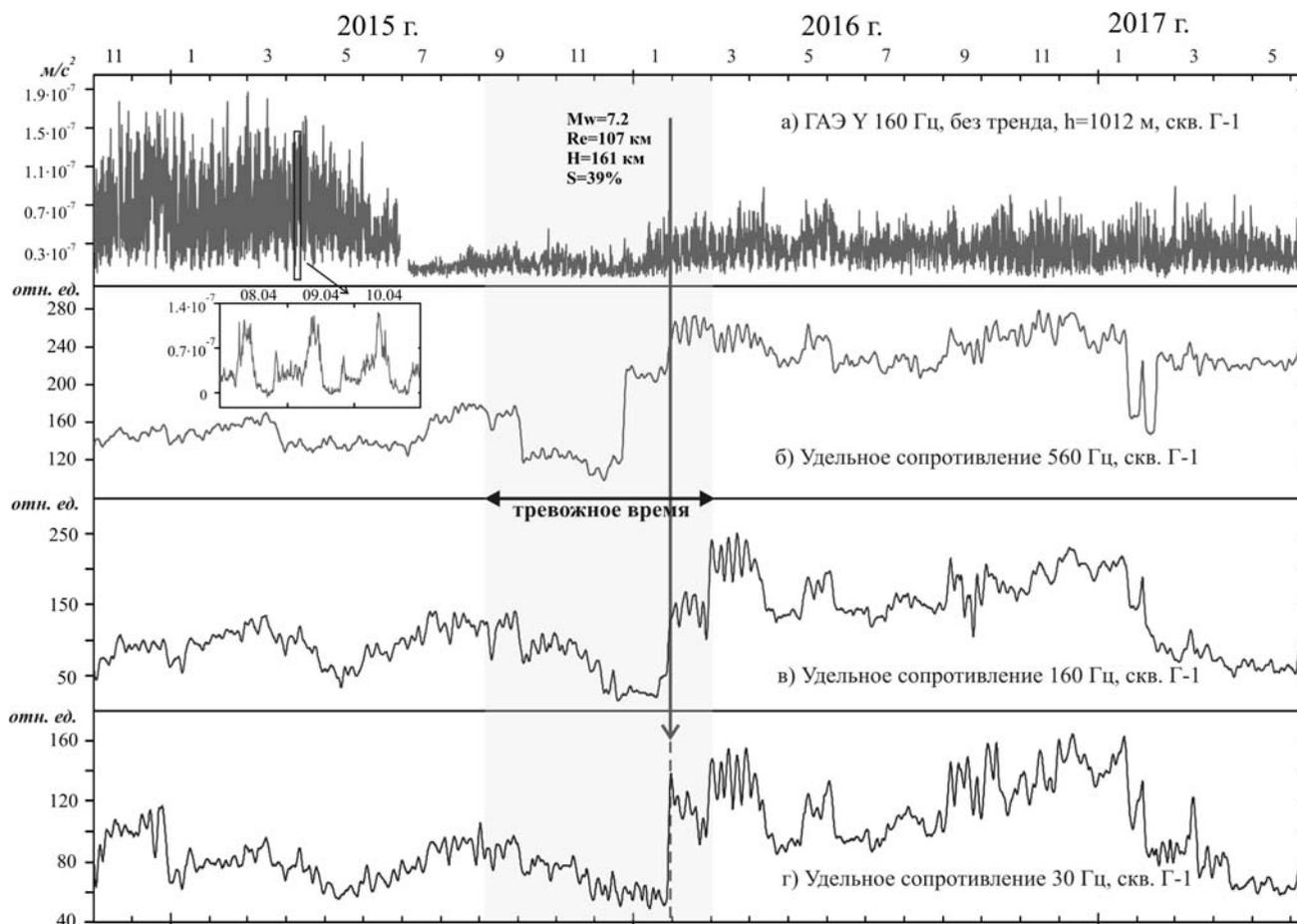


Рис. 2. Результаты геоакустических и электромагнитных измерений в зоне скважины Г-1 в 2012–2016 гг. в сопоставлении с моментами наиболее сильных землетрясений ( $S \geq 15\%$ ): а) СКЗ ГАЭ для глубины 1012 м (Y-компонента, канал 160 Гц); б) тренд ряда ГАЭ, в) изменения удельного сопротивления пород в зоне скважины Г-1 по данным канала 560 Гц; г) изменения удельного сопротивления пород в зоне скважины Г-1 по данным канала 160 Гц; д) изменения удельного сопротивления пород в зоне скважины Г-1 по данным канала 30 Гц

Как можно видеть по данным рис. 2, за двое суток до Жупановского землетрясения по результатам электромагнитных измерений с подземной электрической антенной был зарегистрирован аномально быстрый и значительный рост удельного сопротивления пород на интервале глубин до 2250 м в зоне скважины Г-1. Эти данные послужили основанием для срочной подачи 29 января 2016 г. нового Заключения о сейсмической опасности для Камчатского края, в котором было указано, что «на период с 29 января 2016 г. по 5 февраля 2016 г. включительно (время по Гринвичу) повышена вероятность землетрясений с параметром  $S \geq 12\%$  ( $S = L_p/R_h * 100\%$ , где  $L_p = 10^{0.44M-1.29}$  – длина очага землетрясения,  $R_h$  – гипоцентрального расстояние)».

Сделанный прогноз произошедшего 30.01.2016 г. Жупановского землетрясения официально признан полностью оправдавшимся по всем параметрам.

### Выводы

Полученные в ходе многолетних исследований результаты указывают на эффективность разработанных методов мониторинга напряженно-деформированного состояния геосреды, базирующихся на данных скважинных геоакустических измерений и электромагнитных измерений с подземными электрическими антеннами. По мнению авторов, эти методы имеют ясную физическую основу и способны обеспечивать мониторинг изменений параметров геосреды, связанных с изменениями ее напряженно-деформированного состояния: влагонасыщенности, скорости фильтрации жидкого флюида и удельного сопротивления. Указанные методы мониторинга

позволили дать успешный прогноз произошедшего 30.01.2016 г. сильнейшего Жупановского землетрясения. Полученные результаты указывают на перспективность использования разработанных методов мониторинга напряженно-деформированного в системах среднесрочного и краткосрочного прогноза землетрясений.

#### **Список литературы**

1. *Гаврилов В. А., Морозова Ю. В., Сторчеус А. В.* Вариации уровня геоакустической эмиссии в глубокой скважине Г-1 (Камчатка) и их связь с сейсмической активностью // *Вулканология и сейсмология*. 2006. № 1. С. 52–67.
2. *Гаврилов В. А.* О методе непрерывного мониторинга удельного электрического сопротивления горных пород // *Сейсмические приборы*. 2013. Т. 49. № 3. С. 25–38.
3. *Гаврилов В. А., Пантелеев И. А., Рябинин Г. В.* Физическая основа эффектов электромагнитного воздействия на интенсивность геоакустических процессов // *Физика Земли*. 2014. № 1. С. 89–103.
4. *Gavrilov V. A., Panteleev I. A., Ryabinin G. V., Morozova Yu. V.* Modulating impact of electromagnetic radiation on geoaoustic emission of rocks // *Russian journal of Earth Sciences*. 2013. V. 13. ES1002, DOI: 10.2205/2013ES000527.
5. *Gavrilov V. A., Naumov A. V.* Modulation of geoaoustic emission intensity by time-varying electric field // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2017. V. 17. № 1. DOI: 10.2205/2017ES000591.

## О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПАРАМЕТРОВ ФОНОВОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА В СИСТЕМЕ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА (НА ПРИМЕРЕ КАМЧАТКИ)

*Касимова В.А.<sup>1</sup>, Копылова Г.Н.<sup>1</sup>, Любушин А.А.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>Камчатский филиал ФИЦ ЕГС РАН, г. Петропавловск-Камчатский, *vika@emsd.ru, gala@emsd.ru*

<sup>2</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, *lyubushin@yandex.ru*

### **Введение**

Полуостров Камчатка с прилегающими акваториями является одним из наиболее сейсмоопасных районов Земли, поэтому повышенное внимание в КФ ФИЦ ЕГС РАН уделяется развитию методов прогнозирования времени и места будущих сильных землетрясений. Известно, что одним из «флагов» приближения катастрофы (сильного землетрясения) является увеличение синхронизации в изменениях параметров геофизических и геохимических полей, в т.ч. параметров поля фонового сейсмического шума (ФСШ). В [7–10] на примере сильнейших японских землетрясений 2003–2011 гг. с  $M \geq 8$  убедительно показана возможность применения используемого метода для выдачи среднесрочных сейсмических прогнозов времени и места возникновения таких событий с заблаговременностью месяцы – первые годы. В работах авторов [2, 4, 11] представлены результаты обработки созданного в 2011–2015 гг. массива данных регистрации ФСШ на Камчатке, демонстрирующие перспективность используемого подхода для диагностики признаков подготовки сильных землетрясений с  $M = 6.6–8.3$ .

В настоящей работе представлены результаты развития исследований пространственно-временного распределения и когерентного поведения параметров ФСШ, полученные с использованием метода, предложенного д.ф.-м.н. А.А. Любушиным и данных от сети широкополосных сейсмических станций ФИЦ ЕГС РАН на территории Камчатского края (рис. 1). Рассматриваются особенности пространственно-временного распределения параметров ФСШ в периоды сильных камчатских землетрясений 2013–2017 гг. и эффекты их синхронных изменений и увеличения меры их когерентного поведения на среднесрочных стадиях подготовки событий с  $M = 6.6–8.3$ , а также возможность использования обнаруженных эффектов для оценки времени и места таких сейсмических событий.

В качестве показателей изменчивости ФСШ рассматриваются среднесуточные величины статистических параметров 1-минутных рядов шума, рассчитанных для каждой станции: обобщенного показателя Херста  $\alpha^*$ , ширины носителя спектра сингулярности  $\Delta\alpha$ , вейвлетной спектральной экспоненты  $\beta$ , минимальной нормализованной энтропии вейвлет-коэффициентов шума  $En$ , а также величина спектральной меры когерентного поведения четырехмерного ряда указанных статистик ФСШ  $\nu(\tau, \omega)$  [6–10].

Интерпретация эффектов увеличения когерентности в изменениях четырехмерного ряда статистик ФСШ проводилась с учетом тектонического строения района, конфигурации сети, сезонных вариаций шума, возможного влияния активного вулканизма, слабой локальной сейсмичности и берегового эффекта.

### **Методика исследований**

За время наблюдений (2011 – июль 2017 гг.) на Камчатке произошли пять сильных землетрясений: 28 февраля 2013 г. с  $M = 6.8$ , мантийное Охотоморское землетрясение 24 мая 2013 г. с  $M = 8.3$ , землетрясение 30.01.2016 г. с  $M = 7.2$  (Жупановское), 29.03.2017 с  $M = 6.6$ , землетрясение 17 июля 2017 г. с  $M = 7.7$  (рис. 1, табл. 1).

Основу исследования составляют: пополняемая база данных непрерывных записей на каналах ВНЗ на 21 станции с дискретизацией 1 мин [3, 11]; комплекс программ для расчета статистических параметров ФСШ и оценок их когерентного поведения; ГИС-проект, используемый для отображения результатов расчета параметров ФСШ в виде набора карт с дискретизацией по времени от суток до месяцев и лет [1]; результаты анализа пространственно-временного распределения параметров ФСШ в сопоставлении с произошедшими сильными землетрясениями.

Таблица. Характеристика сильных ( $M \geq 6.6$ ) землетрясений 2011–2017 гг., произошедших в районе Камчатки (<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes>)

№	Дата дд.мм.гггг	Время чч.мм.сс	Координаты		Глубина, км	Магнитуда, $M_w$
			град., с.ш.	град., в.д.		
1	28.02.2013	14:05:50	50.942	157.339	41	6.8
2	24.05.2013	05:44:49	54.874	153.281	609	8.3
3	30.01.2016	03:25:10	54.007	158.506	161	7.2
4	29.03.2017	04:09:22	56.970	163.221	43	6.6
5	17.07.2017	23:34:13	54.471	168.815	20	7.7

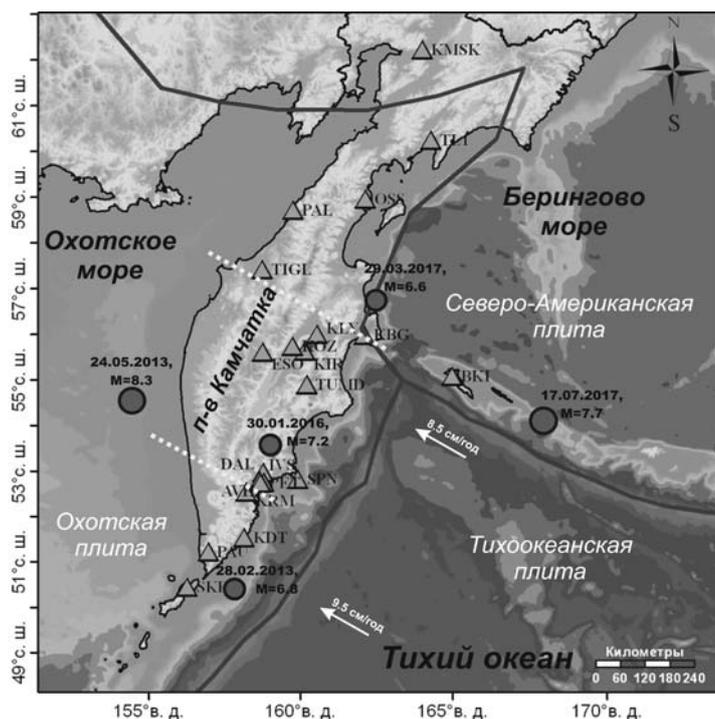


Рис. 1. Карта расположения сейсмостанций ФИЦ ЕГС РАН (треугольники), эпицентров землетрясений с  $M_w \geq 6.6$  (кружки) (табл.) и границ тектонических плит [12]; выделение северной, центральной и южной групп станций (сверху вниз), границы соответствующих районов обозначены пунктирными линиями

Для анализа изменений параметров ФСШ перед сильными землетрясениями (табл.) были построены усредненные карты их распределений за периоды времени 6 и 3 месяцев (рис. 2). На картах отражается распределение статистик по площади, полученное методом интерполяции совокупности медиан параметров от трех станций, ближайших к каждому узлу равномерной сетки размером  $50 \times 50$  в диапазоне  $50\text{--}64$  град. с.ш. и  $155\text{--}168$  град. в.д.

При усреднении ежедневных карт по всем дням внутри заданного интервала времени, получают усредненные карты, характеризующие особенности изменения отдельных параметров ФСШ по пространству за соответствующий интервал времени. Анализ совокупности таких карт для одного и того же интервала времени и их изменчивости во времени позволяет проследить главные особенности поля ФСШ для территории Камчатки (рис. 2).

Также были построены временные ряды медианных значений четырех параметров ФСШ от всех станций сети. На рис. 3<sup>а</sup> приводится сопоставление вариаций медианных значений параметров шума с произошедшими сейсмическими событиями (табл.). Для компенсации годовой и полугодовой компонент временные ряды параметров шума подвергались полосовой фильтрации с удалением полосы с периодами 120–400 сут. С помощью таких графиков можно проследить динамику изменчивости поля ФСШ во времени.

При анализе карт и графиков предполагалось, что уменьшение величин  $\alpha^*$ ,  $\Delta\alpha$ ,  $\beta$  и увеличение величины  $En$  указывает на повышение сейсмической опасности и на угрозу возникновения сильного землетрясения с  $M$  порядка 7 и более. Использование минимальных значений величин  $En$  и  $\Delta\alpha$  при выделении опасных районов основывается на предположении о консолидации малых блоков земной коры во временную структуру больших размеров, которая становится способной накопить энергию для крупного сейсмического события. При этом низкие значения  $En$  могут быть обусловлены повышенным числом низкочастотных выбросов при взаимных перемещениях неконсолидированных блоков земной коры. Тогда высокие их значения можно связывать с повышенной консолидацией малых блоков земной коры и, как следствие этого, с уменьшением числа высокоамплитудных вариаций сейсмического шума. Формирование крупного консолидированного блока сопровождается уменьшением разнообразия передаточных и резонансных свойств среды, что сопровождается потерей мульти-фрактальности временных рядов  $\alpha^*$ ,  $\Delta\alpha$  и  $\beta$  и уменьшением их величин [8–11].

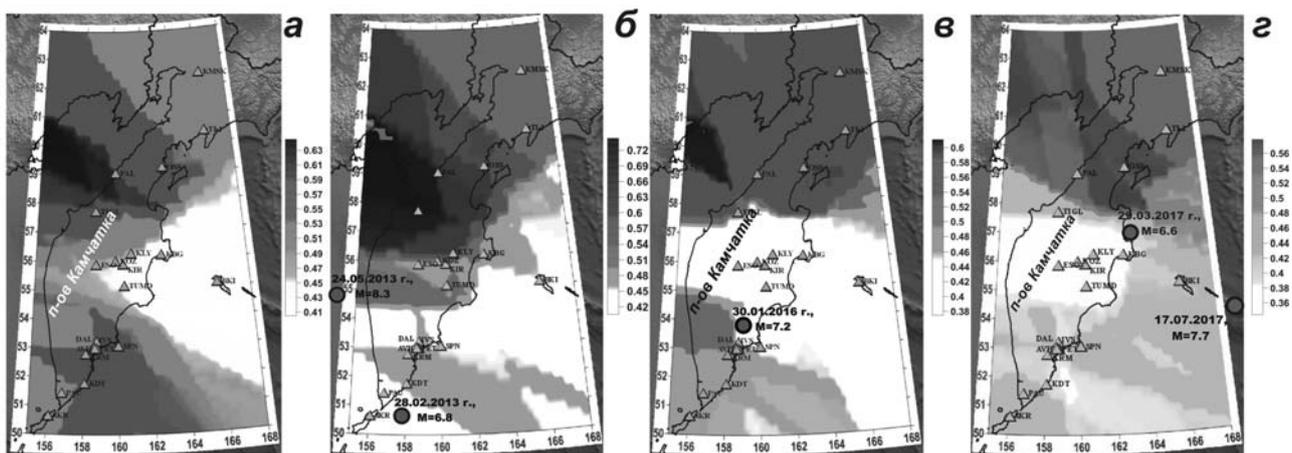


Рис. 2. Карты распределения мульти-фрактального параметра  $\Delta\alpha$  поля ФСШ за периоды наблюдений (слева направо): с 01.01.2011 по 31.07.2017 гг. (а), с 28.11.2012 по 28.02.2013 гг. (за 3 месяца до землетрясения № 1, и 6 месяцев до № 2, табл.) (б), с 01.09.2015 по 30.11.2015 гг. (за 5 месяцев перед землетрясением № 3) (в), с 01.01.2017 по 30.03.2017 гг. (за 3 месяца перед землетрясением № 4, и за 6 месяцев перед землетрясением № 5 (з))

Для изучения особенностей когерентного поведения поля ФСШ производилось построение частотно-временных диаграмм эволюции спектральной меры когерентности [6] 4-хмерных временных рядов медианных значений параметров  $\alpha^*$ ,  $\Delta\alpha$ ,  $\beta$  и  $En - \nu(\tau, \omega)$ , где  $\tau$  – временная координата правого конца скользящего временного окна,  $\omega$  – частота. По таким диаграммам выделялись интервалы времени и частотные полосы проявления максимальных значений  $\nu_{max}(\tau, \omega)$ , показывающих увеличение когерентности в изменениях всех четырех статистик шума как для всей сети станций, так и для выделенных групп станций (рис. 3б, в; 4б, в). Разбиение сети на группы станций проводилось в соответствии с конфигурацией сети и основными тектоническими структурами Камчатки [5, 12] (северная, центральная и южная группы станций, рис. 1), а также по близости расположения станций к акваториям и особенностям спектрального состава параметров ФСШ [2, 3, 11] (континентальная и прибрежная группы станций).

### Обсуждение результатов

Обнаружено, что перед сильными землетрясениями 2013–2017 гг. наблюдались характерные изменения рассматриваемых параметров шума. Так перед землетрясениями №№ 1 и 3 (табл.) в области их будущих очагов фиксировались области пониженных значений  $\alpha^*$ ,  $\Delta\alpha$ ,  $\beta$  и повышенных значений  $En$  в течение не менее трех месяцев. В изменениях медианных значений параметров ФСШ обнаружено монотонное уменьшение величин  $\alpha^*$ ,  $\Delta\alpha$ ,  $\beta$  и повышение величины  $En$  в течение примерно 7 мес., предшествующих сейсмической активизации 2013 г. и событию № 3 (табл.) (рис. 3а). При этом характер поведения статистик ФСШ перед камчатскими землетрясениями в общем виде соответствовал их вариациям в периоды подготовки сильнейших ( $M = 8.3–9.0$ ) землетрясений Японии.

Максимальный эффект повышенной когерентности в изменениях 4-хмерного ряда статистик шума для всей сети станций проявился в диапазоне периодов 4–5.5 сут в течение 10–11 мес. (с октября 2012 по середину августа 2013 гг.) и соответствовал времени подготовки и реализации землетрясений 2013 г. № 1 и № 2 (табл.) (рис. 3б). При этом для северной группы станций эффект значимого изменения когерентности в поведении параметров ФСШ не наблюдался (рис. 3в, верхняя диаграмма). Для центральной группы станций яркие всплески увеличения когерентного поведения параметров ФСШ соответствовали времени подготовки и реализации событий №№ 1 и 2. Для южной группы станций слабые всплески повышенной когерентности прослеживаются на интервале времени с середины апреля 2013 (за 1.5 мес. перед землетрясением № 2) по конец июня 2015 гг., при этом максимальный эффект увеличения когерентности проявлялся с 15 сентября 2016 по конец февраля 2017 гг. Всплеск повышенной когерентности также прослеживается с середины мая по конец июля 2017 г. (за 2 мес. перед землетрясением № 5 (табл.)).

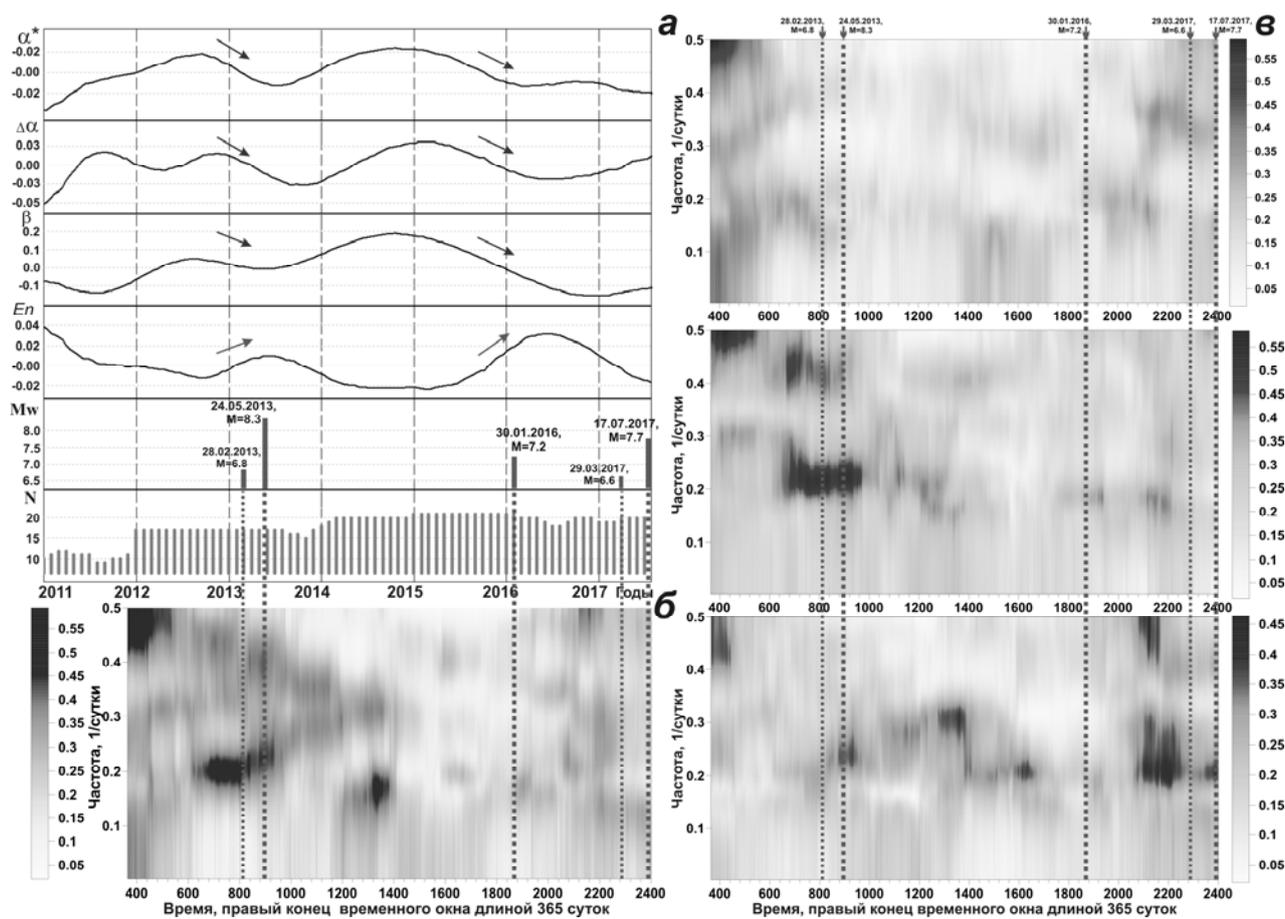


Рис. 3. Анализ когерентного поведения статистических параметров ФСШ в сопоставлении с произошедшими землетрясениями (вертикальные пунктирные линии) за период с 1 января 2011 по 31 июля 2017 гг.: *a* – изменение медианных значений  $\alpha^*$ ,  $\Delta\alpha$ ,  $\beta$  и  $En$  в сопоставлении с частотно-временной диаграммой эволюции спектральной меры когерентности  $v_{max}(\tau, \omega)$  4-мерного ряда медианных значений параметров ФСШ для всей сети станций (*б*); *в* – аналогичные диаграммы, построенные по данным от северной, центральной, и южной групп станций (сверху вниз)

На диаграммах эволюции 4-хмерных временных рядов медианных значений параметров  $\alpha^*$ ,  $\Delta\alpha$ ,  $En$ ,  $\beta$ , построенных для группы континентальных и группы прибрежных станций (рис. 4), наблюдаются всплески увеличения когерентного поведения на периодах 3.5–5 сут с середины апреля по середину августа 2013 г. (за 1.5 мес. перед Охотоморским землетрясением и в течение афтершоковой активности). Выраженный максимум  $v(\tau, \omega)$  с 15 сентября 2016 по конец февраля 2017 гг. также наблюдается на обеих диаграммах (рис. 4б, 4в) и соответствует времени проявления максимума на диаграмме, построенной для южной группы станций (рис. 3в, нижняя диаграмма).

### Заключение

Представлен способ слежения за динамикой поля фонового сейсмического шума на Камчатке с использованием непрерывных временных рядов статистических параметров шума  $\alpha^*$ ,  $\Delta\alpha$ ,  $\beta$  и  $En$ , включающий построение карт их пространственного распределения за различные интервалы времени, графиков изменения медианных значений по сети станций и частотно-временных диаграмм эволюции спектральной меры их когерентного поведения.

Обнаружены характерные изменения статистических параметров ФСШ за несколько месяцев до возникновения на Камчатке сильных землетрясений с величинами магнитуд  $M = 6.6–8.3$ , проявляющиеся в относительном уменьшении величин  $\alpha^*$ ,  $\Delta\alpha$ ,  $\beta$  и в увеличении  $En$  в области будущих очагов.

Особенностью проявления эффекта синхронизации параметров ФСШ на стадиях подготовки землетрясений 2013 г., в т.ч. сильнейшего мантийного Охотоморского землетрясения (№ 2 (табл.)), было увеличение спектральной меры когерентного поведения 4-хмерного временного ряда параметров шума  $\alpha^*$ ,  $\Delta\alpha$ ,  $\beta$  и  $En$  на периодах 3.5–5 сут за 5–8 месяцев до возникновения сейсмических событий.

Результаты изучения когерентного поведения параметров ФСШ по всей сети станций и по группам станций могут быть использованы для уточнения районов возникновения сильных землетрясений Камчатки.

Работа выполнена в при поддержке грантов РФФИ 15-05-00414 и 16-35-00516 мол\_а.

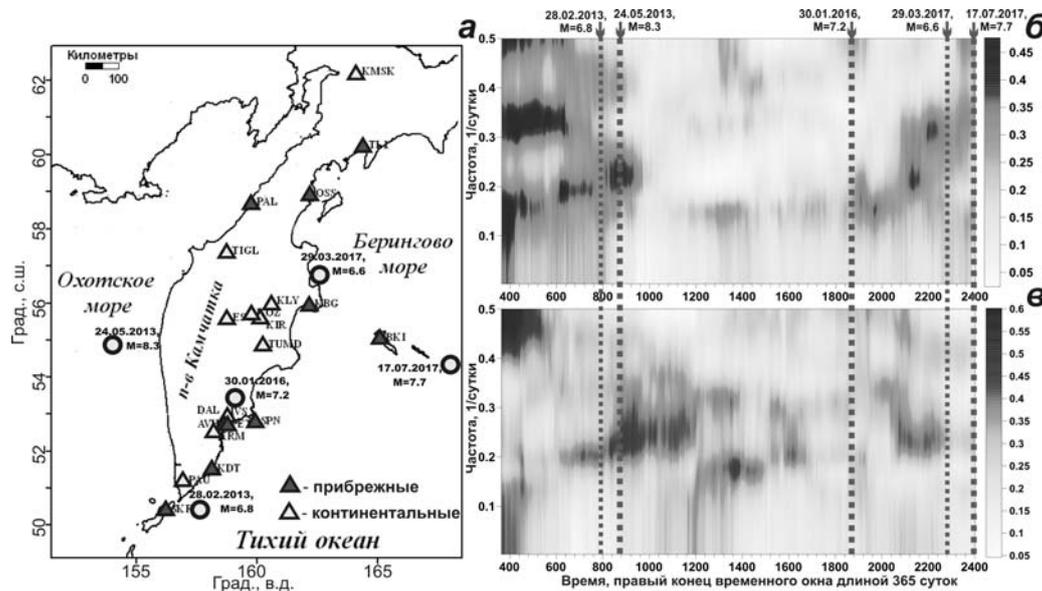


Рис. 4. Карта расположения эпицентров землетрясений (кружки), (табл.), и сейсмических станций («прибрежные» станции выделены серым цветом, «континентальные» – белым цветом) (а); частотно-временные диаграммы эволюции спектральной меры когерентности  $\nu_{max}(\tau, \omega)$  4-хмерного ряда медианных значений параметров ФСШ для «континентальной» (б) и «прибрежной» (в) групп станций

### Список литературы

1. Иванов В.Ю., Касимова В.А. Создание макета ГИС-проекта «Петропавловский геодинамический полигон» для информационного обеспечения системы комплексных геофизических наблюдений // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, 2009. № 1. Вып. № 13. С. 208–213.
2. Касимова В.А. Пространственно-временные вариации фонового сейсмического шума на Камчатке в 2011–2015 гг. // Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы четвертой молодежной тектонофизической школы-семинара. М.: ИФЗ РАН, 2015. Т. 1. С. 144–153.
3. Касимова В.А., Копылова Г.Н. Спектральная структура низкочастотного сейсмического шума на широкополосных станциях Камчатки // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Тр. Четвертой регион. научно-техн. конф. Обнинск: ГС РАН, 2013. С. 64–68.
4. Касимова В.А., Копылова Г.Н., Таранова Л.Н. Временные ряды данных непрерывной регистрации на широкополосных сейсмических станциях Камчатки и их структура // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Матер. Девятой Междунар. сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, 2014. С. 169–173.
5. Кожурин А.И., Пономарева В.В., Пинегина Т.К. Активная разломная тектоника юга центральной Камчатки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 2. Вып. 12. С. 10–27.
6. Любушин А.А. Анализ когерентности глобального сейсмического шума, 1997–2012 // Физика Земли. 2014. № 3. С. 18–27.
7. Любушин А.А. Карты свойств низкочастотных микросейсм для оценки сейсмической опасности // Физика Земли. 2013. № 1. С. 11–20.
8. Любушин А.А. Микросейсмический шум в минутном диапазоне периодов: свойства и возможные прогностические признаки // Физика Земли. 2008. № 4. С. 17–34.
9. Любушин А.А. Прогноз Великого Японского землетрясения // Природа. 2012. № 8. С. 23–33.
10. Любушин А.А. Статистики временных фрагментов низкочастотных микросейсм: их тренды и синхронизация // Физика Земли. 2010. № 6. С. 86–96.
11. 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. Науки о Земле, 2015. № 2. Вып. № 26. С. 20–36.
12. Bird P. An updated digital model of plate boundaries // *Geochemistry Geophysics Geosystems*. 2003. 4(3). P. 1027. doi: 10.1029/2001GC000252.

## ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ ЖУПАНОВСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 30.01.2016 г., $M_w = 7.2$

*Копылова Г.Н., Болдина С.В., Полетаев В.А.*

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

### Введение

Камчатский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН» (КФ ФИЦ ЕГС РАН) проводит многолетние наблюдения за режимом подземных вод на скважинах и источниках на территории Петропавловского геодинамического полигона с целью поиска гидрогеологических предвестников землетрясений и разработки методов их прогноза. Схема размещения пунктов наблюдений приводится на рис. 1. Работы выполняются лабораториями гидросейсмологии и геофизических исследований. В лаборатории гидросейсмологии в настоящее время наблюдения проводятся на шести самоизливающихся скважинах и двух источниках станций Пиначево, Морозная, Хлебзавод и Верхняя Паратунка. Отбор проб воды и растворенного газа, замеры дебита и температуры воды осуществляется один раз в 6 дней. Лабораторией геофизических исследований осуществляются измерения уровня, температуры и электропроводности подземной воды в трех скважинах Е-1, ЮЗ-5 и М-1 с интервалом 5 минут с использованием аппаратного комплекса Кедр ДМ-У (ООО Полином, г. Хабаровск) с телеметрической передачей данных по каналам сотовой связи [6].

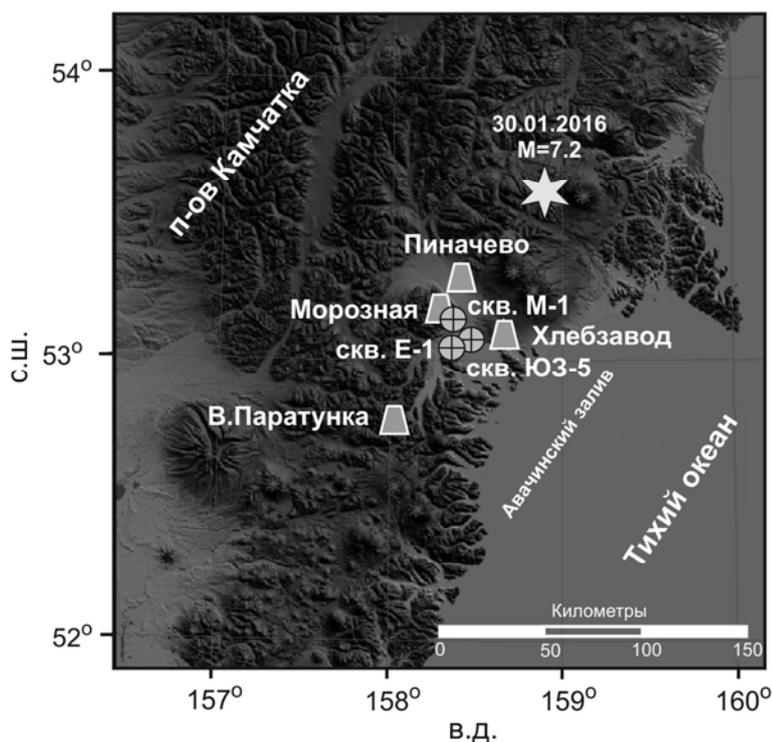


Рис. 1. Расположение пунктов наблюдений за параметрами подземных вод и эпицентра землетрясения 30 января 2016 г.

30 января 2016 г. на Камчатке произошло землетрясение с магнитудой  $M_w = 7.2$ ,  $H = 180$  км (Жупановское) (ЖЗ) на эпицентральных расстояниях  $R = 70-120$  км от наблюдательных пунктов (рис. 1). На ближайшей сеймостанции Петропавловск (РЕТ) вступление сейсмических волн было зарегистрировано в 03 ч 25 мин. Интенсивность сотрясений в районе станций составила 5 баллов по шкале MSK-64 [8]. В работе рассматриваются предшествующие и сопутствующие ЖЗ вариации уровня и физико-химических параметров подземных вод. Приводится информация о прогнозе ЖЗ с заблаговременностью 9 сут по данным уровнемерных наблюдений в скважине Е-1.

### Гидрогеосейсмические вариации уровня воды в скважинах ЮЗ-5 и Е-1

Скважина ЮЗ-5 (рис. 2). После вступления сейсмических волн (03:25) в течение 45 мин уровень повышался с амплитудой 9.4 см (рис. 2Б). В [1] аналогичное по форме и по продолжительности повышение уровня рассматривалось как наложение косейсмического скачка уровня вследствие объемного сжатия водовмещающих пород и притока воды в ствол скважины при образовании разрыва в очаге землетрясения и импульсного роста порового давления вблизи ствола скважины вследствие динамической деформации водовмещающих пород при прохождении сейсмических волн. С использованием моделирования оценена амплитуда косейсмического скачка

повышения уровня ( $\Delta h = 7.3$  см), что соответствует косейсмической деформации объемного сжатия водовмещающих пород  $D = -4.5 \cdot 10^{-8}$ . Описание процедуры получения величины  $D$  приводится в [9].

В течение трех месяцев после ЖЗ уровень воды в скв. ЮЗ-5 понижался (рис. 2В). С учетом характера сезонных изменений за многолетний период (см. график 2 рис. 2В), амплитуда постсейсмического понижения уровня воды оценивается  $\approx 40$  см (см. график 3 рис. 2В). Ранее эффекты интенсивного постсейсмического понижения уровня воды наблюдались в этой скважине дважды: после Кроноцкого землетрясения 05.12.1997 г.,  $M_W = 7.8$ ,  $R = 200$  км [7] и после землетрясения 28.02.2013 г.,  $M_W = 6.8$ ,  $R = 260$  км [6].

Ретроспективный анализ изменений уровня воды в скв. ЮЗ-5 перед землетрясением с учетом его внутригодовой среднесезонной функции и линейного тренда показал наличие аномального повышения уровня воды с сентября 2015 г. по январь 2016 г. Наиболее интенсивный подъем уровня воды наблюдался с середины октября по начало декабря 2015 г. Суммарная амплитуда повышения уровня воды составила примерно 20 см (см. график 3 рис. 2В). Мы полагаем, что такое повышение уровня было связано с процессом подготовки ЖЗ и является его гидрогеодинамическим предвестником. Ранее гидрогеодинамический предвестник проявлялся перед Кроноцким землетрясением в виде бухтообразного понижения уровня с амплитудой 11 см в течение трех недель и, как предполагалось, был обусловлен падением флюидного давления при развитии квазиупругой деформации расширения водовмещающих пород [4].

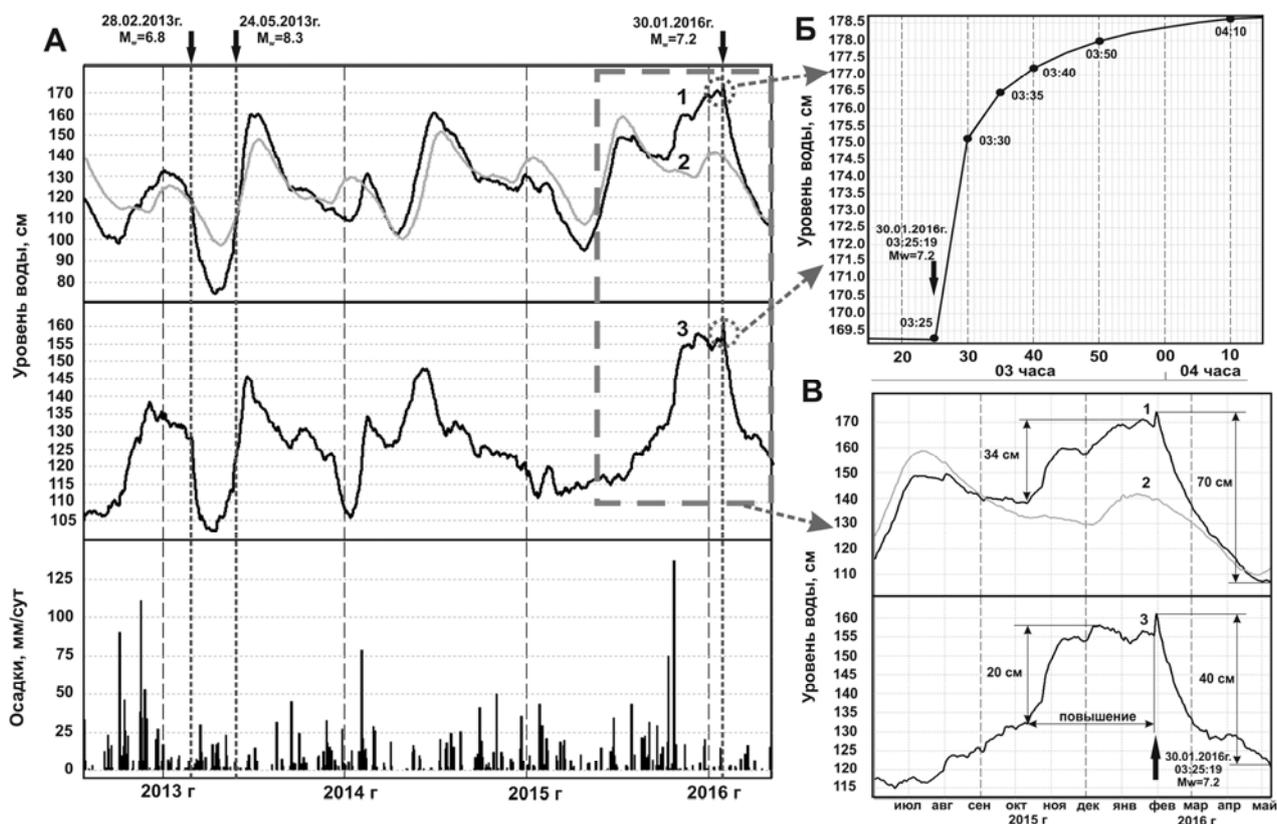


Рис. 2. Гидрогеосейсмические вариации уровня воды в скв. ЮЗ-5: А – графики изменений уровня воды с июля 2012 по май 2016 гг. в сопоставлении с осадками и землетрясениями с  $M_W \geq 6.5$  (показаны стрелками): 1 – среднечасовые данные наблюдений с компенсированными баровариациями; 2 – выделенные сезонные вариации уровня воды совместно с линейным трендом; 3 – остатки в изменениях уровня воды после компенсации годовой сезонности и тренда: жирным пунктиром обозначен фрагмент графиков в период воздействия процессов подготовки и реализации ЖЗ, (см. рис. В – предположительно предвестниковые и постсейсмические изменения уровня воды в период подготовки и реализации ЖЗ); Б – кратковременное повышение уровня воды после вступления сейсмических волн от ЖЗ (03:25)

Скважина Е-1 (рис. 3). В период ЖЗ было зарегистрировано последовательное проявление гидрогеодинамического предвестника в форме понижения уровня с повышенной скоростью и повышение уровня после землетрясения с амплитудой 3.7 см в течение двух месяцев (рис. 3Б). Такие вариации уровня по форме являются типичным для этой скважины при сильных ( $M_W \geq 6.6$ ) местных землетрясениях на расстояниях до 300 км [2, 3, 5–7].

Гидрогеодинамический предвестник перед ЖЗ проявлялся в течение 20 сут (рис. 3Б(б)). Такой предвестник проявляется примерно перед 70% землетрясений с  $M_W \geq 5.0$  на расстояниях до 350 км. Для него имеется параметрическое описание и оценки его надежности для прогноза землетрясений с различными величинами магнитуды [3]. С использованием этого вида предвестника по текущим данным уровневых наблюдений осуществляется оценка опасности возникновения сильных землетрясений в районе г. Петропавловска-Камчатского с предоставлением прогнозных заключений в Камчатский филиал Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений, оценке сейсмической опасности и риска (КФ РЭС). В прогнозном заключении от 21 января 2016 г. указывалось на возможность землетрясения с  $M_W \geq 5.0$  в течение ближайшего месяца в радиусе 350 км от скв. Е-1 [8].

Жупановское землетрясение с  $M_W = 7.2$ , произошедшее на эпицентральной расстоянии 80 км от скважины, соответствовало прогнозу от 21 января по величине магнитуды, по времени и по местоположению, и этот прогноз признан КФ РЭС успешным [8].

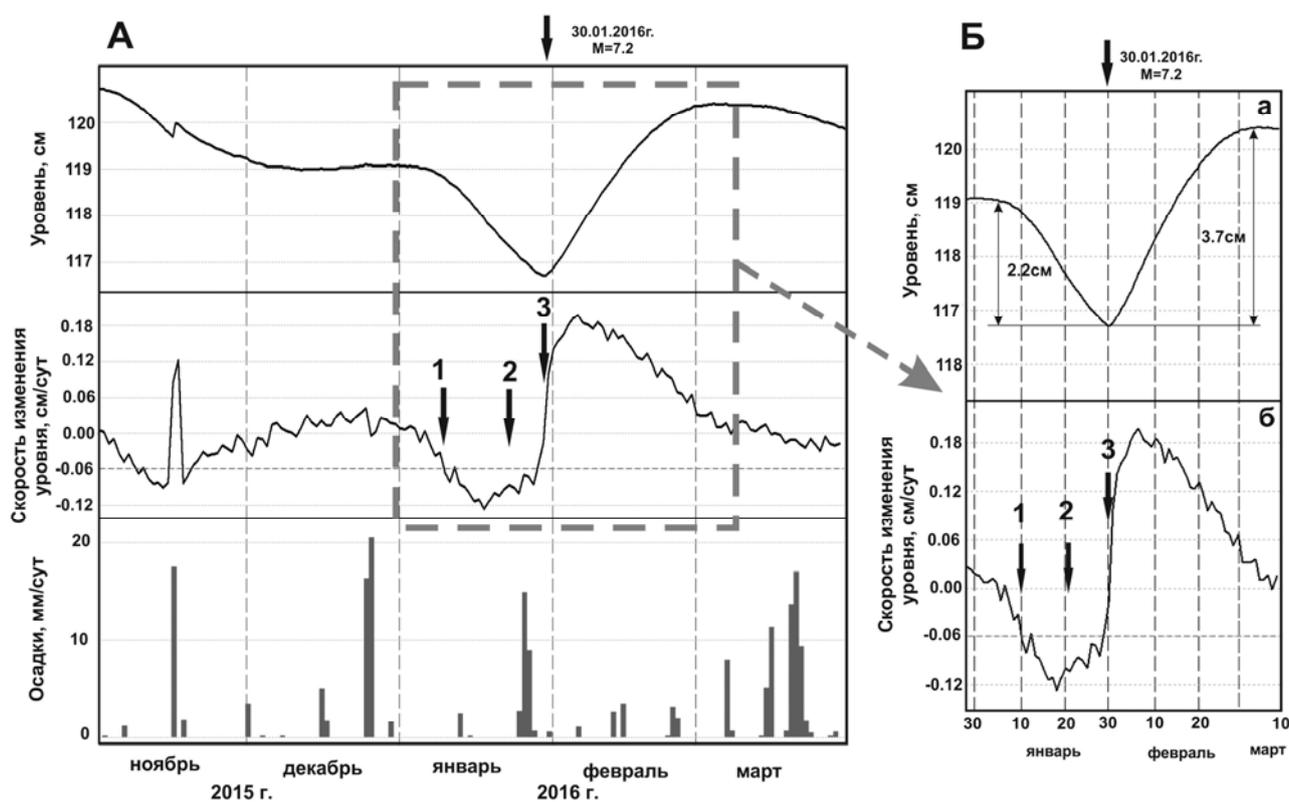


Рис. 3. Изменения уровня воды в скв. Е-1 в период ЖЗ: А – изменения уровня воды и его среднесуточной скорости с ноября 2015 по март 2016 гг. в сопоставлении с атмосферными осадками; ЖЗ показано стрелкой. На графике среднесуточной скорости изменения уровня воды цифрами показаны: 1 – 10 января – начало проявления гидрогеодинамического предвестника, 2 – 21 января – дата подачи прогнозного заключения в КФ РЭС о возможности сильного землетрясения, 3 – 30 января – момент ЖЗ; пунктирной линией показано пороговое значение скорости понижения уровня воды; жирной пунктирной линией выделен фрагмент изменений уровня воды, представленный на рис. Б: а – изменения уровня воды с 30 декабря 2015 по 10 марта 2016 гг., включающие гидрогеодинамический предвестник и постсейсмическое повышение; б – изменение среднесуточной скорости вариаций уровня воды в сопоставлении с ее пороговой величиной – 0.06 см/сут

### Вариации физико-химических параметров, зарегистрированные в скважине М-1 и на Пиначевских источниках № 1 и № 2/1

*Скважина М-1.* На рис. 4 представлены изменения температуры и электропроводности воды в скв. М-1. После ЖЗ наблюдалось повышение температуры воды в течение месяца с амплитудой 0.1 °С и рост электропроводности на 14 мСм/см в течении 2.5 месяцев. Такие изменения температуры и электропроводности относятся к постсейсмическим вариациям физико-химических параметров подземных вод.

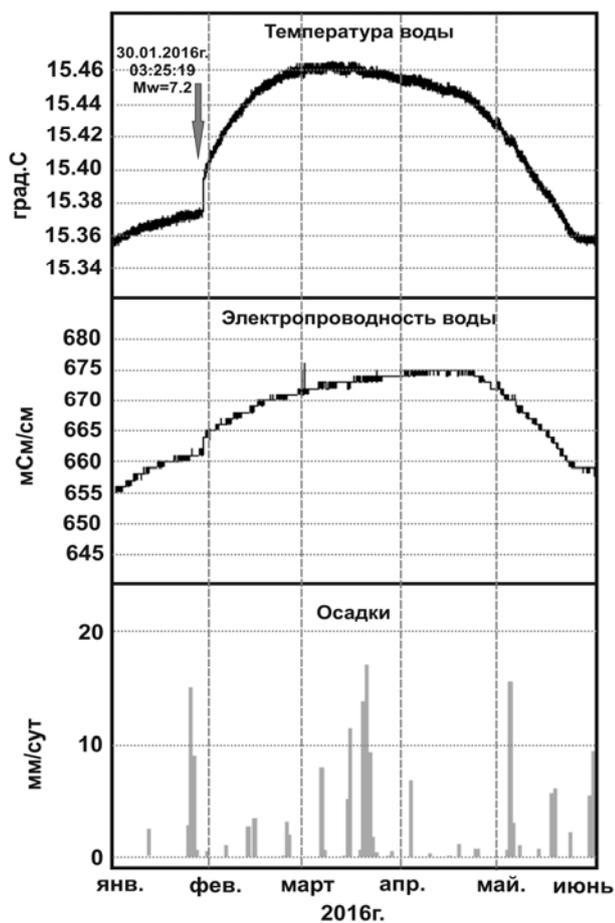


Рис. 4. Изменения температуры и электропроводности воды в скважине М-1 с 1 января по 1 июня 2016 г. в сопоставлении с осадками. ЖЗ показано стрелкой

*Пиначевский источник № 1.* В изменениях режима Пиначевских источников № 1 и № 2 после ЖЗ наблюдалось увеличение дебитов и рост концентраций макрокомпонентов в составе воды. Дебит источников непосредственно после ЖЗ возрос примерно в три раза (в источнике № 1 с 0.3 до 0.9 л/с) (рис. 5). Затем наблюдалось возвращение дебитов к их фоновым величинам.

Рост концентраций макрокомпонентов происходил в течение полутора месяцев, и к середине апреля 2016 г. их величины составляли 150–200% по отношению к фоновым концентрациям. Общее время возмущенного состояния источников в результате воздействия ЖЗ оценивается от одного месяца (по дебиту) до полугода (по изменениям концентраций макрокомпонентов). Такие изменения дебитов и химического состава воды Пиначевских источников являются типичными при возникновении землетрясений с интенсивностью сотрясений 5–6 баллов и более. Они относятся к постсейсмическим вариациям физико-химических параметров подземных вод и свидетельствуют о значительном влиянии сильных землетрясений на вынос источниками на поверхность земли воды и минеральных компонентов в зоне разгрузки Пиначевской гидротермальной системы.

В изменениях параметров режима других самоизливающихся скважин влияние ЖЗ не обнаружено.

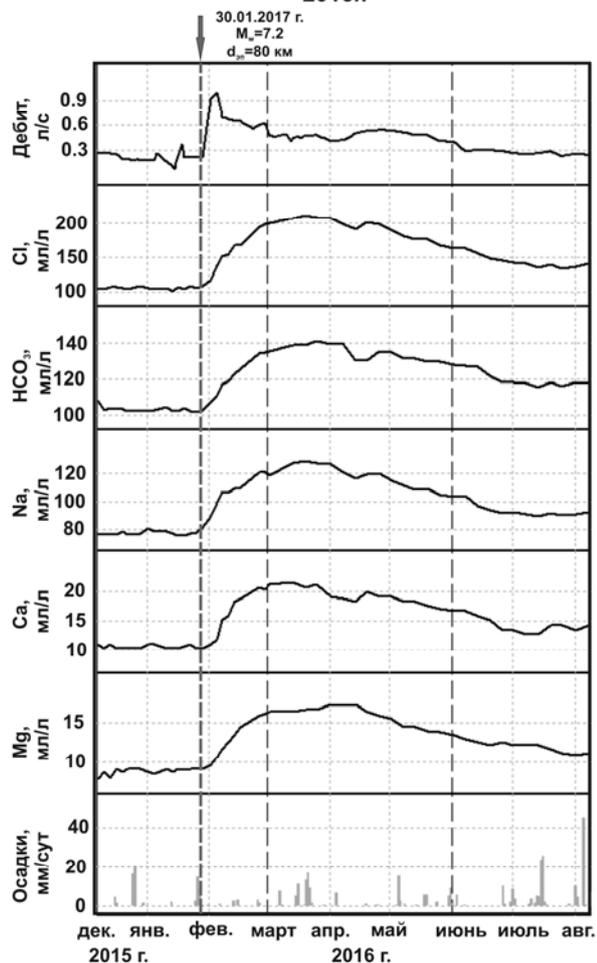


Рис. 5. Изменения дебита и концентраций макрокомпонентов в составе воды Пиначевского источника № 1 в период ЖЗ (показано стрелкой) в сопоставлении с осадками; время наблюдений – с декабря 2015 г. по июль 2016 г.

### Заключение

1. Пример Жупановского землетрясения демонстрирует, что используемая в КФ ФИЦ ЕГС РАН система автоматизированных наблюдений за вариациями уровней и физико-химических параметров подземных вод в пьезометрических скважинах позволяет диагностировать в режиме близком к реальному времени различные типы гидрогеосейсмических вариаций при сильных землетрясениях, в т.ч. их гидрогеодинамические предвестники. Пример ЖЗ также показывает, что данные уровнемерных наблюдений могут использоваться в системе геофизического мониторинга и сейсмического прогнозирования для оценки времени сильного землетрясения и получения точечных оценок объемной

косейсмической деформации водовмещающих пород.

2. По данным наблюдений за вариациями уровня воды в скв. Е-1 осуществлен успешный прогноз Жупановского землетрясения 30 января 2016 г.,  $M_w = 7.2$  с временем упреждения 9 суток.

3. В скв. ЮЗ-5 ретроспективно обнаружено повышение уровня воды с амплитудой 20 см в течение не менее 3.5 месяцев перед Жупановским землетрясением, являющееся аномальным по отношению к его среднесезонному поведению и рассматриваемое нами в качестве гидрогеодинамического предвестника ЖЗ.

Работа выполнена в рамках плановых тем НИР КФ ФИЦ ЕГС РАН рег. №№ АААА-А16-116070550057-7, АААА-А16-116070550059-1.

#### Список литературы

1. Болдина С.В., Копылова Г.Н. Косейсмические эффекты сильных камчатских землетрясений 2013 г. в изменениях уровня воды в скважине ЮЗ-5 // Вестник КРАУНЦ. Серия науки о Земле. 2016. № 2. Вып. № 30. С. 66–76.

2. Копылова Г.Н. Изменения уровня воды в скважине Елизовская-1, Камчатка, вызванные сильными землетрясениями (по данным наблюдений в 1987–1998 гг.) // Вулканология и сейсмология. 2001. № 2. С. 39–52.

3. Копылова Г.Н. Оценка сеймопрогностической информативности данных уровнемерных наблюдений на скважине Е-1, Камчатка (по данным наблюдений 1996–2007 гг.) // Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока. Т. 2. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2008. С. 24–28.

4. Копылова Г.Н., Болдина С.В. О механизме гидрогеодинамического предвестника Кроноцкого землетрясения 5 декабря 1997 г.,  $M_w=7.8$  // Тихоокеанская геология. 2012. № 5. С. 104–114.

5. Копылова Г.Н., Болдина С.В. Триггерное воздействие землетрясений на подземные воды (по данным наблюдений на Камчатке) // Триггерные эффекты в геосистемах (Москва, 16–19 июня 2015 г.): материалы третьего Всероссийского семинара-совещания. М.: ГЕОС, 2015. С. 70–78.

6. Копылова Г.Н., Болдина С.В., Смирнов А.А., Чубарова Е.Г. Опыт регистрации вариаций уровня и физико-химических параметров подземных вод в пьезометрических скважинах, вызванных сильными землетрясениями (на примере Камчатки) // Сейсмические приборы. 2016. № 4, Т. 52. С. 43–56.

7. Копылова Г.Н., Болдина С.В., Смолина Н.Н. и др. Гидрогеосейсмические вариации уровня воды в пьезометрических скважинах Камчатки (по данным наблюдений 1987–2011 гг.) // Сейсмологические и геофизические исследования на Камчатке. К 50-летию детальных сейсмологических наблюдений. Петропавловск-Камчатский: Новая книга, 2012. С. 236–269.

8. Чебров В.Н., Кузнецов Ю.А., Абубакиров И.Р. и др. Жупановское землетрясение 30.01.2016 г. с  $K_s=15.7$ ,  $M_w=7.2$ ,  $I=6$  (Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Серия науки о Земле. 2016. № 1. Вып. № 29. С. 5–16.

9. Kopylova G.N., Steblov G.M., Boldina S.V., Sdel'nikova I.A. The Possibility of Estimation the Coseismic Deformation from Water Level Observations in Wells // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2010. V. 46. № 1. P. 47–56.

## ОЦЕНКА ПОГЛОЩАЮЩИХ СВОЙСТВ СРЕДЫ ВУЛКАНА ПЛОСКИЙ ТОЛБАЧИК

Лемзиков М.В.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, lemzikov@kscnet.ru

### Введение

Вулкан Плоский Толбачик с абсолютной высотой 3085 м является действующим. Вместе с потухшим вулканом Острый Толбачик (абс. высота 3682 м) расположены в южной части Ключевской группы вулканов [2, 3].

Постройка вулкана Плоский Толбачик сложена из изверженного магматического вещества, преобразовавшегося на поверхности в пеплы, шлаки, лавовые потоки и вулканические бомбы. В постройке вулкана пепловые и шлаковые слои сложно перемежаются с интрузивными телами и погребенными лавовыми потоками. Кроме того, вблизи системы магматический очаг – выводной канал имеется масса неоднородностей связанных с поступлением из глубин свежих порций магмы, которые создают зоны с повышенной температурой, отличающиеся от окружающих пород вязко – упругими свойствами, что в значительной мере влияет на распространения сейсмических волн. Поэтому, в зависимости от активности вулкана геометрические размеры различных неоднородностей могут существенно изменяться, как во времени, так и в пространстве.

Изучение поглощающих свойств вулканогенных горных пород с использованием волновых форм вулcano-тектонических землетрясений позволяет получить данные о поглощении сейсмических волн непосредственно в конусе вулкана, в среде под ним и в непосредственной близости от него. А так как эти данные можно получить только в период подготовки извержения вулкана и в период его активности, то они предоставляют важные данные о возможном прогнозе извержения и изменении его вулканической активности.

Существуют много различных методов определения поглощающих свойств среды, с применением объемных  $P$  или  $S$  волн, а также так и по кода-волнами [8]. Успешно для исследования поглощающих свойств среды в различных тектонических и вулканогенных областях использовали метод коды [1, 7], благодаря его простому подходу и простоты применения. Обзор научной литературы указал, добротность по кода-волнам выше в вулканически активных регионах по сравнению с типичной поверхностной активной земной корой [9].

Целью работы является определение поглощающих свойств среды вулкана Плоский Толбачик. Параметр  $Q$  определяется в диапазоне частот от 0.5 до 15 Гц, используя объемные  $P$ - или  $S$ -волны, а также кода-волны.

### Исходные данные

Выбирались вулcano-тектонические землетрясения вулкана Плоский Толбачик за период 2008–2017 гг. Они имеют четкие вступления продольных и поперечных сейсмических волн и относятся к I типу вулканических землетрясений по классификации П.И. Токарева [5] (рис. 1).

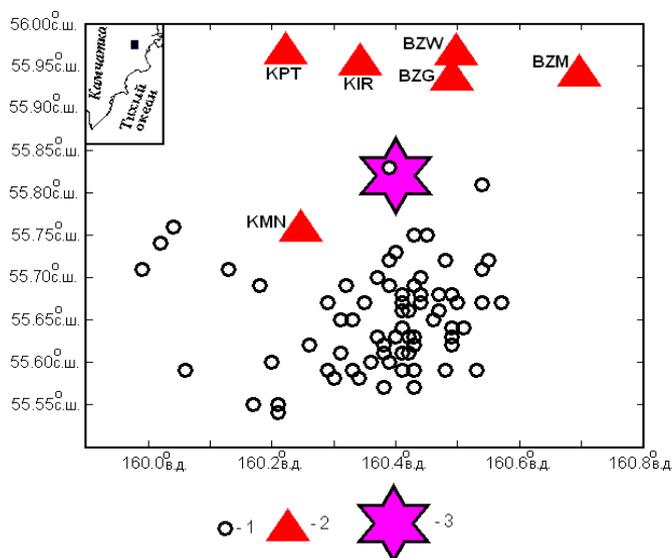


Рис. 1. Карта района исследования. На вкладке черным квадратом показано расположение исследуемого района на карте Камчатки. 1 – очаги вулcano-тектонических землетрясений вулкана Плоский Толбачик соответственно за 2008–2017 гг.; 2 – сейсмические станции; 3 – вершина вулкана Плоский Толбачик

Их очаги располагаются под вулканом на глубинах до 20 км. Для уменьшения влияния поверхностных эффектов при формировании первых импульсов  $P$ -,  $S$ - и кода-волн выбирались глубокие вулcano-тектонические землетрясения с очагами в диапазоне 0–20 км. Вулcano-тектонических землетрясений вулкана Плоский Толбачик с

очагами глубже 20 км не было (за период 2008–2017 гг). Для определения поглощающих свойств среды вулканической зоны вулкана Плоский Толбачик наиболее подходят вулкано-тектонические землетрясения не ниже  $K_{S1.2}^{\phi 68} = 8.0$  энергетического класса, где  $K_{S1.2}^{\phi 68}$  – энергетические классы местных Камчатских землетрясений [6].

Регистрация вулкано-тектонических землетрясений вулкана Плоский Толбачик выполнена радиотелеметрическими сейсмическими станциями Камчатского Филиала Федерального Исследовательского Центра Единой Геофизической Службы РАН (КФ ФИЦ ЕГС РАН), установленными в районе вулкана: Каменистая (KMN), Копыто (KPT), Киришева (KIR). А также использовались записи радиотелеметрических станций, установленных на вулкане Безымянный: Безымянный (BZM), Безымянный – Грива (BZG), Безымянный – запад (BZW) (рис. 1).

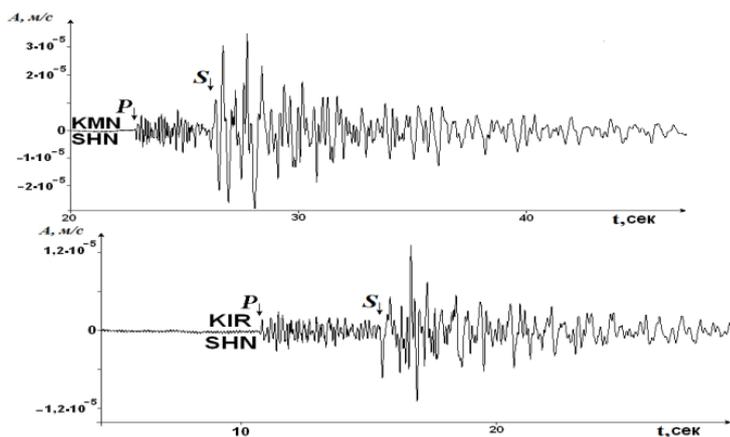


Рис. 2. Примеры волновых форм вулкано-тектонического землетрясения вулкана Плоский Толбачик зарегистрированные станциями (KMN) и (KIR)

Станция KMN работает с 1996 года, KPT с 1997 года. Станция KIR и BZM была установлена в августе 2006 года. Станции BZG и BZW были установлены в 2007 году. На всех станциях установлен трехкомпонентный короткопериодный канал для регистрации скорости смещений грунта: один вертикальный (SHZ) и два

горизонтальных (SHE, SHN), и дополнительно – еще одна вертикальная компонента для регистрации скорости смещений грунта с повышенным уровнем чувствительности (EHZ) (рис.2).

### Методы исследований и их применение

Применены методы: «расширения первых импульсов прямых  $P$ - и  $S$ -волн», нормализации к кода-волнам и модель однократного обратного рассеивания для кода-волн. Эти методы, для оценивания сейсмического поглощения вулканической среды возле вулкана, многократно описаны в литературе [8]. Отметим их кратко, не упуская важных деталей.

Метод «расширения первого импульса». Метод имеет преимущество в том, что нет необходимости знать инструментальные характеристики приборов записи и точно измерять амплитуду импульса. Метод только требует измерять половину длительности первых прямых волн ( $P$  или  $S$ ). В работе использовался метод, в котором продолжительность импульса определена как пересечение линейной экстраполяции максимального наклона начала импульса с нулевой линией сейсмограммы до такого же пересечения его конца с нулевой линией. Измерения сделаны на сейсмограммах записи скорости смещения грунта и каждое измерение обозначено, как продолжительность импульса. В 70-х годах предложено эмпирическое соотношение для  $P$ -волн, которое связывает продолжительность импульса и длину пути сейсмической волны:

$$\tau_{1/2} = \tau_0 + c \cdot t / Q_p = \tau_0 + c \cdot d / (v_p \cdot Q_p), \quad (1)$$

где  $\tau_{1/2}$  – продолжительность  $P$ -импульса на расстоянии  $d$  км от очага,  $\tau_0$  – продолжительность  $P$ -импульса в очаге в сек,  $c$  – постоянное,  $t$  – время пробега волны от очага до станции в сек,  $Q_p$  – показатель добротности среды для  $P$ -волн и  $v_p$  – скорость  $P$ -волны.

Для соотношения (1) важно определить значение постоянного  $c$ . В работе [8] сделан обзор об экспериментальном определении этого параметра, и сделано заключение, что наиболее близко к экспериментальным данным как для  $P$ -, так и  $S$ -импульсов соответствует значение  $c = 0.5$ . Соотношение (1) действительно для однородных сред, однако в [10] сделано заключение, что его можно применить и к сложным средам, таких как вулканическая среда.

Импульсы  $P$ -волн были измерены на вертикальных компонентах SHZ станций KMN, KPT, KIR, BZW, BZG и BZM, а  $S$ -волн были измерены на горизонтальных компонентах SHE и SHN тех же станций (см. рис. 2). Следует отметить, что импульсы  $P$ -волн регистрируются только на фоне микросейсм, а  $S$ -волн – на коротких гипоцентральных расстояниях на фоне не только  $P$ -, но и других сейсмических волн, поэтому измерение их сложнее, чем импульсы  $P$ -волн.

Получены оценки значений  $Q_{Pr}$  и  $Q_{Sr}$  подбором экспериментальных данных к уравнению (1).

Для первых импульсов  $P$ -волн коэффициент корреляции меньше и равен  $\rho = 0.62$ , но можно его принять как достаточный для анализа. Для первых импульсов  $S$ -волн коэффициент корреляции больше и равен  $\rho = 0.80$ , что также можно принять как приемлемый. Измерения длительностей первых импульсов  $S$ -волн, по сравнению с  $P$ -волнами, затруднено, поэтому измерений на двух горизонтальных каналах выполнено там, где было возможно. Оценки добротностей  $Q_{Pr}$  и  $Q_{Sr}$  получены с использованием соответствующих значений скоростей сейсмических волн  $v_p$  и  $v_s$ . Расчет средних значений скоростей сейсмических волн выполнена с использованием скоростной модели среды, которая применяется на Камчатке для определения координат очагов землетрясений [4].

Оценка добротности по первым импульсам  $P$ - равна:  $Q_{Pr} = 62 \pm 2$  и для  $S$ -волн  $Q_{Sr} = 117 \pm 5$ .

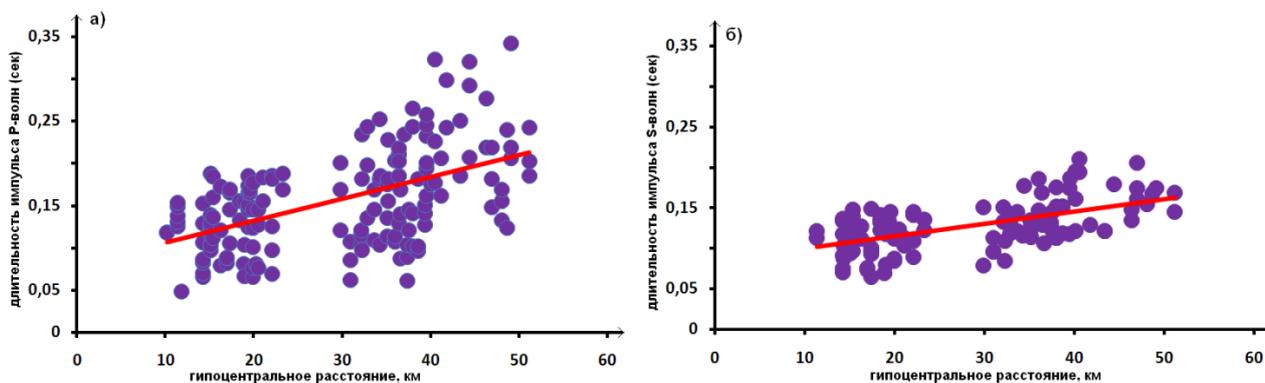


Рис. 3. Продолжительность первого импульса от гипоцентрального расстояния, линия регрессии показывает наилучшую подгонку к исходным данным и оценка добротности  $Q_p$  и  $Q_s$

Метод нормализации к коде. Поглощение  $S$ -волны можно оценить, используя этот метод. Метод основан на идее, что при продолжительности времени, намного больше, чем время пробега  $S$ -волны, сейсмическая энергия однородно распределена в объеме, окружающем сейсмический очаг [7]. Поэтому поглощения  $S$ -волны, можно оценить. Спектр  $S$ -волны ( $A^{S\ Direct}(f,t)$ ) для  $i^{zo}$  источника и  $j^{moi}$  станции, находящейся на расстоянии  $r_{ij}$  от очага землетрясений, может быть выражен через нормализацию его спектром  $S$ -кода-волн ( $A^{coda\ S}(f,t_c)$ ), выбранный в фиксированный отрезок времени  $t_c$ , как:

$$\ln ( (r_{ij} |A^{S\ Direct}(f,t)|) / A^{coda\ S}(f,t_c) ) = - (Q_d^{-1}(f) \pi f / v_0) r_{ij} + cte, \quad (2)$$

где  $Q_d$  – поглощение прямой  $S$ -волны,  $v_0$  – скорость  $S$ -волны, и  $f$  – частота.

Применение этого метода требует выбор двух временных окон на сейсмограмме; первый, включает пакет первых «прямых»  $S$ -волн, и второй включает референсное время на коде. Спектральная амплитуда прямой  $S$ -волны и кода-волн оценены фильтрованием сигнала полосовым фильтром прохода и вычислением среднеквадратичной (rms) амплитуды сигнала в окне, сосредоточенном при времени прибытия прямой  $S$ -волны, время для прямой  $S$ -волны, и в фиксированный отрезок времени  $t_c$ , для кода-волн.

Этот анализ был сделан в частотной области в пяти частотно-полосовых фильтрах: 0.5–1, 1–2, 2–4, 4–8 и 8–16 Гц со средними частотами: 0.75, 1.5, 3.0, 6.0 и 12.0 Гц. Фильтрация была выполнена, используя Butterworth фильтр. В каждой полосе частот амплитуды  $S$ -волн и кода-волн были оценены как среднеквадратичные (RMS) амплитуды профильтрованной трассы, следуя рекомендациям многих работ, с длиной окна 2 сек.

Стартовое время на кода-волн есть точка, со временем  $t = t_s + 2 \cdot (t_s - t_p)$ , где  $t_s$  – время вступления  $S$ -волн,  $t_p$  – время вступления  $P$ -волн. Конец анализа кода-волн устанавливается временем, в котором отношение среднеквадратичного значения (RMS) сигнала и среднего шума до события больше чем 1. Форма коды, при использовании этого метода, должна спадать однородно, чтобы не было вступлений других волн. При обработке исходных данных это проверялось визуально и программно методом корреляции.

Результаты, которые были использованы для расчета коэффициента добротности  $Q_d$ , определяются корреляционный коэффициентом не менее чем 0.6 для полос частот с осевой частотой 0.75 и 1.5 Гц, и не менее чем 0.8 – с осевой частотой 3.0, 6.0 и 12.0 Гц. Средняя скорость  $S$ -волн для сейсмических станций определялась, как отмечено ранее [4].

Результаты вычисления параметра добротности  $Q_d$  представлены в табл. 1.

Таблица 1. Оценки  $Q_d$  полученные, используя метод нормализации к коде

$f, \text{Гц}$	$Q_d$	$\Delta Q_d$	коэффициент корреляция $\rho$	N
0.8 Гц	27	$\pm 2$	0.67	54
1.5 Гц	35	$\pm 3$	0.63	59
3.0 Гц	62	$\pm 6$	0.80	67
6.0 Гц	82	$\pm 8$	0.78	69
12.0 Гц	129	$\pm 12$	0.84	23

Метод однократного обратного рассеивания. В предположении об однократном обратном рассеивания сейсмических волн в процессе формирования кода-волн, и при условии помещения очага и станции в одну и ту же точку огибающая кода-волн, как функция времени  $t$  в фиксированный отрезок времени, отсчитываемое от времени в очаге (названное продолжительностью времени), может быть выражено, следуя [7]:

$$A(f,t) = A_0(f) * t^{-n} * \exp -\pi ft / Q_c, \quad (3)$$

где  $A_0(f)$  – термин, который зависит от источника, пути фазы волны и геологии места,  $t^{-n}$  – геометрическая функция распространения, и  $Q_c$  – показатель добротности кода-волны.

Параметр  $Q_c^{-1}$  вычисляется, логарифмированием обеих частей уравнения 8:

$$\ln(A(f,t) * t^n) = \ln(A_0(f)) - \pi ft / Q_c, \quad (4)$$

И затем методом наименьших квадратов, измеряется угол наклона линии регрессии полученных данных. Наклон определяет коэффициент  $-\pi ft / Q_c$ , а свободный член –  $\ln(A_0(f))$ .

Дополнительно следует отметить, что все замечания при выборе участков кода-волн на вулcano-тектонических землетрясениях, отмеченные в методе нормализации, относятся и к этому методу.

Выбрались те землетрясения, у которых кода-волны представили однородный спад в длинном интервале, без вмешательства вступлений других волн.

В работе использовались пять октавных фильтров Баттерворта третьего порядка с полосами пропускания: 0.5–1, 1–2, 2–4, 4–8 и 8–16 Гц. Осевые частоты цифровых полосовых фильтров: 0.75, 1.5, 3.0, 6.0 и 12.0 Гц. Для каждого из трех каналов записи скорости программно оценивался квадрат огибающей амплитуды, который затем программно корректировался на уровень шума. Уровень шума программно определялся перед записью землетрясения. Отношение сигнал/шум оценивалось визуально на каждой записи землетрясения. В работе не использовались записи землетрясений, у которых отношение сигнал/шум меньше 3. Программно на каждой записи землетрясения определялся временной интервал кода-волн.

Результаты вычисления параметра добротности  $Q_c$  представлены в табл. 2.

Таблица 2. Оценки  $Q_c$  полученные, используя метод однократного обратного рассеивания

$f, \text{Гц}$	$Q_c$	$\Delta Q_c$	коэффициент корреляция $\rho$	N
0.8 Гц	104.8	$\pm 40$	0.72	37
1.5 Гц	191.8	$\pm 37$	0.77	128
3.0 Гц	220.9	$\pm 37$	0.90	160
6.0 Гц	267.7	$\pm 65$	0.93	156
12.0 Гц	322.1	$\pm 121$	0.92	118

### Заключение

Получено несколько оценок параметра поглощения сейсмических волн в вулcanoгенных горных породах в районе вулкана Плоский Толбачик в полосе частот от 0.5 до 15 Гц. Оценки добротности  $Q$  зависят от метода исследования. Методы «расширение первого импульса» позволяют получить оценки параметра поглощения в предположении, что они не зависят от частоты.

Методы нормализации к коду и модель однократного обратного рассеивания не обеспечивают достаточную информацию относительно поверхностного поглощения. Методы «расширение первого импульса» представляют вклад поглощения сейсмических волн непосредственно под станцией.

В основном, результаты показывают, что вулcanoгенных горных породы в районе вулкана Плоский Толбачик имеет высокое поглощение энергии сейсмических волн. Также результаты показывают, что эта среда имеет сложную гетерогенную структуру.

### Список литературы

1. *Аки К., Ричардс П.* Количественная сейсмология: теория и методы. Т. 1. М.: Мир, 1983. 519 с.
2. *Двигало В.Н., Федотов С.А., Чирков А.М.* Вулкан Плоский Толбачик // Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. Т. 1. С. 200–213.
3. *Сенюков С.Л., Нурждина И.Н., Дроздина С.Я., и др.* Сейсмичность района вулкана Плоский Толбачик в 2000-2013 гг. // Материалы IV научно-технической конференции проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Петропавловск-Камчатский. 29 сентября – 5 октября 2013 г. Обнинск: ГС РАН, 2013. С. 103–107.
4. *Сенюков С.Л.* Мониторинг активности вулканов Камчатки дистанционными средствами наблюдения // Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки. К 25-летию Камчатской опытно-методической сейсмологической партии ГС РАН. 2004. Петропавловск-Камчатский: Камчатский печатный двор. С. 279–291.
5. *Токарев П.И.* Вулканические землетрясения Камчатки. М.: Наука, 1981. 164 с.
6. *Федотов С.А.* Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука, 1972. 116 с.
7. *Aki K., Chouet B.A.* Origin of coda waves: Source, attenuation and scattering effects // J. Geophys. Res. 1975. V.80. P. 3322–3342.
8. *Martinez-Arevalo C., Bianco F., Ibanez J. M., et al.* Shallow seismic attenuation and shear-wave splitting in the short period range of Deception Island volcano (Antarctica) // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2003. V. 128. P. 89–113.
9. *Sato H., Fehler M.C.* Seismic Wave Propagation and Scattering in the Heterogeneous Earth // Springer-Verlag, New York. 1998. P. 308.
10. *Wu H., Lees J.M.* Attenuation of Coso geothermal area, California, from waves pulse width // Bull. Seismol. Soc. Am. 1996. V. 86 P. 1574–1590.

## ПЕРСПЕКТИВЫ ПРАКТИЧЕСКОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПРОГНОЗИРУЕМОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПОТОКА

*Мальшев А.И.*

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, malyshev@igg.uran.ru*

Оценки прогнозируемости сейсмического потока и сильных землетрясений Камчатки по данным Камчатского регионального каталога за 1962–2014 гг. показывают, что из 220 сильных ( $K \geq 13.3$ ) землетрясений Камчатки для 200 землетрясений присутствует форшоковая прогнозируемость (~30 тыс. определений), для 215 землетрясений – афтершоковая прогнозируемость (~300 тыс. определений). Прогнозируемость, связанная с сильными землетрясениями, начинает проявляться и быстро нарастает на средних (7.5–30 км) радиусах гипоцентральных выборок. Прогнозные дистанции по времени составляют в среднем десятки и сотни дней для форшоковой прогнозируемости и сотни и тысячи дней – для афтершоковой. Полученные результаты демонстрируют очень хорошие перспективы аппроксимационно-экстраполяционного подхода для прогноза как самих сильных землетрясений, так и последующего афтершокового затухания сейсмической активности.

### Введение

Прогноз таких природных катастроф, как извержения вулканов и разрушительные землетрясения, является фундаментальной научной проблемой, с древнейших времен привлекающей внимание исследователей. Однако, несмотря на пристальное внимание, эта проблема по-прежнему далека от разрешения. Как отмечается в [7, с. 269], «при всем обилии проведенных и проанализированных наблюдений в мире, место, время и магнитуда будущих разрушительных землетрясений даже в хорошо изученных регионах по-прежнему оказываются неожиданными». С современным состоянием проблемы можно ознакомиться в [9].

Данная работа представляет собой развитие методов саморазвивающихся процессов и картирования сейсмической активности по плотности сейсмического потока [5, 6]. Первоначально предлагается абстрагироваться от прогноза сильных землетрясений и сконцентрировать внимание на прогнозируемости потоковых параметров сейсмичности: событий  $N$ , накопленных условных деформаций  $D$  и энергии землетрясений  $E$ , затем рассмотреть взаимосвязь прогнозируемости этих параметров с сильными землетрясениями, и, при наличии взаимосвязи, обсудить перспективы ее использования в прогнозах сильных землетрясений и афтершокового затухания сейсмичности.

### Методы исследования

В работе используется уравнение динамики саморазвивающихся природных процессов [1, 2]

$$x'' = k |(x')^\lambda - (x'_0)^\lambda|^{\alpha/\lambda}, \quad (1)$$

где  $x$  – любая неубывающая количественная характеристика процесса,  $x'$  и  $x''$  – ее производные по времени,  $k$  – коэффициент пропорциональности, а показатели степени  $\lambda$  и  $\alpha$  определяют нелинейность процесса соответственно в окрестностях стационарного состояния ( $x' \approx x'_0$ ) и на значительном от него удалении ( $x' \gg x'_0$ ). Случай  $x' \gg x'_0$  интересен для прогноза потенциально катастрофических процессов. Поэтому в качестве аппроксимационной модели имеет значение уравнение:

$$x'' = k (x')^\alpha. \quad (2)$$

Поиск наилучшей аппроксимации осуществляется посредством оптимизации по максимуму коэффициента упорядоченности  $K_{reg} = [n \times (x_n - x_1) \times (t_n - t_1) / \Sigma(\Delta x_i \times \Delta t_i)]^{0.5}$ . Здесь  $n$  – число точек на аппроксимируемом участке фактических данных;  $(x_n - x_1)$  и  $(t_n - t_1)$  – диапазоны изменения фактических данных на этом участке соответственно по параметру  $x$  и времени  $t$  (выполняют функции нормирования обеих координат на диапазон изменений от 0 до 1),  $\Delta x_i$  и  $\Delta t_i$  – отклонения каждой точки фактических данных от расчетной кривой соответственно по оси абсцисс и по оси ординат. На практике удобен десятичный логарифм коэффициента упорядоченности – уровень упорядоченности  $L_{reg} = \lg(K_{reg})$ .

Под прогнозируемостью здесь и далее понимается нахождение фактических данных «будущего» в полосе допустимых ошибок относительно расчетной кривой в ее экстраполяционной части. Для оценки прогнозируемости используется среднее отклонение  $\sigma$  фактических точек от

расчетной кривой по нормали в координатах, нормированных на диапазон от 0 до 1. Затем аппроксимация экстраполируется в «будущее» до тех пор, пока нормальное расстояние каждой последующей (прогнозируемой) фактической точки до расчетной кривой находится в полосе допустимых ошибок ( $\pm 3\sigma$ ).

Количественная оценка дальности прогноза определяется через величину прогнозной дистанции  $\Delta = \{[(t_p - t_n)/(t_n - t_l)]^2 + [(x_p - x_n)/(x_n - x_l)]^2\}^{0.5}$ , где  $x_p$  и  $t_p$  – значения параметра и времени предельного прогнозируемого события,  $x_n$  и  $t_n$  – соответствующие значения для «текущего» события и  $x_l$  и  $t_l$  – для начального события в опорной (для аппроксимации и последующего прогноза) последовательности. Проекция прогнозной дистанции  $\Delta$  на оси координат характеризуют дальность прогноза (прогнозные дистанции) по времени  $\Delta_t$  и параметру  $\Delta_x$ . Для оценки качества прогноза используется относительная прогнозная дистанция  $\Delta_{rel} = \Delta/\sigma$  или ее десятичный логарифм – уровень прогнозируемости  $L_p = \lg(\Delta_{rel})$ .

Для дифференцированной оценки прогнозной статистики по активизации и затуханию, а также для определения важных для прогноза значений показателя степени нелинейности  $\alpha$  в уравнениях (1) и (2) используется коэффициент прогнозной нелинейности  $K_{pn} = \Delta_{rel} \times \lg|x'_p/x'_n|$ , где  $x'_p = x'((t_n + t_p)/2)$  – прогнозируемая на середину прогнозного интервала скорость изменения параметра, а  $x'_n = x'(t_n)$  – ее текущее значение. Более подробно методика оценки прогнозируемости изложена в [4].

При пространственном анализе сейсмических данных оценка прогнозируемости осуществляется по фиксированным сферическим гипоцентральному выборкам с радиусами 1.5, 3, 7.5, 15, 30, 60 и 150 км. Выборки распределены по широте, долготе и глубине с шагом смещения, в 1.5 раза меньшим радиуса выборки (т.е. соответственно 1, 2, 5, 10, 20, 40 и 100 км), что обеспечивает пространственное перекрытие выборок и исключает пропуск данных для прогностических оценок. Ради определенности под сильными землетрясениями понимаются такие землетрясения, которые в кумулятивном распределении по энергии превышают порог 99.9% от общего числа землетрясений.

### **Исходные данные**

В качестве исходных данных в работе используется Региональный каталог землетрясений Камчатки [8] по состоянию на 14 апреля 2015 г. Каталог включает сведения о 232 468 землетрясениях с энергетическим классом  $K$  от 0.8 до 17.0. Под приведенное в предыдущем разделе определение сильных землетрясений попадают 220 событий с энергетическим классом  $K \geq 13.3$ . В качестве параметра  $x$  рассматриваются суммарное количество толчков ( $N$ ), накопленные условные деформации ( $D$ ), сумма энергии землетрясений ( $E$ ).

### **Результаты исследований и их обсуждение**

В большинстве прогнозных определений (77.8% из 8.6 млн. определений) прогнозная дистанция  $\Delta$  более чем в 3 раза превышает величину средней ошибки  $\sigma$ , т.е. подобные прогнозные определения рассматриваются как значимые. Экстремумы прогнозной нелинейности, свойственные сильным землетрясениям, как правило, соответствуют аналогичным экстремумам сейсмического потока в целом. Статистические оценки прогнозно значимого показателя степени  $\alpha$  демонстрируют, что нелинейность как активизации сейсмического процесса, так и его затухания определяется классом гиперболических функций ( $1 < \alpha < 2$ ). Однако достаточно большой разброс значений показателя  $\alpha$  не позволяет ограничиться равнобокой гиперболой ( $\alpha = 1.5$ ) в качестве математической модели для ретропрогнозных оценок.

Форшоковая прогнозируемость фиксируется для 200 из 220 сильных землетрясений региона. Она характеризуется почти 30 тысячами ретропрогнозных определений, для которых сильное землетрясение оказывается в полосе ошибок ( $\pm 3\sigma$ ) экстраполяционной части прогнозной зависимости. По всем проанализированным параметрам форшоковая прогнозируемость сильных землетрясений отсутствует на малых (1.5 и 3 км) радиусах гипоцентральных выборок, начинает проявляться в количестве прогнозируемых землетрясений с последующим быстрым возрастанием на средних (от 7.5 до 30 км) радиусах, а затем более плавно продолжает увеличиваться на больших (60 и 150 км) радиусах. На средних гипоцентральных радиусах отмечаются в среднем более высокие уровни прогнозируемости и прогнозной нелинейности. Средняя прогнозная дистанция по времени в форшоковой прогнозируемости составляет десятки, иногда сотни, дней.

Афтершоковая прогнозируемость прослеживается для 215 из 220 сильных землетрясений и характеризуется почти 300 тысячами ретропрогнозных определений, что на порядок больше по сравнению с форшоковой прогнозируемостью. Экстремальные уровни прогнозной нелинейности для

афтершоковой прогнозируемости на порядок выше. В распределении афтершоковой прогнозируемости по радиусам гипоцентральных выборок присутствуют закономерности, аналогичные описанным для форшоковой прогнозируемости: практическое отсутствие прогнозируемости на малых (1.5 и 3 км) радиусах, быстрое ее возрастание на средних (от 7.5 до 30 км) и более плавное увеличение на больших (60 и 150 км) радиусах, а также в среднем более высокие уровни прогнозируемости и прогнозной нелинейности на средних гипоцентральных радиусах. Средняя прогнозная дистанция по времени в афтершоковой прогнозируемости на порядок выше аналогичного параметра форшоковой прогнозируемости и составляет сотни и тысячи дней. Следует также отметить, что средние значения показателя степени  $\alpha$  для афтершоковой прогнозируемости по количеству событий  $N$  близки к значению, характерному для логарифмического класса зависимостей ( $\alpha = 2$ ), что соответствует хорошо известной формуле Ф. Омори для изменения частоты афтершоковых толчков.

Сильные землетрясения с отсутствующей или низкой прогнозируемостью располагаются, как правило, на периферии (по географии эпицентров и по глубине) зоны регистрации региональной сейсмичности.

Высокая прогнозируемость сейсмического потока (сохранение аппроксимационных тенденций при их экстраполяции в будущее) свидетельствует, что уравнение (2) при использовании описанной методики адекватно моделирует динамику сейсмичности по всем рассмотренным потоковым характеристикам. Это делает возможным применение уравнения (2) для дифференцирования потоковых характеристик сейсмичности, т.е. для определения скоростей и ускорений сейсмического потока. В свою очередь анализ пространственного распределения этих производных позволяет определить локализацию имеющихся тенденций к изменению сейсмичности. Поскольку сильные землетрясения приурочены к экстремумам прогнозируемой нелинейности сейсмического потока, то пространственные локализации с экстремальными тенденциями к его изменчивости представляют интерес для прогноза как самих сильных землетрясений, так и афтершокового затухания сейсмичности, т.е. именно в этих локализациях имеют смысл экстраполяции существующих тенденций в будущее. По сути, мы получаем комбинацию методов саморазвивающихся процессов и картирования сейсмической активности по плотности сейсмического потока [5, 6].

Потенциальную эффективность изложенной методики отчасти подтверждают ранее полученные данные [3]: на картах ускорений сейсмической активности, построенных при сканировании с шагом 10 км (гипоцентральный радиус выборок 15 км) зона предстоящего Восточно-Японского землетрясения (11.03.2011 г.,  $M = 9.0$ ) начинает отчетливо выделяться за несколько дней до толчка. Зона подготовки имеет размеры примерно  $100 \times 80 \times 40$  км, что существенно превышает шаг сканирования. Это также согласуется с результатами данной работы, свидетельствующими о том, что прогнозируемость сильных землетрясений проявляется на средних (от 7.5 до 30 км) и больших (60 и 150 км) радиусах гипоцентральных выборок. Таким образом, предлагаемая методика устанавливает, как минимум, наличие перед Восточно-Японским землетрясением хорошо выраженных предвестников, использование которых позволило бы расширить интервал времени на предотвращение разрушительных последствий землетрясения с 10–30 минут (время достижения волной цунами побережья) до нескольких суток.

Тем не менее, для перехода от анализа прогнозируемости сейсмического потока к прогнозу собственно сильных землетрясений необходимо предварительно решить две проблемы: 1) отработать и верифицировать алгоритм автоматического выделения зон максимальной изменчивости сейсмического потока, что позволило бы уже сейчас перейти к оперативному сейсмическому мониторингу с отслеживанием гипоцентральных зон с максимальными тенденциями к активизации/затуханию сейсмического потока; 2) попытаться установить статистическую связь пространственных производных сейсмического потока с максимальной энергией землетрясений в их прогнозных зависимостях. Последнее позволяет определить допустимый предел возможных экстраполяций. Наиболее перспективны экстраполяции в будущее тенденций к увеличению выделяющейся сейсмической энергии  $E$ , позволяющие рассчитать в какой именно промежуток времени выделение сейсмической энергии может достичь потенциально опасных значений. Предельный диапазон выделения сейсмической энергии в определенный период времени можно оценить по вертикальной составляющей полосы ошибок на экстраполяционной части прогнозной зависимости. Аналогичная экстраполяция суммарного количества землетрясений (параметр  $N$ ) позволяет рассчитать на этот же период времени ожидающееся число сейсмических толчков. Соотношение этих величин дает расчетное значение вероятной энергии одиночного сейсмического

события. Параметр  $D$  (накопленные условные деформации), хотя и демонстрирует хорошую прогнозируемость, но в экстраполяционных расчетах представляется избыточным и для повышения оперативности вычислений им можно пренебречь.

Мониторинг на основе метода саморазвивающихся процессов с предварительным картированием нелинейности сейсмического потока для Камчатского региона имеет смысл на средних и больших радиусах гипоцентральных выборок. При этом с повышением радиуса выборок увеличивается число сильных землетрясений, имеющих прогнозируемость по сейсмическому потоку, тогда как уменьшение радиуса приводит к возрастанию точности пространственного определения экстремумов нелинейности сейсмического потока, к которым приурочены сильные землетрясения.

### **Выводы**

Проанализированные для Камчатского региона потоковые параметры сейсмичности показывают хорошую прогнозируемость. Следовательно, уравнение (2) при использовании описанной методики адекватно моделирует динамику сейсмичности и его можно использовать для картирования экстремальной нелинейности сейсмического потока. Комбинация метода саморазвивающихся процессов с предварительным картированием позволяет перейти к прогнозу сейсмичности в зонах экстремальной нелинейности. Полученные результаты демонстрируют очень хорошие перспективы аппроксимационно-экстраполяционного подхода для прогноза как самих сильных землетрясений, так и последующего афтершокового затухания сейсмической активности. При этом суммарная энергия землетрясений  $E$  представляет собой характеристику сейсмического потока, которую возможно непосредственно использовать для прогноза энергии землетрясений. Анализ количества событий  $N$  имеет вспомогательное значение, а параметр  $D$  (накопленные условные деформации) для прогнозного мониторинга представляется избыточным.

Работа выполнена при поддержке по Проекту УрО РАН 15-7-5-2.

### **Список литературы**

1. *Малышев А.И.* Динамика саморазвивающихся процессов // Вулканология и сейсмология. 1991. № 4. С. 61–72.
2. *Малышев А.И.* Закономерности нелинейного развития сейсмического процесса. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. 111 с.
3. *Малышев А.И.* Первые результаты 3D-мониторинга сейсмической активности и его перспективы // Ежегодник-2013. Тр. Института геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого. Вып. 161. 2014. С. 390–395.
4. *Малышев А.И.* Оценка прогнозируемости сейсмического потока на примере извержения вулкана Шивелуч 1964 г. // Вулканология и сейсмология. 2016. № 6. С. 22–36.
5. *Тихонов И.Н.* Методы и результаты анализа каталогов землетрясений для целей средне- и краткосрочного прогнозов сильных сейсмических событий. Владивосток, Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2006. 214 с.
6. *Тихонов И.Н.* Методология прогноза сильных землетрясений по потоку сейсмичности на примере северо-западной части Тихоокеанского пояса. Дисс. ... докт. ф.-м.н. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2009. 192 с.
7. *Чебров В.Н., Салтыков В.А., Серафимова Ю.К.* Прогнозирование землетрясений на Камчатке. М.: Светоч Плюс, 2011. 304 с.
8. *Чеброва А.Ю., Матвеев Е.А.* Состояние окончательного каталога землетрясений Камчатки и Командорских островов в 2013 году // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Обнинск: ГС РАН, 2013. С. 122–126.
9. Encyclopedia of Earthquake Engineering. Springer, 2016. 3965 p.

## МЕТОДИКА ВЫДЕЛЕНИЯ ОТКЛИКОВ ГЕОАКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ НА ВЛИЯНИЕ ВНЕШНИХ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ В УСЛОВИЯХ СИЛЬНОЙ ЗАШУМЛЕННОСТИ ГЕОАКУСТИЧЕСКИХ ДАННЫХ

*Полтавцева Е.В.*

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, jenyu@kscnet.ru*

### **Введение**

Ранее в работах [1–4] был приведен ряд эффектов, выявленных по результатам многолетних измерений на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне и отражающих влияние слабых электромагнитных излучений (ЭМИ) звукового диапазона частот на поведение геоакустической эмиссии (ГАЭ). В качестве согласованных изменений амплитуды напряженности ЭМИ и данных ГАЭ, прежде всего, надо отметить характерный суточный ход – вариации среднего уровня с периодом, равным 24.0 ч [2]. Эффект модулирующего электромагнитного воздействия на интенсивность ГАЭ проявляется в корреляции суточных вариаций рядов среднеквадратических значений (СКЗ) ГАЭ и ЭМИ [1]. Ниже такие вариации в рядах геоакустических данных, возникающие вследствие влияния суточных вариаций электромагнитного поля, называются «откликами ГАЭ».

Как правило, ситуации, возникающие при регулярном отслеживании поведения откликов ГАЭ, можно условно разбить на три вида:

1) амплитуда откликов стабильно высокая при относительно низком уровне шумов; в этом случае достаточно фиксировать ее возможное уменьшение, либо увеличение в случае изменений напряженно-деформированного состояния геосреды;

2) отношение сигнал/шум низкое, амплитуда откликов небольшая; требуется постоянно снижать уровень шумов во временном ряде данных ГАЭ за счет предварительной обработки и устранения различного рода помех и выбросов, методы такой обработки подробно описаны в [1];

3) наиболее сложный вариант развития событий, когда амплитуда откликов ГАЭ находится фактически на грани уровня шумов, и без дополнительной обработки рядов невозможно сказать, существуют ли суточные вариации в рядах ГАЭ в принципе; главной задачей в этом случае становится определение тех интервалов измерений в рядах ГАЭ, когда амплитуда откликов превышает уровень шумов и позволяет проанализировать поведение откликов в динамике.

В данной работе проводится опробование методики предварительной обработки временных рядов, направленной на выявление суточных вариаций в рядах ГАЭ, согласованных с изменениями амплитуды напряженности ЭМИ, в условиях сильной зашумленности геоакустических данных (третий случай). Успешное решение поставленной задачи может позволить не только определять факт наличия откликов в рядах ГАЭ с крайне высоким уровнем шумов, но и анализировать динамику их поведения в совокупности с сейсмической обстановкой, используя полученные данные в составлении регулярных прогнозных заключений о сейсмической опасности в Камчатском регионе.

### **Исходные данные**

Для анализа использованы данные непрерывных геоакустических и электромагнитных измерений на скважинах Г-1 и Р-2 Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона. Электромагнитная обстановка в районах расположения скважин значительно различается, однако в обоих случаях имеются специфические факторы, затрудняющие визуальное определение суточных вариаций ГАЭ.

Скважина Г-1 расположена в черте г. Петропавловска-Камчатского на небольшом удалении от различных источников и потребителей промышленной электроэнергии. Трехкомпонентный геофон установлен на глубине 1012 м. По данным многолетних измерений, темное время суток в районе скважины сопровождается стабильным повышением (примерно на 5 дБ) амплитуды компоненты 150 Гц (третьей гармоники промышленной частоты 50 Гц) в спектре ЭМИ в сравнении со светлым временем. В совокупности с ЭМИ атмосферного происхождения указанное повышение вносит дополнительный вклад в амплитуду суточных вариаций СКЗ ЭМИ на частотах, близких к 150 Гц. Амплитуда ЭМИ атмосферного происхождения в диапазоне 0.01–1.0 кГц также имеет четко выраженный суточный ход с максимумом в темное время суток, что связано с улучшением условий

распространения СНЧ излучения за счет увеличения высоты ионосферы. Этот суточный ход с максимумом в темное время суток хорошо виден на регистрируемом сигнале ЭМИ (рис. 1а) [4].

Как видно на рис. 1б, в, после Тохокского мегаземлетрясения 11 марта 2011 г. происходило интенсивное уменьшение амплитуд откликов ГАЭ на каналах Y и Z вплоть до их полной деградации к июлю 2011 г. [1]. И если на канале Y отклики ГАЭ по прошествии некоторого времени, уменьшив свою амплитуду примерно в 25 раз, тем не менее, остались вполне различимы на фоне шумов, то на канале Z ввиду небольшого отношения «сигнал/шум» их выявление к настоящему времени представляет значительную трудность. Для дальнейшего исследования выбраны данные канала Z ГАЭ на частоте 160 Гц и ряд ЭМИ 160 Гц.

Скважина Р-2 расположена в лесном массиве в 20 км от г. Петропавловска-Камчатского на значительном удалении от техногенных источников ЭМИ, геофон установлен на глубине 730 м [4]. В районе скважины Р-2 из-за значительного удаления от техногенных источников электромагнитного излучения спектр ЭМИ в диапазоне 0.01–1.0 кГц определяется, в основном, электромагнитным излучением естественного происхождения, связанного с атмосферно-электрическими разрядами (атмосфериками), рис. 1г. Поиск откликов ГАЭ на воздействие внешнего ЭМИ на пункте Р-2 осложняется, главным образом, изначально гораздо более слабым внешним электромагнитным воздействием (для естественных электромагнитных полей СНЧ-диапазона напряженность на поверхности Земли не превышает 0.45–1.0 мВ/м [4]). Следовательно, амплитуда откликов в рядах ГАЭ на пункте Р-2 по сравнению с пунктом Г-1 будет небольшой, и последние вполне могут «теряться» на фоне аппаратных шумов (рис. 1д). В дальнейшем рассматриваются ряды измерений ГАЭ на канале Z 160 Гц и широкополосных (ш/п) измерений ЭМИ.

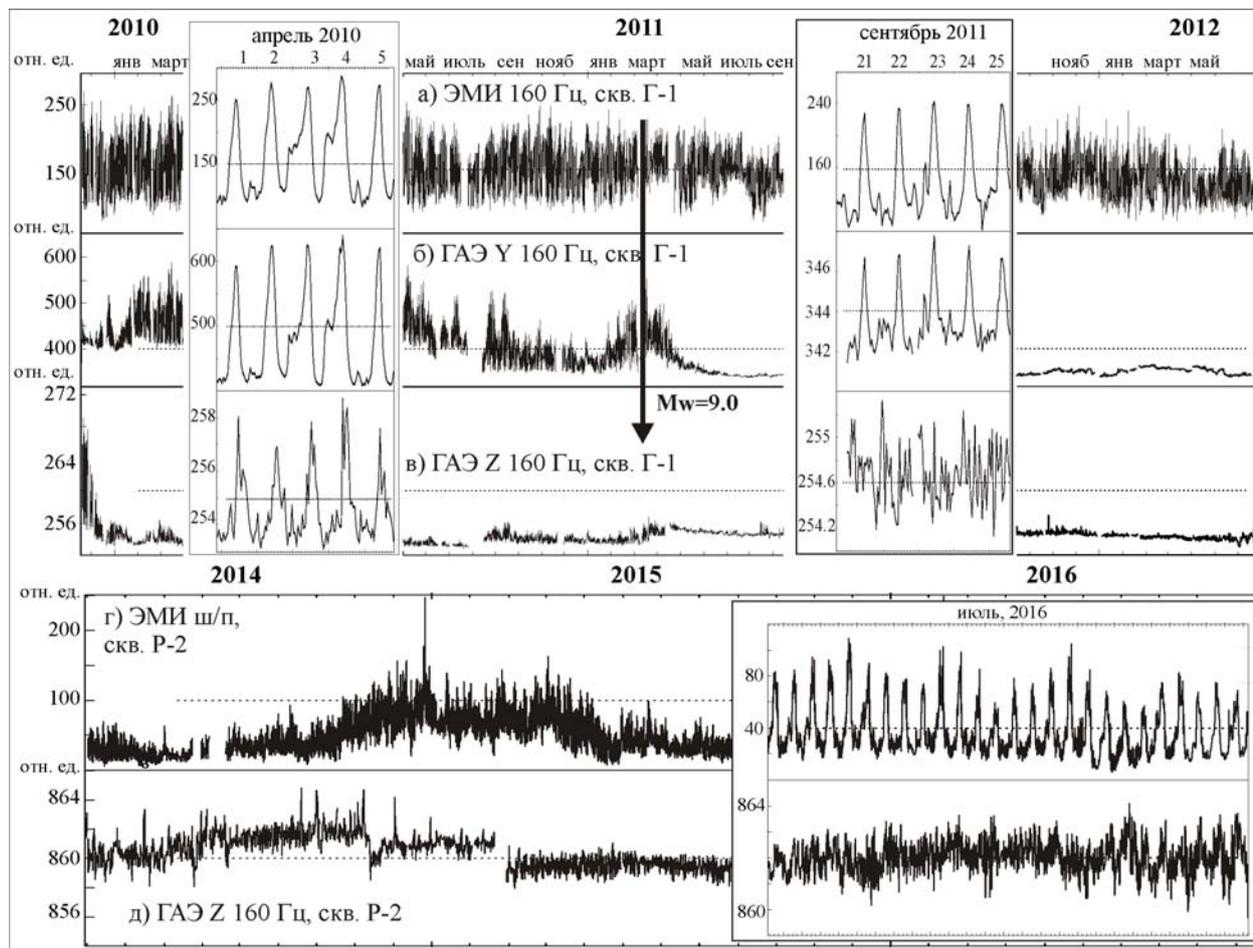


Рис. 1. Невозможность визуального выделения откликов ГАЭ. Приведены данные, полученные на скв. Г-1 (а–в) и Р-2 (г–д). Для скв. Г-1 показаны изменения в поведении ГАЭ (каналы Y и Z, 160 Гц) в сравнении с рядом ЭМИ 160 Гц в период до и после Тохокского мегаземлетрясения. На врезках – подробная развертка сигналов в пределах нескольких суток

### Методика выявления связи между суточными вариациями ЭМИ и ГАЭ в скользящем окне при достаточно высоком уровне шумов

Цель совместного анализа суточных вариаций ЭМИ и ГАЭ состоит в обнаружении интервалов измерений с высокой и низкой амплитудой откликов. В качестве основного маркера, характеризующего такие интервалы, естественным образом можно взять коэффициент корреляции между указанными сигналами, рассчитанный в скользящем окне [5]. Высокая корреляция между суточными вариациями указывает на наличие на этом интервале измерений устойчивых откликов ГАЭ. Чтобы обеспечить корректную интерпретацию результатов в сложных ситуациях, выбранный алгоритм оценки интервалов с высокой и низкой амплитудой откликов был сначала опробован на модельных рядах.

Для численного эксперимента были сгенерированы следующие модельные ряды:

а) аналог ряда ЭМИ - периодический сигнал с периодом 24 ч и постоянной амплитудой;

б) аналог ряда ГАЭ, представляющего собой смесь периодического сигнала с периодом 24 ч с шумом (рис. 2а). Учитывая, что в реальной ситуации амплитуда откликов ГАЭ может медленно изменяться в широких пределах, амплитуда модельного сигнала ГАЭ модулировалась периодической функцией  $A(t)$ , в качестве которой была выбрана функция  $\sin^2(t)$  с периодом 30 000 часов:

$S(t) = A(t)\sin(\omega_0 t + \varphi_0)$ , где синусоида представляет собой несущее колебание с периодом 24 ч (рис. 2, модулирующая синусоида обозначена стрелкой).

Для удобства дальнейшего сравнения с результатами реальных измерений, представленных ниже, длина модельных рядов задана равной примерно 3.5 годам с частотой осреднения 1 ч.

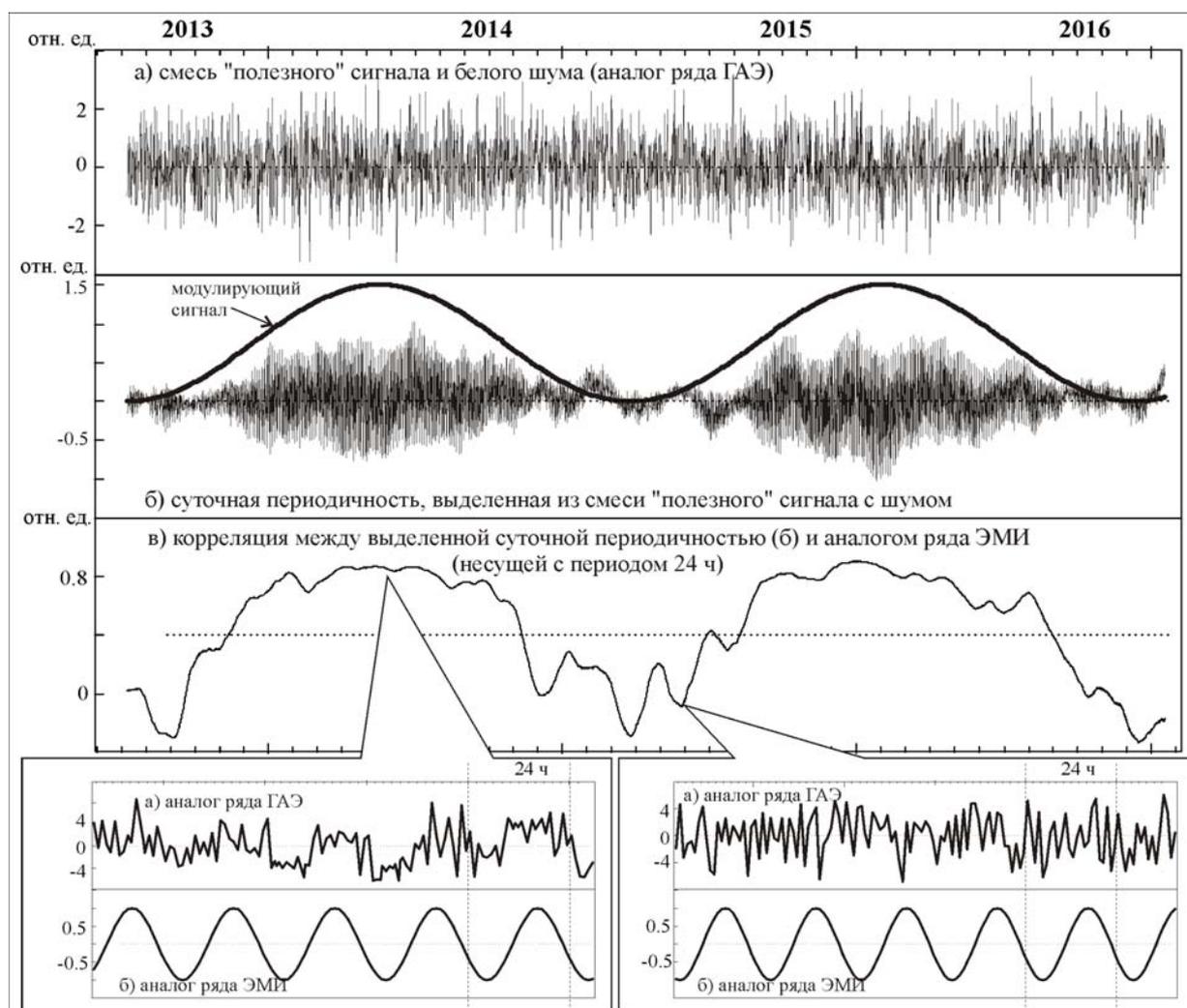


Рис. 2. Пример построения ряда корреляции между выделенной из зашумленного аналога ряда ГАЭ суточной периодичностью и синусоидой с периодом 24 ч, аналогом ряда ЭМИ. На врезках в более крупном масштабе показаны участки этих рядов-аналогов в эпохи с наиболее высокими и низкими значениями ряда корреляции

Визуально определить наличие какой-либо вообще периодичности в ряде-аналоге ряда ГАЭ не представляется возможным, поскольку амплитуда шума даже в периоды максимумов модулирующей функции вдвое превышает амплитуду полезного сигнала. Для построения ряда-маркера откликов (а в данном модельном случае – ряда-маркера наличия 24-часовой периодичности в смеси шума и модулированного периодического сигнала) были выполнены операции:

а) из ряда-аналога ГАЭ была выделена (отфильтрована) 24-часовая периодичность, для чего использовался метод наложения эпох в скользящем окне шириной 1000 ч [1], рис. 2б;

б) был рассчитан ряд коэффициента корреляции в скользящем окне между выделенной 24-часовой периодичностью и построенным выше аналогом ряда ЭМИ – периодическим сигналом с периодом 24 ч, рис. 2в.

На рис. 2 видно, что на качественном уровне по рассчитанному ряду корреляции можно судить об интервалах с наибольшей амплитудой 24-часовой периодичности в ряде-аналоге ГАЭ. На врезках можно видеть, что в такие эпохи смоделированный «суточный ход» в ряде-аналоге достаточно заметен, а в периоды со средней и низкой амплитудой он визуально практически не выделяется на уровне шумов.

Результаты расчета корреляции в скользящем окне для суточных периодичностей ГАЭ Z 160 Гц и ЭМИ, полученных на скважинах Г-1 и Р-2, представлены на рис. 3. Врезки с более крупным масштабом демонстрируют поведение исходных рядов ГАЭ и ЭМИ в те или иные эпохи, в зависимости от того, какие значения принимал корреляционный ряд. Видно, что в рядах корреляции для обеих скважин имеются периоды как достаточно высоких значений, свыше 0,7, так и очень низких. Если рассматривать участки на исходных рядах ГАЭ и ЭМИ, характеризующиеся определенным значением корреляции между предварительно выделенными их же суточными вариациями с точки зрения характеристик суточного хода, можно видеть (рис. 3-1, скважина Г-1), что в терминах суточного хода участки с высокой корреляцией в 2010–2011 гг. и 2013–2015 гг. – это сильный устойчивый суточный ход ГАЭ, синхронный с суточными вариациями ЭМИ, а «провалы» в 2011–2012 гг. фактически говорят о невозможности выявить суточный ход в ряде ГАЭ Z 160 Гц на уровне шумов.

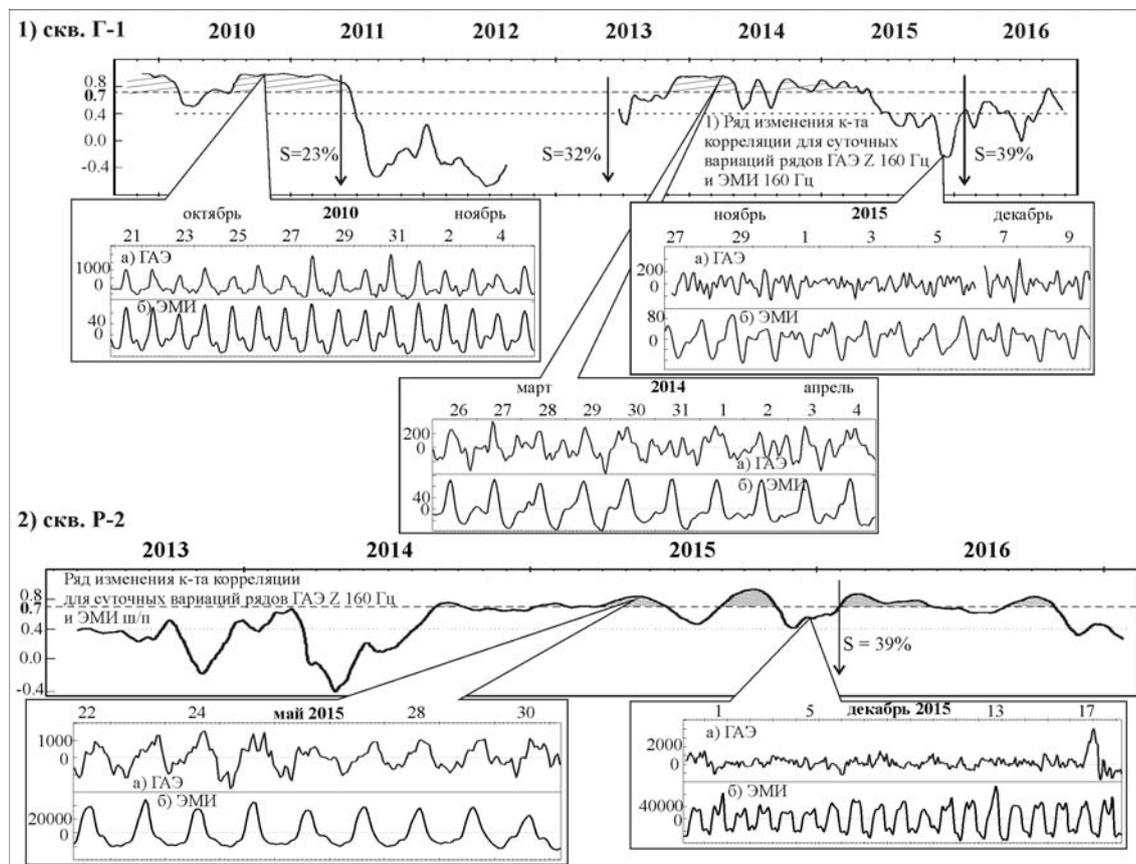


Рис. 3. Ряды корреляции в скользящем окне для выделенных суточных вариаций рядов ГАЭ и ЭМИ, полученных на скв. Г-1 и Р-2, совместно с фрагментами исходных рядов ГАЭ и ЭМИ в различные эпохи. В зависимости от значений корреляции на врезках показаны в более крупном масштабе суточные вариации исходных рядов

Таким образом, из рис. 3-1 видно, что наиболее высокая корреляция между суточными вариациями рядов ГАЭ Z 160 Гц и ЭМИ на скважине Г-1 наблюдалась до Тохокского события в марте 2011 г., затем она резко снизилась, и на протяжении 2011–2012 гг. откликов фактически не было. В это время даже было принято решение прекратить запись на канале Z на некоторый срок, о чем говорит пропуск в ряде корреляции.

Однако к концу 2013 г. значения корреляции вновь выросли до прежних значений. Амплитуда откликов, как видно из врезки, уменьшилась на порядок по сравнению с концом 2010 г., шумов стало больше, однако и к настоящему времени существуют такие интервалы измерений, когда суточные вариации в ряде ГАЭ Z 160 Гц вполне уверенно читаются и синхронны с суточными вариациями ЭМИ (сравн. с рис. 1, где взят произвольный участок ряда ГАЭ Z 160 Гц). Аналогичная ситуация с данными, полученными на скважине Р-2 – после анализа поведения маркерного ряда корреляции появилась возможность выявить в исходном ряде ГАЭ участки с выраженными суточными вариациями.

Для анализа геодинамической обстановки на рис. 3 указаны наиболее сильные по параметру  $S$  сейсмические события. Это Тохокское мегаземлетрясение (11 марта 2011 г.,  $S = 23\%$ ), Жупановское землетрясение (30 января 2016 г.,  $S = 39\%$ ), и Охотоморское землетрясение (24 мая 2013 г.,  $S = 32\%$ ). Для формализованного выделения эпох с высокой корреляцией между суточным ходом ГАЭ и ЭМИ удобно ввести некий пороговый уровень корреляции, детектирующий такие эпохи. На рис. 3 он выбран равным 0,7, а соответствующие интервалы отмечены штриховкой. Видно, что перед сильным Жупановским событием согласованное поведение суточных вариаций ГАЭ и ЭМИ резко нарушилось как для скважины Г-1, так и для Р-2 (рис. 3-2, скважина Р-2). То есть, полученные ряды изменения корреляции могут косвенно указывать на изменения амплитуды откликов ГАЭ в контексте процессов, происходящих в геосреде.

### **Выводы**

Амплитуда суточных вариаций ГАЭ, синхронных с изменениями внешнего ЭМИ (откликов ГАЭ) может зависеть от множества факторов, но основными среди них являются уровень шумов в исходных рядах и процессы, происходящие в геосреде. При этом, когда уровень шумов в рядах ГАЭ достаточно высок, сложность визуального определения откликов ГАЭ на воздействие внешнего ЭМИ требует привлечения дополнительных методов обработки данных.

В наиболее сложном случае, когда амплитуда откликов ГАЭ находится фактически на грани уровня шумов, и без дополнительной обработки рядов невозможно сказать, существуют ли суточные вариации в рядах ГАЭ в принципе, главной задачей становится определение тех интервалов измерений в рядах ГАЭ, когда амплитуда откликов превышает уровень шумов и позволяет проанализировать поведение откликов в динамике. Разработана методика построения маркерного ряда, основанного на расчете корреляции в скользящем окне между предварительно выделенными суточными вариациями рядов ГАЭ и ЭМИ. Такой ряд позволяет отследить в исходных рядах ГАЭ те эпохи, когда амплитуда откликов превышала уровень шумов и отклики поддавались визуальному выделению.

Кроме того, анализ изменения амплитуды откликов ГАЭ в динамике может быть использован при составлении регулярных прогнозных заключений о сейсмической опасности в Камчатском регионе.

### **Список литературы**

1. Гаврилов В.А., Децереvский А.В., Полтавцева Е.В., Сидорин А.Я. Технологии предварительной обработки данных комплексного геофизического мониторинга и опыт их применения в системе геоакустических наблюдений на Камчатке // Сейсмические приборы. 2016. Т. 52. № 4. С. 57–75.
2. Гаврилов В.А., Морозова Ю.В., Сторчеус А.В. Вариации уровня геоакустической эмиссии в глубокой скважине Г-1 (Камчатка) и их связь с сейсмической активностью // Вулканология и сейсмология. 2006. № 1. С. 52–67.
3. Гаврилов В.А., Пантелеев И.А., Рябинин Г.В. Физическая основа эффектов электромагнитного воздействия на интенсивность геоакустических процессов // Физика Земли. 2014. № 1. С. 89–103.
4. Гаврилов В.А., Полтавцева Е.В., Децереvский А.В., Бусс Ю.Ю., Морозова Ю.В. Мониторинг состояния геосреды на основе синхронных геоакустических и электромагнитных скважинных измерений: использование естественного электромагнитного излучения // Сейсмические приборы. 2015. Т. 51. № 4. С. 41–57.
5. Децереvский А.В., Журавлев В.И., Никольский А.Н., Сидорин А.Я. Технологии анализа геофизических временных рядов. Часть 2. WinABD - пакет программ для сопровождения и анализа данных геофизического мониторинга // Сейсмические приборы. 2016. Т. 52. № 3. С. 50–80.

## ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ О. САХАЛИН ПО ДАННЫМ GPS НАБЛЮДЕНИЙ

*Прытков А.С., Василенко Н.Ф.*

*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, a.prytkov@imgg.ru*

### **Введение**

Современная геодинамика острова Сахалин определяется взаимодействием Евразийской (Амурской) и Североамериканской (Охотской) литосферных плит, скорость конвергенции которых в различных геодинамических моделях увеличивается с севера на юг, достигая максимальных значений в пределах островной суши 13 мм/год. Граница плит отождествляется с системой главных субмеридиональных разломов острова: Хоккайдо-Сахалинским, Центрально-Сахалинским и Западно-Сахалинским [1, 10, 14]. Взаимодействие литосферных плит проявляется не только в виде высокой коровой сейсмичности, более 96% которой сосредоточено на глубинах до 20 км, а также в интенсивном неоднородном деформировании земной поверхности в окрестности разломных зон.

Напряженно-деформированное состояние земных недр является отражением характера современных тектонических процессов в Сахалинском регионе. Реконструкция полей напряжений и деформаций земных недр необходима для обоснованного выделения особенностей их состояния и областей возможных очагов землетрясений. Для Сахалина это особенно важно, так как регион характеризуется высокой сейсмической активностью.

Данные о скоростях смещений земной поверхности, которые отражают процессы, протекающие на глубине, являются дополнительным источником информации о напряженно-деформированном состоянии среды. В последние годы основным методом изучения современных движений являются спутниковые GPS/ГЛОНАСС наблюдения. В отличие от других методов, геодезические данные позволяют не только отслеживать изменение напряженного состояния, но и дают количественные оценки деформационных процессов. В настоящей работе представлены результаты моделирования деформационного состояния острова Сахалин, выполненного на основе межсейсмических скоростей смещений земной поверхности, а также проведено сопоставление полученных результатов с пространственным распределением сейсмичности и разломной тектоникой острова.

### **Активные разломы и сейсмичность острова Сахалин**

Для анализа сейсмичности острова построена карта эпицентров землетрясений с  $M \geq 3.0$  за период 1905–2016 гг. (рис. 1). В основу карты легли данные регионального каталога землетрясений Сахалина за период 1905–2005 гг. [6], результаты детальных сейсмологических наблюдений на севере [3] и юге острова [11]. Сейсмичность острова отличается неоднородным характером распределения землетрясений, гипоцентры которых главным образом сосредоточены в земной коре на глубинах до 20 км (рис. 1). Выделяются три района – южный, центральный и северный с наибольшим числом землетрясений, разделенных участками с редкими эпицентрами сравнительно слабых землетрясений. На севере Сахалина наибольшая концентрация эпицентров наблюдается вдоль северо-восточного побережья, в то время как в центральной и южной частях повышенная активность приурочена к западному побережью. Между тем, в центре и на юге острова отчетливо прорисовываются области пониженной сейсмичности, которые, по мнению О.В. Мельникова [4], приурочены к древним видоизмененно-реликтовым антиклиналиям (древнейшим геологическим структурам).

Характерной особенностью распределения сейсмичности является ее связь с современной тектонической активностью главных субмеридиональных разломов острова и их оперений. В земной коре Сахалина и окружающих его акваторий выделяются три основных системы разломов: Хоккайдо-Сахалинская, Центрально- и Западно-Сахалинская.

Хоккайдо-Сахалинская зона представлена субмеридиональной взбросо-сдвиговой системой разломов, протягивающейся вдоль Охотоморского побережья. К этой зоне разломов приурочены Нефтегорское землетрясение 1995 г.  $M_w = 7.1$ , в результате которого вскрылся Верхне-Пильтунский сейсморазрыв [5], и серия сейсмических событий с  $M = 5.0–6.0$ . Центрально-Сахалинский разлом простирается практически через всю территорию острова с севера на юг. Кинематика разлома в

целом характеризуется взбросо-надвиговой природой. Сейсмическая активность разломной зоны в настоящее время невысока. Однако по результатам палеосейсмологических исследований разлом способен генерировать землетрясения с  $M = 7.0-7.5$  [8]. Западно-Сахалинская разломная зона вытянута вдоль восточного побережья Татарского пролива и проявляется в виде сети тесно связанных между собой сбросов и взбросов. Сейсмическая активность разломов достаточно высока. В ее пределах наблюдалось несколько сильных землетрясений, в том числе Углегорское 2000 г.  $M_w = 7.0$  и Невельское 2007 г.  $M_w = 6.2$ .

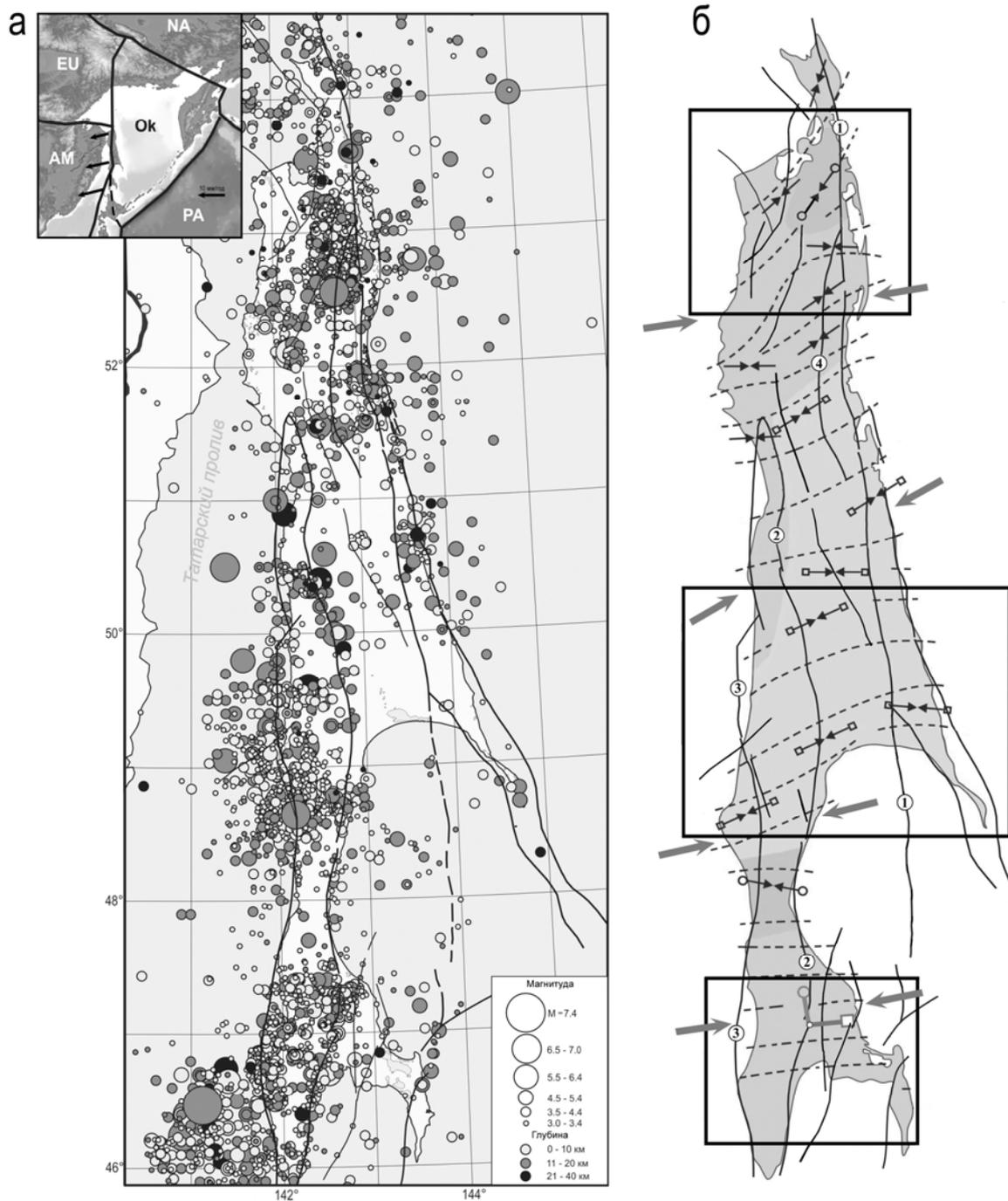


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений о. Сахалин за период 1906–2016 гг. и основные разломы по В.В. Харахинову [9] (а). Схема районирования областей с разной геодинамической обстановкой [7] (б). Направление регионального тензора напряжений сжатия по данным механизмов очагов землетрясений за 1962–2011 гг. с  $M \geq 4.6$  показано крупными серыми стрелками [2]. Основные разломы (цифры в кружках): 1 – Хоккайдо-Сахалинский, 2 – Центрально-Сахалинский, 3 – Западно-Сахалинский, 4 – Верхне-Пильтунский. Прямоугольниками выделены районы региональных GPS наблюдений. На схеме-врезке приведены границы литосферных плит региона согласно геологической модели NUVEL-1A: EA – Евразийская, NA – Североамериканская, PA – Тихоокеанская литосферные плиты

## Результаты GPS измерений

Для изучения современной геодинамики о. Сахалин в 1999–2003 гг. на юге, в центральной части и на севере острова были созданы региональные сети периодических GPS наблюдений (рис. 2а, 3а, 4а). Геодезические сети представляют собой поперечные профили, пересекающие островную сушу с запада на восток. Такая геометрия сетей определялась из тектонических особенностей региона, а сгущение на севере и юге острова продиктовано необходимостью оценки относительных смещений отдельных структурных элементов. К 2013 г. на объектах проведены 4–6 эпох повторных измерений продолжительностью не менее трех суток на каждом пункте наблюдений. Результаты измерений представлены относительно Евразийской литосферной плиты. Векторы межсейсмических горизонтальных скоростей смещений земной поверхности Сахалина легли в основу реконструкции полей деформаций.

Геодинамические GPS наблюдения на поперечном профиле северной части о. Сахалин и пунктах, контролирующих окрестности Верхне-Пильтунского сейсморазрыва, позволили установить характер деформирования земной поверхности после Нефтегорского землетрясения 1995 г. Постепенное увеличение скоростей пунктов сети наблюдается с запада на восток от 1.2 до 5.1 мм/год. В восточной части сети на границе Верхне-Пильтунского разлома скорости пунктов меняют западное направление на юго-западное, при этом скорость правостороннего смещения достигает 3.5 мм/год.

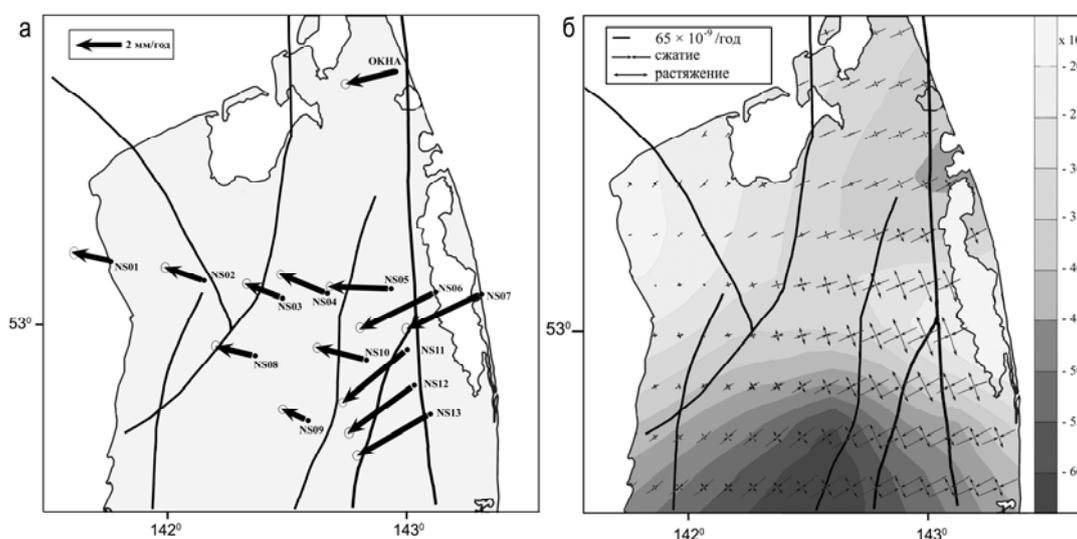


Рис. 2. Горизонтальные скорости GPS пунктов северной части о. Сахалин относительно Евразийской литосферной плиты за период 2003–2013 гг. (а). Скорости дилатации и главных деформаций (б).

Здесь и далее: эллипсы ошибок скоростей соответствуют 95% доверительному интервалу, линиями показаны разломы

В центре и юге острова межсейсмические скорости пунктов возрастают с запада на восток, достигая максимальных значений 6 и 9 мм/год, соответственно. В отличие от центральной части острова, где векторы скоростей имеют юго-западное направление смещений, на юге острова направление скоростей практически перпендикулярно границе литосферных плит. Уменьшение скоростей в западном направлении свидетельствует о сжатии островной суши и интерпретируется как одна из причин накопления напряжений на границе литосферных плит.

## Деформации земной поверхности по данным GPS наблюдений

Деформации земной поверхности острова Сахалин вычислены с помощью программного пакета GRID\_STRAIN [13]. В качестве исходных данных для расчета использовались оценки горизонтальных скоростей смещений и погрешности их определения. Расчет деформаций выполняется по узлам регулярной сетки, в каждом узле которой определяется локальная деформация с использованием подходящей стратегии взвешивания. При этом все доступные наблюдения включаются в вычислительную процедуру, но их ошибки масштабируются с помощью специальной весовой функции  $f = e^{-di/d0}$ , которая характеризует степень значимости  $i$ -й станции в зависимости от расстояния до заданной точки  $di$ ,  $d0$  – масштабный параметр [12]. Таким образом, уменьшается вклад точек наблюдения по мере их удаления от узла расчета. В наших расчетах параметр  $d0$  составлял 30 км.

Анализ пространственного распределения осей напряжений свидетельствует о неоднородности деформирования земной поверхности острова (рис. 2б, 3б, 4б). Так, преобладающим режимом является сжатие островной суши. Сокращение земной коры в регионе происходит в основном в субширотном направлении, однако оно несколько меняется от района к району.

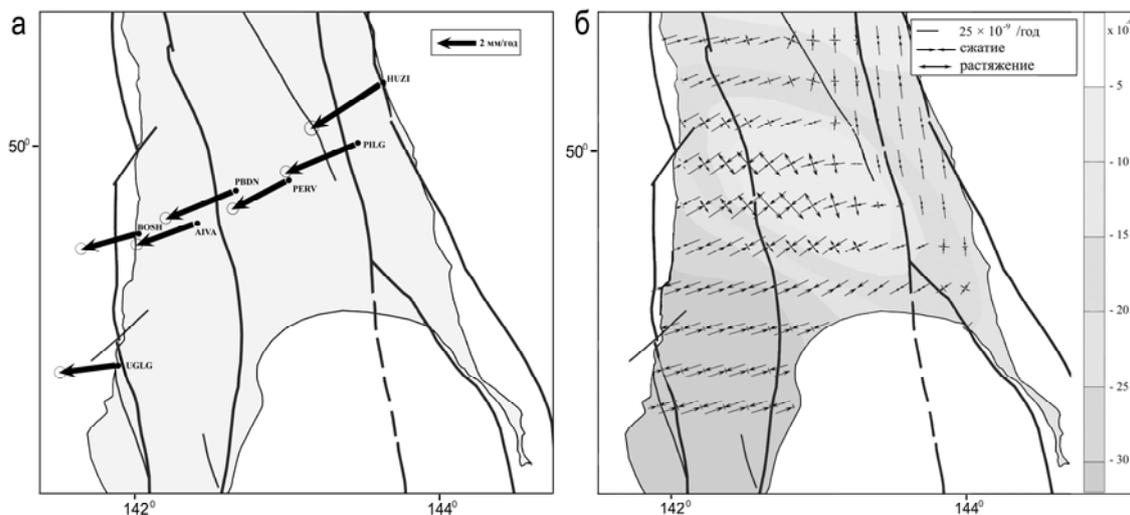


Рис. 3. Горизонтальные скорости GPS пунктов центральной части о. Сахалин относительно Евразийской литосферной плиты за период 2000–2011 гг. (а). Скорости дилатации и главных деформаций (б)

Территория северной части острова подвержена сжатию в юго-западном направлении. Максимальные скорости деформаций до  $130 \times 10^{-9}$  в год проявляются в восточной его части (рис. 2б). Наибольшие значения дилатации наблюдаются на юге района и приурочены к зоне скалывания между активными разломами, глубина механического контакта которых составляет  $\sim 13$  км при скорости конвергенции литосферных плит 7.8 мм/год [1]. В этой зоне происходит интенсивное накопление напряжений, что проявляется в сейсмичности после Нефтегорского землетрясения. В отличие от работы [7] (рис. 1б) на севере острова не выявлено областей растяжений, однако выделяется существенный градиент скорости дилатации.

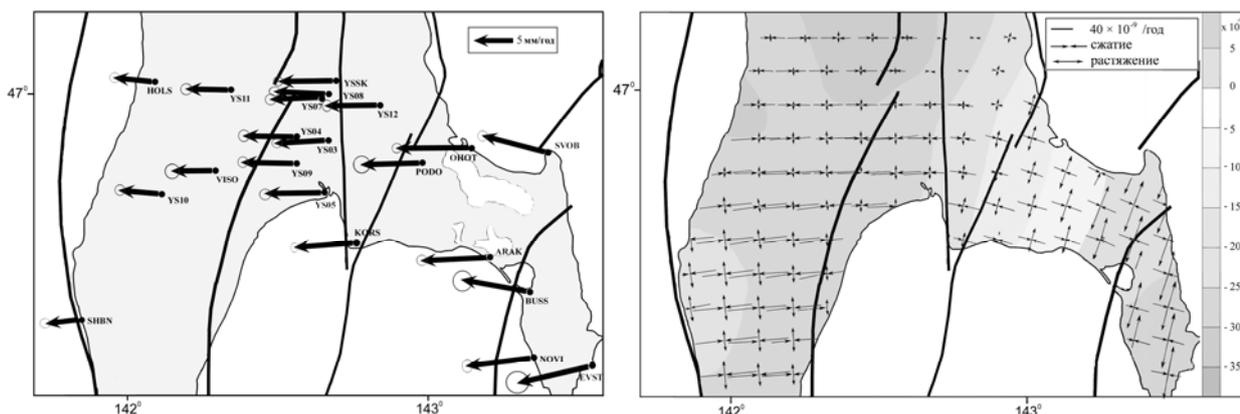


Рис. 4. Горизонтальные скорости GPS пунктов южной части о. Сахалин относительно Евразийской литосферной плиты за период 1999–2009 гг. (а). Скорости дилатации и главных деформаций (б)

Для центральной части острова характерны невысокие значения скоростей деформирования земной поверхности, не превышающие  $\sim 50 \times 10^{-9}$  в год (рис. 3б). Хоккайдо-Сахалинский разлом разграничивает территорию с разной геодинамической обстановкой: на границе разлома юго-западное направление осей сжатия сменяется субмеридиональной ориентацией. Между Центрально-Сахалинским и Западно-Сахалинским разломом присутствует поле пониженной дилатации, скорости которой не превышают  $5 \times 10^{-9}$  в год. Хаотичное распределение скоростей деформирования земной поверхности может являться следствием разреженности GPS сети центральной части острова. Однако, в целом, за исключением восточной части района, ориентация сжатия земной поверхности согласуется с геодинамической обстановкой (рис. 1б).

В южной части о. Сахалин наряду с доминирующим субширотным сжатием островной суши, которое достигает значений  $\sim 80 \times 10^{-9}$  в год, выделяется область растяжения (рис. 4б). В окрестности Центрально-Сахалинского разлома оси сжатия меняют свое западное направление на северо-западное, а преобладающим режимом деформирования становится растяжение северо-восточного направления, которое отчетливо картируется положительными значениями дилатации. Характер деформирования земной поверхности отражает кинематику Центрально-Сахалинской разломной зоны, которая характеризуется взбросо-надвиговой природой. Области высоких скоростей деформаций сжатия коррелируют с районом высокой сейсмичности, в то время как, зона растяжения является практически асейсмичной (рис. 1а).

### Заключение

На основе межсейсмических скоростей смещений GPS пунктов рассчитаны скорости деформирования земной поверхности северной, центральной и южной частей о. Сахалин. Пространственное распределение осей деформаций острова неоднородно. Максимальные скорости деформаций до  $130 \times 10^{-9}$  в год выявлены в северной части острова в районе Верхне-Пильтунского межплитового сдвига. Доминирующим современным деформационным режимом является сжатие островной суши, наряду с которым наблюдаются незначительные области растяжения. Выявленные области растяжения и сжатия-сдвига свидетельствуют о сложном геологическом строении и, скорее всего, являются откликом среды на общее сжатие в результате схождения Евразийской (Амурской) и Североамериканской (Охотской) литосферных плит. В районах интенсивного накопления напряжений наблюдается умеренная сейсмичность последних лет.

Результаты проведенных исследований хорошо согласуются с региональным тензором напряжений сжатия по данным механизмов очагов землетрясений [2] и оценками напряженно-деформированного состояния территории Сахалина, полученного методом катакластического анализа разрывных смещений [7].

Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке по программе фундаментальных исследований ДВО РАН «Дальний Восток»: проект 15-I-2-087.

### 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. Коновалов А.В., Нагорных Т.В., Сафонов Д.А. Современные исследования механизмов очагов землетрясений о. Сахалин. Владивосток: Дальнаука, 2014. 252 с.
3. Коновалов А.В., Степнов А.А., Гаврилов А.В., Манаищев К.А., Сычев А.С., Клочков В.А., Сабуров М.С. Особенности региональной сейсмичности на севере о. Сахалин в связи с промышленным освоением месторождений нефти и газа на шельфе // История науки и техники. 2016. № 6. С. 63–71.
4. Мельников О.А. О взаимосвязи геологического строения и сейсмичности Сахалина // Сейсмическое районирование Сахалина. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 46–51.
5. Нефтегорское землетрясение 27 (28) мая 1995 г. // Информ.-аналит. бюл. ФССН; спец. вып. М.: 1995. 236 с.
6. Поплавская Л.Н., Иващенко А.И., Оскорбин Л.С. и др. Региональный каталог землетрясений острова Сахалин, 1905–2005 гг. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2006. 103 с.
7. Сим Л.А., Брянцева Г.В., Саввичев П.А., Каменев П.А. Особенности переходной зоны между Евразийской и Северо-Американской литосферными плитами (на примере напряженного состояния о-ва Сахалин) // Геосистемы переходных зон. 2017. № 1. С. 3–22.
8. Стрельцов М.И., Кожурин А.И. Активные разломы и катастрофические землетрясения Сахалина (Апреловский активный разлом, результаты тренченга). Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2002. 4 с.
9. Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир, 2010. 276 с.
10. Chapman M.E., Solomon S.C. North American-Eurasian plate boundary in northeast Asia // J. Geophys. Res. 1976. V. 81. P. 921–930.
11. Сейсмологические каталоги и бюллетень. [Электронный ресурс]. URL: <http://www.ceme.gsras.ru/cgi-bin/new/catalog.pl>
12. Shen Z.K., Jackson D.D., Ge B.X. Crustal deformation across and beyond the Los Angeles basin from geodetic measurements // Journal of Geophysical Research. 1996. V. 101. P. 27957–27980.
13. Teza G., Pesci A., Galgaro A. Grid\_strain and grid\_strain3: Software packages for strain field computation in 2D and 3D environments // Computers and Geosciences. 2008. V. 34. № 9. P. 1142–1153.
14. Zonenshain L.P., Savostin L.A. Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics of Asia // Tectonophysics. 1981. V. 76. P. 1–45.

## СЕЙСМИЧНОСТЬ В РАЙОНАХ ВУЛКАНОВ КАМБАЛЬНЫЙ, ЖЕЛТОВСКИЙ, КСУДАЧ, КРАШЕНИННИКОВА И БОЛЬШОЙ СЕМЯЧИК В 2009-2017 гг.

*Сенюков С.Л., Нурждина И.Н., Дроздина С.Я., Кожевникова Т.Ю., Назарова З.А.,  
Соболевская О.В., Гарбузова В.Т., Напылова Н.А., Толокнова С.Л.,  
Напылова О.А., Должикова А.Н.*

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

### Введение

Полуостров Камчатка, лежащий в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану и сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг, относится к регионам, где сейсмичность, вулканические и динамические процессы достигают наивысшей интенсивности на нашей планете. На Камчатке находятся наиболее активные вулканы мира. Ежегодно здесь наблюдаются эксплозивные и эксплозивно-эффузивные извержения трех-пяти вулканов. Камчатский филиал Геофизической службы (КФ ФИЦ ЕГС РАН) проводит ежедневный мониторинг сейсмической и вулканической активности вулканов Камчатки в режиме, близком к реальному времени, с 2000 года. Наблюдения ведутся по трем направлениям: сейсмологический мониторинг, визуальные и видеонаблюдения, спутниковый мониторинг. Сейсмологический мониторинг является ведущим методом, так как позволяет проводить непрерывный контроль, независимо от погоды. Важнейшим фактором эффективности мониторинга является состояние системы наблюдений. В настоящее время созданная в КФ ФИЦ ЕГС РАН сеть станций [6] позволяет наблюдать за сейсмической активностью 13-ти вулканов с разной степенью детальности. На остальных возможна регистрация только сильных сейсмических событий по удаленным станциям, что не позволяет своевременно выделить сейсмические предвестники вулканических извержений. В последние годы произошла активизация и извержение вулканов, долгое время находившихся в состоянии покоя. 12 декабря 2010 г. началось мощное эксплозивно-эффузивное извержение вулкана Кизимен, находившегося в состоянии покоя почти 80 лет [3]. Последнее Трещинное Толбачинское извержение имени 50-летия Института вулканологии и сейсмологии произошло с 27 ноября 2012 г. до сентября 2013 г. (ТТИ-2012–2013) [4]. Предыдущее извержение этого вулкана зарегистрировано в 1975–1976 гг. После 56-ти летнего периода фумарольной деятельности 23 октября 2013 г. пробудился вулкан Жупановский [5]. 22 марта 2017 г. стала регистрироваться сейсмическая активность в районе вулканов Кошелевский и Камбальный, расположенных на территории Южной Камчатки. А 25 марта началось эксплозивное извержение вулкана Камбальный, не проявлявшего себя более двух веков.

В работе представлена сейсмичность, зарегистрированная до и во время извержения вулкана Камбальный в марте 2017 г. А так же сейсмическая активность районов вулканов Желтовский, Ксудач, Крашенинникова и Большой Семячик за период 2009–2017 гг.

### Результаты исследований сейсмической активности вулкана Камбальный

Вулкан является самым южным вулканом Южно-Камчатской вулканической зоны, расположен на юге Камбального хребта, координаты вершины  $51^{\circ}15' \text{с.ш.}$ ,  $156^{\circ}46' \text{в.д.}$  (рис. 1). Это действующий конусовидный стратовулкан с абсолютной высотой 2156 м, на склонах которого имеется пять шлаковых конусов голоценового возраста. В историческое время извержений отмечено не было, вулканическая активность проявлялась только в виде фумарольной деятельности [1]. Ближайшая сейсмическая станция «Паужетка» (PAU) находится в 22 км на север от вулкана. Остальные станции удалены на 100 км и более: «Северо-Курильск» (SKR) в  $\sim 101$  км на юго-запад; «Ходутка» (KDT) – 116 км на северо-восток. Расчетный уровень надежной регистрации землетрясений в районе вулкана Камбальный, составляет  $K_{\min} = 6.5$ .

Сейсмическая активизация началась с серии слабых землетрясений 22 марта с  $19^{\text{h}}40^{\text{m}}$  до  $20^{\text{h}}12^{\text{m}}$  UTC. Количество землетрясений и их энергия увеличивались с каждым часом (рис. 1д, 2). Ретроспективно было выделено начало эксплозивного извержения по сейсмическим данным – 24 марта в  $12^{\text{h}}21^{\text{m}}$  станцией PAU было зарегистрировано поверхностное событие, возможно сопровождавшее газопепловый выброс (рис. 3). Из нашего опыта важно отметить, что по сейсмологическим данным можно уверенно выделять сигналы, соответствующие пепловым выбросам, если удаление опорной сеймостанции от эруптивного центра не превышает 10 км. Это

связано со значительным затуханием относительно высокочастотной части спектра сигнала в такой сильно поглощающей среде как шлак, слагающий верхнюю часть разреза под станцией приема. По данным очевидцев, находившихся на кордоне «Прибрежный» в ~15 км на ЮЗ от вулкана, 24 марта в 21<sup>h</sup>50<sup>m</sup> UTC (25 марта в 09<sup>h</sup>50<sup>m</sup> KLT) наблюдались пепловые выбросы на высоту 3–6 км над уровнем моря. На спутниковых снимках, предоставляемых Аляскинской Вулканологической Обсерваторией, наблюдались протяженные пепловые шлейфы от извержения вулкана (рис. 3).

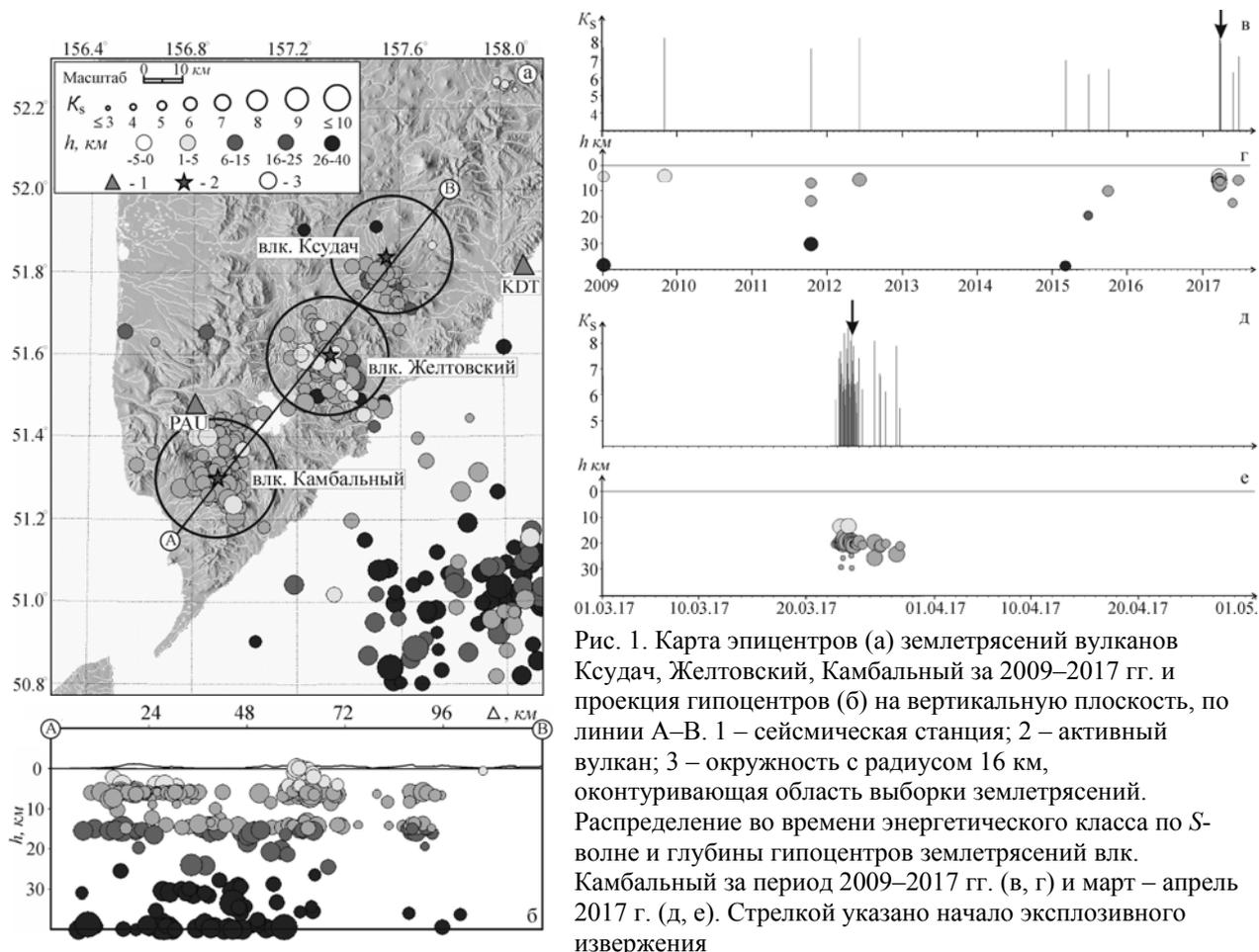


Рис. 1. Карта эпицентров (а) землетрясений вулканов Ксудач, Желтовский, Камбалный за 2009–2017 гг. и проекция гипоцентров (б) на вертикальную плоскость, по линии А–В. 1 – сейсмическая станция; 2 – активный вулкан; 3 – окружность с радиусом 16 км, оконтуривающая область выборки землетрясений. Распределение во времени энергетического класса по S-волне и глубины гипоцентров землетрясений влк. Камбалный за период 2009–2017 гг. (в, г) и март – апрель 2017 г. (д, е). Стрелкой указано начало эксплозивного извержения

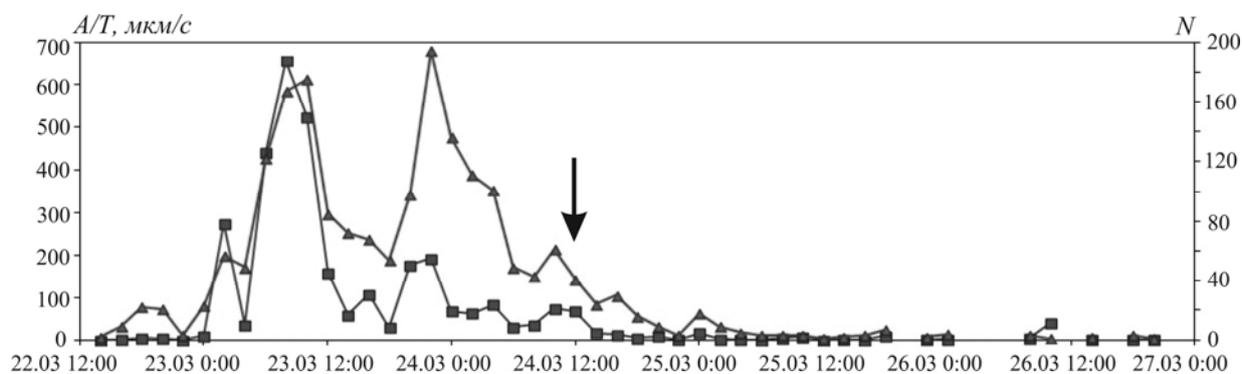


Рис. 2. График изменения во времени количества локальных землетрясений (треугольные маркеры) и их суммарной амплитуды (квадратные маркеры) в 2-х часовом окне в период с 22 по 27 марта 2017 г. Стрелкой показано начало извержения

С 1 января 2009 г. по 1 августа 2017 г. в радиусе 16 км от вулкана было локализовано 92 землетрясения с энергетическим классом  $5.0 \leq K_s \leq 8.6$  (рис. 1а, в, г). Из них 80 событий во время сейсмической и вулканической активизации в марте 2017 г. (рис. 1д, е). Гипоцентры землетрясений определены в диапазоне глубин  $h = 4.1\text{--}39$  км. Средняя ошибка локации для них составила 10.9 км в

плане и 5.8 км по глубине. Землетрясение с максимальным классом  $K_S = 8.6$  зарегистрировано перед извержением вулкана 24 марта в 00<sup>h</sup>03<sup>m</sup> на глубине  $h = 5.9$  км.

Из-за не достаточного количества станций вблизи вулкана, слабую сейсмичность ( $K_S \leq 5.0$ ) локализовать не удалось. На рисунке 2 представлено изменение во времени количества таких землетрясений и их суммарной амплитуды в 2-х часовом окне.

Слабые землетрясения фиксировались только на станции PAU и были выделены после визуального просмотра непрерывной сейсмической записи. Всего в период с 22 по 27 марта выбрано 1915 локальных землетрясений. Для отдельных из них с большим отношением сигнал/шум была проведена обработка по одной станции в программе «DIMAS» [2]. По трехкомпонентной записи землетрясения рассчитывалось направление (азимут) на эпицентр по поляризации  $P$ -волн, эпицентральное расстояние оценивалось по разнице прихода  $P$  и  $S$ -волн, глубина при такой обработке не определялась. Таким образом, удалось приблизительно оценить положение эпицентров слабых землетрясений по записи на станции PAU, которые оказались приуроченными к району Камбального в радиусе 16 км от вулкана.

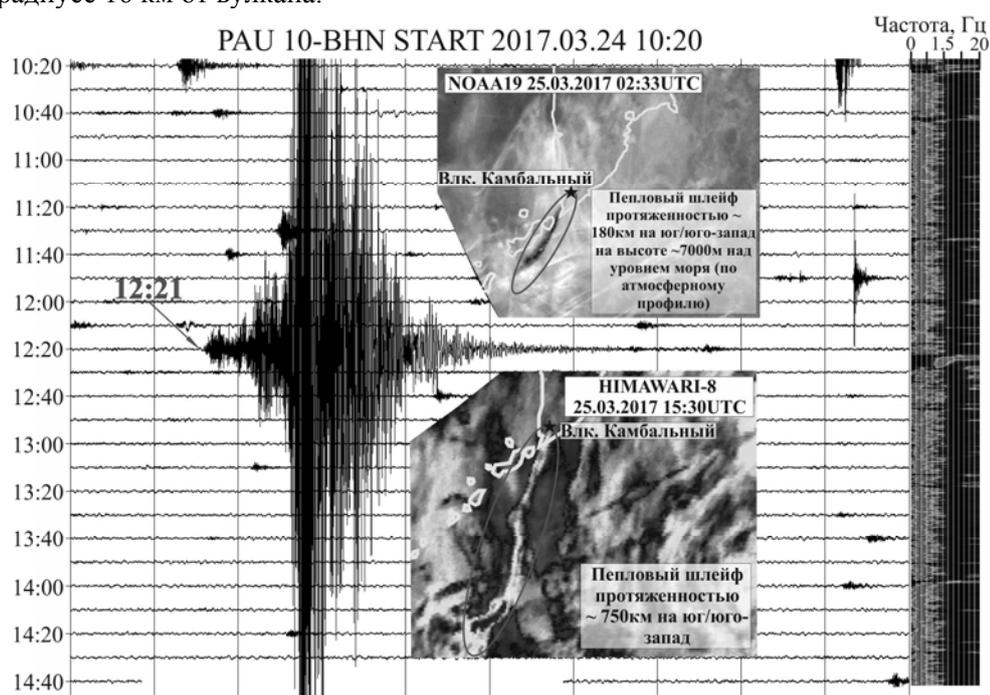


Рис. 3. Сейсмограмма сейсмостанции PAU с сейсмическим событием, возможно сопровождавшим пепловый выброс. Справа от сейсмограммы временная спектрограмма, показывающая изменение преобладающей частоты сигнала. На врезках фрагменты спутниковых снимков с пепловыми шлейфами от извержения вулкана Камбальный

С 29 марта уровень сейсмичности снизился. По данным комплексного мониторинга в марте – апреле вулкану Камбальный 9 раз присваивался «Оранжевый» код опасности и 5 – «Желтый».

### Результаты исследований сейсмической активности вулкана Желтовский и Ксудач

Вулкан Желтовский расположен в Южно-Камчатской вулканической зоне в 16 км на северо-восток от Курильского озера. Это двойной стратовулкан с сомой и вершиной, разрушенной эксплозиями. Абсолютная высота вершины 1953 м, координаты: 51°30'с.ш., 157°17'в.д. [1]. Последнее извержение, вероятно, произошло в 1923 г., когда частично в кратер и на юго-западный склон излился лавовый поток андезито-базальтового состава. В 1972–1973 гг. наблюдалась фумарольная деятельность в современном кратере вулкана. В настоящее время вулкан Желтовский находится в состоянии покоя [1]. Тем не менее, сейсмическая активность в районе вулкана регистрируется (рис. 1а). Ближайшая станция PAU находится в ~43 км на северо-восток от вулкана.

За исследуемый период с января 2009 по август 2017 гг. в радиусе 16 км от вулкана (рис. 1а) было локализовано 79 землетрясений с  $5.8 \leq K_S \leq 8.9$  в диапазоне глубин  $h = 0–35.5$  км (рис. 4а, б). При этом наибольшая сейсмическая активность наблюдалась в 2009–2010 гг. (рис. 4а). Средняя ошибка определения их гипоцентра составила 13.9 км в плане и 9.6 км по глубине. Землетрясение с

максимальным классом  $K_S = 8.9$  произошло 2 февраля 2009 г. в  $16^{\text{h}}45^{\text{m}}$  под постройкой вулкана на глубине  $h = 6.5$  км.

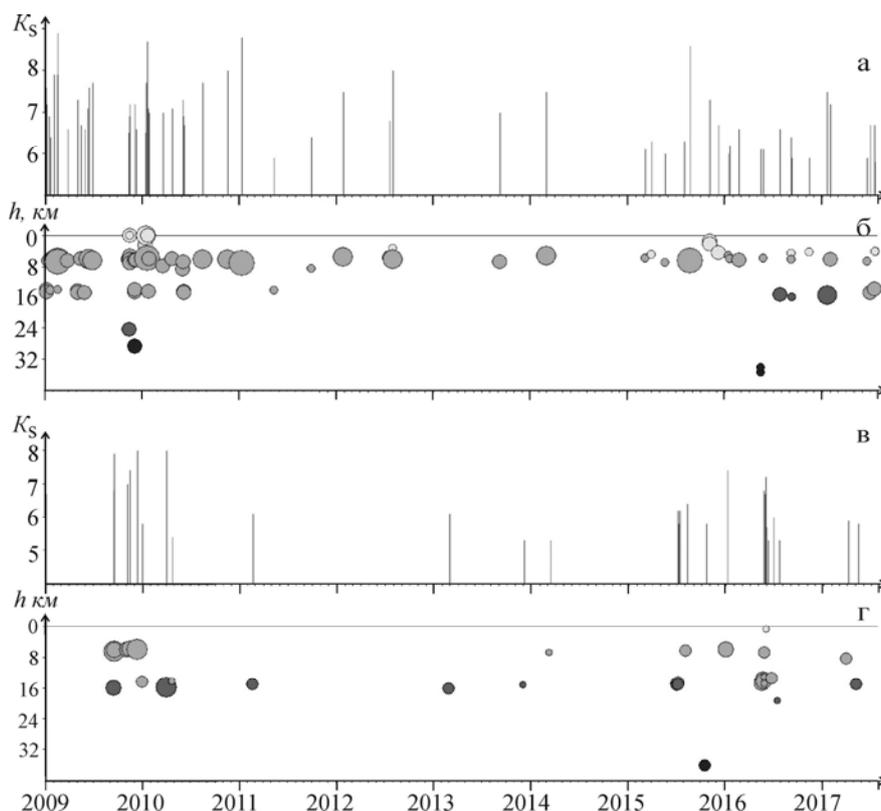


Рис. 4. Распределение во времени энергетического класса по  $S$ -волне и глубины гипоцентров землетрясений, локализованных в радиусе 16 км от вулканов Желтовский (а, б) и Ксудач (в, г) за период 2009–2017 гг

Вулкан Ксудач также расположен в южном вулканическом поясе Камчатки и относится к типу кальдерных вулканов. Координаты центра кратера 1907 г.:  $51^{\circ}30'$ с.ш.,  $157^{\circ}17'$ в.д. Абсолютная высота постройки 900–1000 м [1]. В историческое время наблюдалось мощное пирокластическое извержение в марте 1907 г. В настоящее время вулканическая активность проявляется в виде газогидротермальной деятельности.

Ближайшая сейсмическая станция KDT находится в  $\sim 40$  км на восток от вулкана (рис. 1а). В период 2009–2017 гг. в радиусе 16 км от вулкана было локализовано 32 землетрясения ( $4.3 \leq K_S \leq 8.0$ ;  $0.7 \leq h \leq 36.2$  км) (рис. 4в, г). Средняя ошибка определения их гипоцентра составила 10.2 км в плане и 6.8 км по глубине. Самое сильное землетрясение в исследуемый период  $K_S = 8.0$  произошло 14 декабря 2009 г. в  $11^{\text{h}}46^{\text{m}}$ , очаг определен на глубине 6 км.

### Результаты исследований активности вулканов Крашенинникова и Большого Семячика

Вулкан Крашенинникова расположен в восточном вулканическом поясе в 13 км к югу от Кроноцкого озера. Координаты вершины  $54^{\circ}37'$ с.ш.,  $160^{\circ}36'$ в.д. Это действующий вулкан образованный двумя слившимися конусами. Абсолютная высота Южного конуса 1857 м [1]. В историческое время извержений не наблюдалось. Вулканическая активность проявляется в виде фумарольной деятельности. Ближайшие сейсмические станции «Жупаново» (GPN), «Тумрок» (TUM), «Тумрок-источники» (TUMD) находятся в  $\sim 60$ – $65$  км от вулкана. С января 2009 по август 2017 гг. в радиусе 13 км от вулкана и диапазоне глубин от вершины до 30.3 км было локализовано 38 землетрясений с  $4.5 \leq K_S \leq 8.5$  (рис. 5а–г). Средняя ошибка определения их гипоцентра составила 9.6 км в плане и 8.3 км по глубине. Землетрясение с  $K_S = 8.5$  произошло в 2014 г. 17 декабря на глубине 16.7 км под южной частью постройки вулкана.

Вулкан Большой Семячик расположен в пределах Восточно-Камчатского вулканического пояса и представляет собой сложную вулканическую постройку. Координаты вершины:  $54^{\circ}37'$ с.ш.,  $160^{\circ}36'$ в.д. [1]. Современное состояние вулканического массива характеризуется наличием кипящих и грязевых котлов, мощной парогазовой деятельностью. Ближайшая станция GPN находится в 25 км на юг от вулкана. Всего в исследуемый период в районе вулкана (рис. 5а, б, д, е) было зарегистрировано 46 землетрясений ( $5.6 \leq K_S \leq 9.1$ ,  $1.2 \leq h \leq 39.7$  км). Средняя ошибка определения

их гипоцентра составила 6.5 км в плане и 8.1 км по глубине. Землетрясение с максимальным классом  $K_S = 9.1$  ( $h = 6.5$  км) произошло 27 июня 2014 г. в 04<sup>h</sup>46<sup>m</sup>.

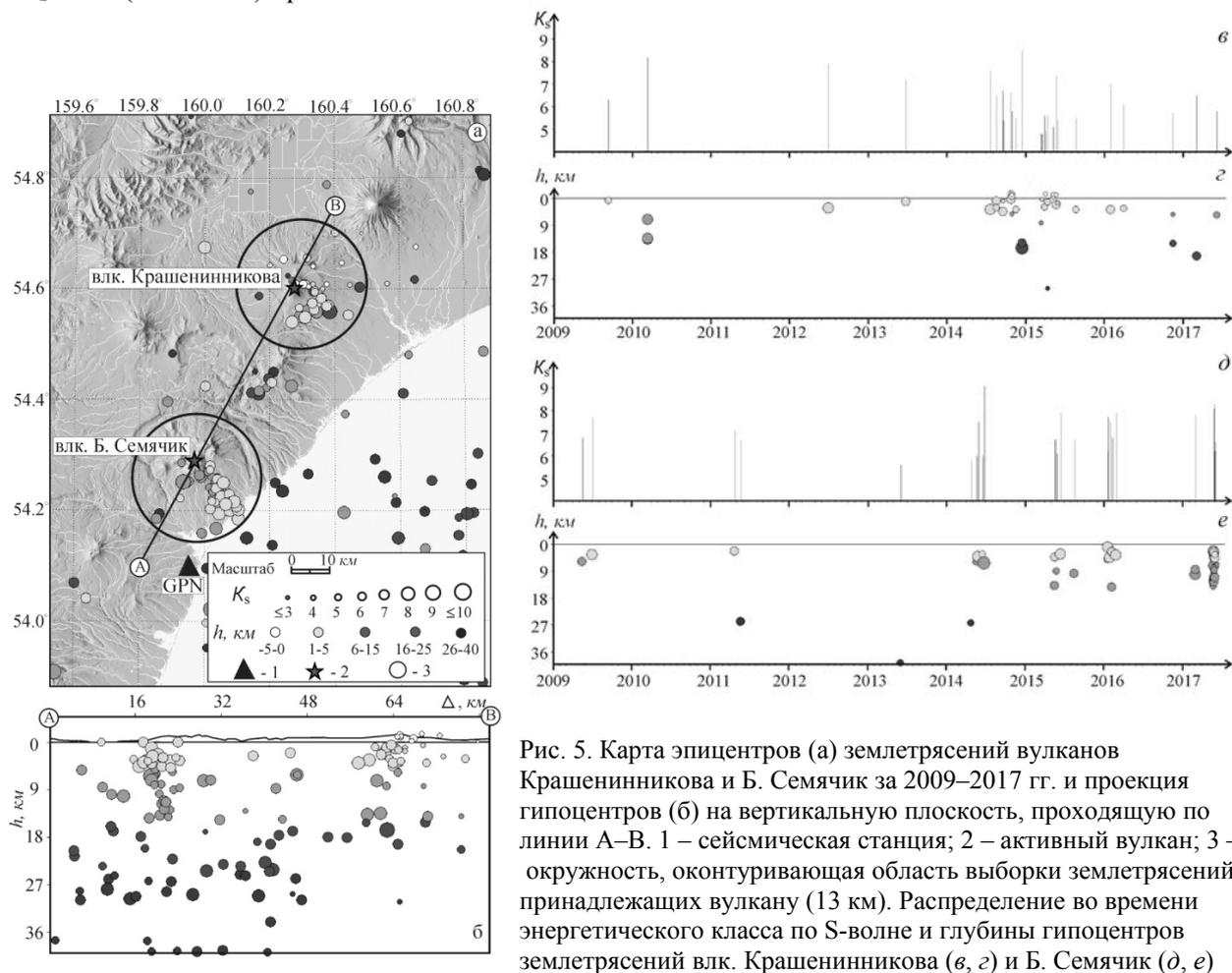


Рис. 5. Карта эпицентров (а) землетрясений вулканов Крашенинникова и Б. Семячик за 2009–2017 гг. и проекция гипоцентров (б) на вертикальную плоскость, проходящую по линии А–В. 1 – сейсмическая станция; 2 – активный вулкан; 3 – окружность, оконтуривающая область выборки землетрясений, принадлежащих вулкану (13 км). Распределение во времени энергетического класса по S-волне и глубины гипоцентров землетрясений влк. Крашенинникова (в, з) и Б. Семячик (д, е)

### Заключение

Существующая в настоящее время сеть станций КФ ФИЦ ЕГС РАН позволила локализовать землетрясения в районе вулканов Камбальный, Желтовский, Ксудач, Крашенинникова и Большой Семячик с классом  $K_S \geq 4.5$  в 2009–2017 гг. Полученные результаты в будущем дадут возможность более обоснованно оценивать опасность новых извержений этих вулканов.

### Список литературы

1. Действующие вулканы Камчатки / Отв. ред. С.А.Федотов и Ю.П.Масуренков, М.: Наука, 1991. Т. 2. 413 с.
2. Дрознин Д.В., Дрознина С.Я. Интерактивная программа обработки сейсмических сигналов DIMAS // Сейсмические приборы. 2010. Т. 46. № 3. С. 22–34.
3. Сеников С.Л., Нуждина И.Н., Дрознина С.Я., Гарбузова В.Т., Кожевникова Т.Ю., Соболевская О.В. Сейсмичность вулкана Кизимен // Труды Третьей научно-технической конференции Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Петропавловск-Камчатский. 9–15 октября 2011 г. Обнинск: ГС РАН, 2011. С. 140–144.
4. Сеников С.Л., Нуждина И.Н., Дрознина С.Я., Гарбузова В.Т., Кожевникова Т.Ю., Соболевская О.В., Назарова З.А. Сейсмичность района вулкана Плоский Толбачик // Труды Четвертой научно-технической конференции Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Петропавловск-Камчатский. 30 сентября – 4 октября 2013 г. Обнинск: ГС РАН, 2013. С. 103–108.
5. Сеников С.Л., Нуждина И.Н., Дрознина С.Я., Гарбузова В.Т., Кожевникова Т.Ю., Назарова З.А., Соболевская О.В. Сейсмичность района вулкана Жупановский // Труды Пятой научно-технической конференции Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Петропавловск-Камчатский. 27 сентября – 3 октября 2015 г. Обнинск: ГС РАН, 2015. С. 106–110.
6. Чебров Д.В., Дрознина С.Я., Сеников С.Л., Шевченко Ю.В., Митюшкина С.В. Камчатка и Командорские острова // Землетрясения России в 2015 году. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2017. С. 67–73.

## О ВОЗМОЖНОЙ СВЯЗИ ЛУННЫХ ЗАТМЕНИЙ С ЭКСПЛОЗИВНЫМИ ИЗВЕРЖЕНИЯМИ ВУЛКАНА БЕЗЫМЯННЫЙ

Сенюков С.Л.<sup>1</sup>, Шапиро Н.М.<sup>2</sup>, Дроздина С.Я.<sup>1</sup>, Дроздин Д.В.<sup>1</sup>, Нурждина И.Н.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Камчатский филиал ФИЦ ЕГС РАН, г. Петропавловск-Камчатский, ssl@emsd.ru

<sup>2</sup>Парижский институт физики Земли, г. Париж, Франция

### Введение

Вулкан Безымянный (55.98° с. ш., 160.59° в. д) с высотой 2869 м над уровнем моря (н.у.м.), находится в самом центре Ключевской группы. В октябре 1955 г. после ~900-летнего покоя начались эксплозии вулканского типа, а 30 марта 1956 г. на вулкане произошло извержение типа «направленный взрыв», уничтожившее вершину и восточный склон. В течение последующих 56-ти лет после пароксизма с периодичностью один два раза в год регистрировались эксплозивные извержения, связанные с ростом экструзивного конуса во вновь образованном кратере [8]. Камчатский филиал (КФ) ФИЦ ЕГС РАН начал проводить мониторинг активности вулканов Камчатки с 2000 г. по трем видам наблюдений: сейсмологические, спутниковые и видео или визуальные. Ежедневная работа по сбору, обработке и представлению информации об активности вулканов позволяет своевременно и обоснованно оценивать их состояние и делать выводы о возможном развитии вулканической активности. Результаты комплексного мониторинга вулканической активности с выставленным цветовым кодом опасности ежедневно публикуются на официальной странице КФ ФИЦ ЕГС РАН (<http://www.emsd.ru/~ssl/monitoring/main.htm>, свидетельство о государственной регистрации № 2014620148 от 20 января 2014 г). Более подробно о методах наблюдений, их развитии и полученных результатах можно ознакомиться в работах [3, 6]. С 2000 г. по 1 сентября 2012 г. было зафиксировано двадцать эксплозивных извержений вулкана Безымянный. Извержения проявлялись в виде отдельных эксплозий продолжительностью от 20 минут до трех суток с высотой эруптивных облаков от 6 км до 15 км над уровнем моря и образованием пирокластических потоков [4]. С 13 марта 2000 г. по 1 сентября 2012 г. средний промежуток времени между извержениями составил примерно 240 дней, с минимальным интервалом между извержениями 135 дней и максимальным – 485 дней. После 1 сентября 2012 г. и до декабря 2016 г. эксплозивные извержения не наблюдались. По нашему мнению, четырехлетняя пауза в активности вулкана связана с мощным Трещинным Толбачинским извержением имени 50-летия Института вулканологии и сейсмологии, продолжавшимся с 27 ноября 2012 г. по сентябрь 2013 г. (ТТИ-2012–2013). После паузы на Безымянном произошло еще три эксплозивных извержения: 16.12.2016, 09.03.2017 и 16.06.2017.

На основе данных сейсмологических и спутниковых наблюдений в 2000–2004 гг. были выделены предвестники эксплозивных извержений, определены пороговые значения параметров предшествующих извержениям: количество и энергия локальных вулканических землетрясений, разница между значениями температурной аномалией и фоном. Проведены статистические оценки заблаговременности и достоверности этих предвестников. В 2004–2017 гг. в режиме реального времени сотрудниками лаборатории исследований сейсмической и вулканической активности были сделаны 14 успешных краткосрочных прогнозов эксплозивных извержений вулкана Безымянный из 16 произошедших при одной ложной тревоге [4, 7].

В соответствии с современными требованиями к прогнозу опасных природных процессов, для вулкана Безымянный разработана методика вероятностного прогноза его извержений на основе шкалы СОУС'09 с использованием энергетических параметров мелкофокусной сейсмичности, локализованной в радиусе 6 км от вершины вулкана, которая была опробована на извержениях 2016–2017 гг. и показала свою работоспособность [2, 7].

Заблаговременность прогнозов по сейсмическим и спутниковым данным не превышает 30–40 дней, а средняя по 14-ти прогнозам равна только 5 суток. Поэтому понятны желание и необходимость знать заранее, когда можно ожидать следующее извержение при планировании посещения вулкана с научными или туристическими целями. Возможно, в этом случае может помочь астрономия. Главное достоинство астрономических данных заключается в возможности заблаговременно на много лет вперед вычислить положение планет, используя знания об их орбитах, периодах обращений и т.д., и использовать эти данные для прогноза возможных опасных природных

катастроф. Также можно отметить, что такие исследования не требуют больших материальных вложений.

### Лунные затмения как заблаговременный предвестник извержений влк. Безымянного

Из всех планет Солнечной системы Луна и Солнце оказывают максимальное гравитационное воздействие на Землю, поэтому рассмотрим их влияние на активность вулкана Безымянный. Периоды максимального воздействия определяются отрезками времени, когда орбита вращения Луны вокруг Земли совпадает с орбитой вращения Земли вокруг Солнца. В такие дни гравитационные воздействия Луны и Солнца суммируются, и именно в эти сутки происходят лунные затмения.

На сайте <https://ru.wikipedia.org/> можно познакомиться с определением лунного затмения и тремя его видами: полное, частное и полутеневое. Лунные затмения происходят только в полнолуние, но не каждое полнолуние сопровождается лунным затмением. Это связано с несовпадением плоскостей лунной и земной орбит. Несовпадение орбит объясняет также существование различных видов затмений. Полное затмение происходит при совпадении лунной и земной орбит, частное – при частичном расхождении орбит, а полутеневое – при еще большем расхождении. Затмения происходят ежегодно, но количество их не постоянно – от 2-х до 4-х лунных затмений в год. При этом последовательность затмений повторяется каждые 18.6 лет. На сайте [https://en.wikipedia.org/wiki/List\\_of\\_21st-century\\_lunar\\_eclipses](https://en.wikipedia.org/wiki/List_of_21st-century_lunar_eclipses) были взяты даты лунных затмений для исследуемого периода. На рис. 1 представлено сопоставление дат эксплозивных извержений вулкана Безымянный с затмениями луны. При этом затмениям луны (черные кружки) условно присвоены следующие значения: полное – 3, частное – 2 и полутеневое – 1. Для эксплозивных извержений вулкана Безымянный (серые вертикальные линии) были приняты следующие условные обозначения: 3 – высота пепловой эмиссии от 6 до 8 км над уровнем моря, 4 – высота пепловой эмиссии выше 8 км над уровнем моря.

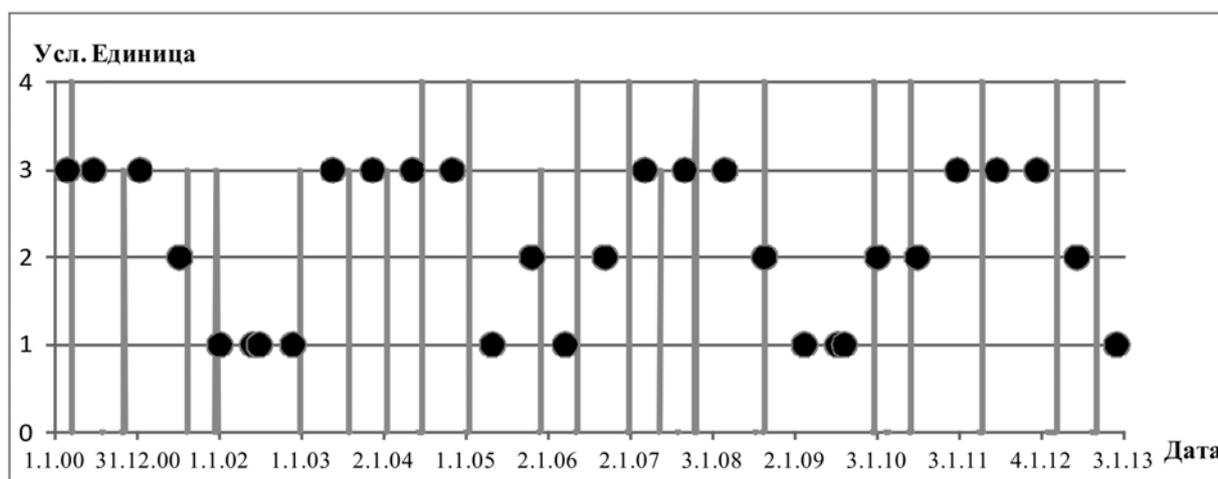


Рис. 1. Гистограмма эксплозивных извержений вулкана Безымянный (серые линии) и лунные затмения (черные кружки) с 01.01.2000 по 31.12.2012

Результаты сопоставления дат 20-ти извержений вулкана Безымянный и дат лунных затмений для периода 2000–2012 гг., когда вулкан регулярно извергался 1–2 раза в год, приведены в табл. 1. Для анализа сначала из дат произошедших извержений были вычтены даты ближайших лунных затмений, четвертая колонка в табл. 1. Для оценки эффективности и достоверности лунных затмений как предвестника эксплозивных извержений вулкана Безымянный были выбраны временные интервалы (*Тинт.*) удаленности извержений от дат лунных затмений: ±15 суток, ±30 суток, ±60 суток и 90 суток. Если извержение произошло в выбранном интервале, то это считалось «успехом», если нет, то «пропуск». Выбранные интервалы соответствуют окнам длительностью 31, 61, 121 и 241 суток.

В Камчатском филиале Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений, оценке сейсмической опасности и риска (КФ РЭС) [5] для оценки эффективности прогнозов применяется формула А.А. Гусева [1]:  $J = N_+ * T / N * Tal$ , где  $J$  – эффективность,  $N_+$  – количество успешных прогнозов извержений,  $T$  – общее время мониторинга,  $N$  – общее количество произошедших извержений,  $Tal$  – общее время тревоги (суммарная длительность интервалов времени ожиданий). Эффективность  $J$  показывает, во сколько раз количество спрогнозированных извержений превышает число попавших в

тревожное время случайным образом. Очевидно, что при случайном угадывании эффективность  $J$  равна 1. Формула А.А. Гусева используется для оценки прогнозов, сделанных в режиме реального времени. Если речь идет о ретроспективном анализе, то в таком случае по этой формуле можно оценивать эффективность предвестников.

Таблица 1. Даты лунных затмений и извержений вулкана Безымянный в 2000–2012 гг.

№	даты лунных затмений	тип лунного затмения	продолжительность паузы между затмениями $\Delta_3$ , сутки	даты извержений Безымянного	(Тизв.-Тзатм.)= $\Delta$ , сутки	$\Delta$ -55, сутки	$\Delta$ -60, сутки
1	21.01.2000	полное		13.03.2000	52	2	-8
2	16.07.2000	полное	177	30.10.2000	106	56	46
3	09.01.2001	полное	177		209	154	149
4	05.07.2001	частное	177	06.08.2001	32	-18	-28
5	30.12.2001	полутен.	178	15.12.2001	-15	-65	-75
6	26.05.2002	полутен.	147		213	158	153
7	24.06.2002	полутен.	29		184	129	124
8	20.11.2002	полутен.	149	25.12.2002	35	-15	-25
9	16.05.2003	полное	177	26.06.2003	41	-9	-19
10	09.11.2003	полное	177	13.01.2004	65	15	5
11	04.05.2004	полное	177	18.06.2004	45	-5	-15
12	28.10.2004	полное	177	11.01.2005	75	25	15
13	24.04.2005	полутен.	178		220	165	160
14	17.10.2005	частное	176	30.11.2005	44	-6	-16
15	14.03.2006	полутен.	148	09.05.2006	56	6	-4
16	07.09.2006	частное	177	24.12.2006	108	58	48
17	03.03.2007	полное	177	11.05.2007	69	19	9
18	28.08.2007	полное	178	14.10.2007	47	-3	-13
19	21.02.2008	полное	177		180	125	120
20	16.08.2008	частное	177	19.08.2008	3	-47	-57
21	09.02.2009	полутен.	177		310	255	250
22	07.07.2009	полутен.	148		162	107	102
23	06.08.2009	полутен.	30		132	77	72
24	31.12.2009	частное	147	16.12.2009	-15	-65	-75
25	26.06.2010	частное	177	31.05.2010	-26	-76	-86
26	21.12.2010	полное	178	13.04.2011	113	63	53
27	15.06.2011	полное	176		267	212	207
28	10.12.2011	полное	178	08.03.2012	89	39	29
29	04.06.2012	частное	177	01.09.2012	89	39	29

В табл. 2 (вторая колонка) приведено количество «успешных» событий для выбранных интервалов времени и оценки эффективности лунного затмения как предвестника по формуле А.А. Гусева. В расчетах использованы следующие общие параметры: общее время мониторинга  $T = 4607$  суток, общее количество извержений  $N = 20$ , общее количество лунных затмений 29 для расчета  $Tal = 29 * (T_{инт} + 1) * 2$ .

Таблица 2. Количество извержений вулкана Безымянный в зависимости от удаленности даты ближайшего лунного затмения и интервала времени

$T_{инт}$ , сутки	$N_+$	$Tal$ , сутки	$J$
$\pm 15$	3	899	0.8
$\pm 30$	4	1769	0.5
$\pm 60$	11	3509	0.7
$\pm 90$	18	5249	0.8

Все эффективности в табл. 2 меньше 1, таким образом, эффективность лунного затмения как предвестника получилась хуже случайного угадывания. Но даты лунных затмений известны, поэтому можно попробовать ввести некоторый постоянный сдвиг во времени, и оценить эффективность предвестника в зависимости от величины сдвига. В табл. 3 приведены сдвиги, при которых получилось наибольшее количество «успешных» случаев и оценок их эффективности. Можно отметить существенное увеличение эффективности лунного затмения как предвестника эксплозивных извержений вулкана Безымянный, например, для окна «±15» эффективность равна 2.1, для окна «±30» – 1.7. Напомним, что в книге [5] максимальное значение эффективности для прогнозов землетрясений по разным методам для 1998–2009 гг. равно 1.7. Все эти результаты свидетельствуют о статистически значимой связи между лунными затмениями и эксплозивными извержениями вулкана Безымянный при условии сдвига лунных затмений на 55–60 суток вперед для окон «±15» и «±30».

Таблица 3. Эффективность лунного затмения как предвестника эксплозивных извержений вулкана Безымянный для максимальных значений «успешных» случаев при временных сдвигах 55 и 60 суток

Сдвиг, сутки	$T_{инт}$ , сутки	$N_+$	$Tal$ , сутки	$Tal/T$	$J$	$R$
55	±15	8	899	0.2	2.1	28%
60	±30	13	1769	0.4	1.7	45%
60	±60	17	3509	0.8	1.1	59%

В работе [4] для оценки достоверности прогнозов предлагается использовать формулу, которая учитывает успешные прогнозы, ложные тревоги и пропущенные извержения:

$R = N_+ / (N_+ + N_{л}) * 100\%$ , где  $R$  – достоверность,  $N_+$  – количество успешных прогнозов,  $N$  – количество извержений,  $N_{л}$  – количество ложных прогнозов. С помощью этой формулы можно также оценивать достоверность предвестника. В этом случае в знаменателе будет всегда 29 ( $N = 20$  и  $N_{л} = 9$ ), а в числителе количество «успешных случаев». Полученные оценки приведены в последней колонке табл. 3. Возможным недостатком этой формулы является отсутствие информации об отношении  $Tal / T$ , что может привести к 100% достоверности, если длительность окна превышает продолжительность пауз между извержениями. Но, тем не менее, для случаев, когда  $Tal / T < 0.5$  эта оценка вполне уместна. Она позволяет выбрать из 3-х окон в табл. 3 окно «±30» как наиболее оптимальное. Оно имеет достаточно значимую эффективность  $J = 1.7$  и неплохую достоверность  $R = 45\%$ .

#### Возможное объяснение связи

Выше была обнаружена статистически значимая связь между лунными затмениями и эксплозивными извержениями вулкана Безымянный при условии сдвига лунных затмений на 55–60 суток вперед. Возможное объяснение этого сдвига можно предложить, используя результаты, полученные недавно и опубликованные в работе [9]. В этой работе исследуется пространственно-временное распределение длиннопериодных землетрясений в районе Ключевской группы вулканов в 2011–2012 гг. Показано, что источники длиннопериодных событий можно разделить на две группы: приповерхностные события, расположенные непосредственно под активными вулканами Ключевской, Безымянный и Плоский Толбачик и события, расположенные на глубине 25–30 км под вулканом Ключевской. Также установлено, что в 2011–2012 гг. три раза наблюдалось увеличение активности на глубине 25–30 км под вулканом Ключевской. Два наиболее сильных всплеска активности из трех совпали по времени с лунными затмениями и предшествовали на два месяца эксплозивным извержениям вулкана Безымянный 08.03.2012 и 01.09.2012. При этом рассматривается возможная миграция длиннопериодной активности с глубины 25–30 км под Ключевским к приповерхностным магматическим очагам вулканов Ключевской, Безымянный и Плоский Толбачик в виде «переноса давления в жидкости» («transfer of the fluid pressure»).

#### Эксплозивные извержения вулкана Безымянный в 2016–2017 гг. и прогноз

ТТИ-2012–2013 нарушило режим деятельности Безымянного, и его эруптивная активность возобновилась только в декабре 2016 г. В табл. 4 приведены даты лунных затмений, периоды ожидания возможных эксплозивных извержений вулкана Безымянный для окна «±30» со сдвигом 60 суток и даты произошедших извержений. Для эксплозивного извержения 15.12.2016 можно отметить «успешное» попадание. Следующее извержение 09.03.2017 опередило возможное прогнозное время на четверо суток, а для извержения 16.06.2017 наблюдается пропуск.

Таблица 4. Даты лунных затмений и прогноз времени эксплозивных извержений вулкана Безымянный

дата лунного затмения	тип лунного затмения	время возможного извержения	$\Delta_3$ , сутки	дата извержения Безымянного	$J$	$R$
16.09.2016	полутен.	16.10-15.12.2016	177	15.12.2016		
11.02.2017	полутен.	13.03-12.05.2017	148	09.03.2017		
		пропуск		16.06.2017		
07.08.2017	частное	06.09-05.11.2017	177		1.7	45%
31.01.2018	полное	02.03-01.05.2018	177		1.7	45%
28.07.2018	полное	27.08.-26.10.2018	178		1.7	45%
21.01.2019	полное	20.02-21.04.2019	177		1.7	45%
17.07.2019	частное	16.08-15.10.2019	177		1.7	45%

### Заключение

Для периода времени 2000–2012 гг. проведено сопоставление дат лунных затмений с извержениями вулкана Безымянный. Установлено, что только 4 извержения из 20 (20%) произошли в пределах 30 дней от даты лунного затмения. Но если даты лунных затмений сдвинуть на 60 дней вперед, то количество таких извержений увеличивается до 13 из 20 (65%). При этом оценка эффективности выделенного предвестника составила 1.7 по формуле А.А Гусева, что свидетельствует о ее статистической значимости. Одним из объяснений этой возможной связи может быть активизация магматического очага на глубине 25–30 км под вулканом Ключевской под гравитационным воздействием Солнца и Луны во время лунного затмения с последующей 2-х месячной миграцией длиннопериодных вулканических землетрясений к приповерхностному очагу под вулканом Безымянный, накануне его эксплозивных извержений.

### Список литературы

1. Гусев А.А. Прогноз землетрясений по статистике сейсмичности // Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука, 1974. С 109–119.
2. Салтыков В.А. Формализованная методика прогноза извержений вулкана Безымянный (Камчатка) на основе статистической оценки уровня сейсмичности // Геофизические исследования. 2016. № 3. С. 45–59.
3. Сеньюков С.Л. Мониторинг и прогноз активности вулканов Камчатки по сейсмологическим данным в 2000–2010 гг. // Вулканология и сейсмология. 2013. № 1. С. 96–108.
4. Сеньюков С.Л. Прогноз извержений вулканов Ключевской и Безымянный на Камчатке // Saarbrücken: LAP LAMBERTS Academic Publishing, 2013. 144 с.
5. Чебров В.Н., Салтыков В.А., Серафимова Ю.К. Прогнозирование землетрясений на Камчатке. М.: Светоч Плюс, 2011. 304 с.
6. Чебров В.Н., Дрознин Д.В., Дрознина С.Я., Захарченко Н.З., Кугаенко Ю.А., Мельников Д.В., Мишаткин В.Н., Муравьев Я.Д., Нуржидина И.Н., Рыбин А.В., Сеньюков С.Л., Сергеев В.А., Сероветников С.С., Титков Н.Н., Фирстов П.П., Яцук В.В. Развитие системы комплексного инструментального мониторинга вулканов Дальневосточного региона // Сейсмические приборы. 2012. Т. 48. № 4. С. 40–54.
7. Чебров В.Н., Фирстов П.П., Сеньюков С.Л., Близнецов В.Е., Воропаев П.В., Гарбузова В.Т., Дрознина С.Я., Кожевникова Т.Ю., Кугаенко Ю.А., Назарова З.А., Нуржидина И.Н., Салтыков В.А., Серафимова Ю.К., Сероветников С.С., Соболевская О.В. Активность вулкана Безымянный (Камчатка) в 2016-2017 гг. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017. № 1 (33). С. 5–11.
8. Girina O.A. Chronology of Bezymianny Volcano activity, 1956-2010 // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2013. V. 263. P. 22–41.
9. Shapiro N.M., Droznin D.V., Droznina S.Ya., Senyukov S.L., Gusev A.A. and Gordeev E.I. Deep and shallow long-period volcanic seismicity linked by fluid-pressure transfer // Nature Geoscience. 2017. 10(6), P. 442–445. DOI: 10.1038/NGEO2952.

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ АКТИВНОСТИ ВУЛКАНОВ КЛЮЧЕВСКОЙ И ШИВЕЛУЧ С 02.02.2000 ПО 31.07.2017

Сенюков С.Л.<sup>1</sup>, Шапиро Н.М.<sup>2</sup>, Дроздина С.Я.<sup>1</sup>, Дроздин Д.В.<sup>1</sup>, Нуждина И.Н.<sup>1</sup>, Близначев В.Е.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Камчатский филиал ФИЦ ЕГС РАН, г. Петропавловск-Камчатский, [ssl@emsd.ru](mailto:ssl@emsd.ru)

<sup>2</sup>Парижский институт физики Земли, г. Париж, Франция

### Введение

Северная группа вулканов (СГВ) – крупнейший центр современного вулканизма мира, в котором извергается более половины продуктов всех вулканов Камчатки и Курильских островов. Группа расположена в северной части полуострова Камчатка вблизи стыка Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Она включает 12 вулканов Ключевской группы и отдельно расположенный вулкан Шивелуч. С 02.02.2000 по 31.07.2017 в Северной группе были активны вулканы: Шивелуч, Ключевской, Безымянный и Плоский Толбачик. Общие сведения об упомянутых вулканах, данные о строении, извержениях и их продуктах, землетрясениях, полученные при многочисленных исследованиях с 1935 г. по 1990 г. опубликованы в книге «Действующие вулканы Камчатки» [2]. Ниже приведены краткие и наиболее важные сведения для исследования особенностей их активности за 2000–2017 гг. по данным лаборатории исследований сейсмической и вулканической активности (ЛИСВА).

Вулкан Шивелуч – самый северный действующий вулкан Камчатки. Современная постройка включает три главных элемента: Старый Шивелуч, древнюю кальдеру и активный Молодой Шивелуч. Координаты современного активного купола: 56.63°с.ш., 161.32°в.д.; абсолютная высота ~2500 м. Расположен примерно в 80 км на северо-восток от Ключевского. В исследуемый период вулкан находился в активной стадии извержения, характеризующейся чередованием продолжительных периодов повышенной вулканической активности и промежутков покоя. В периоды повышенной активности регистрировались газо-пепловые выбросы высотой до 15 км над уровнем моря, сход пирокластических потоков и горячих лавин.

Вулкан Ключевской – самый активный и мощный базальтовый вулкан Курило-Камчатской вулканической области. Координаты вершины – 56.06°с.ш. и 160.63°в.д. Абсолютная высота вулкана – 4750 м. В исследуемый период наблюдались только вершинные извержения с излиянием лавовых потоков и пепловой эмиссией.

Вулкан Безымянный – координаты вершины: 55.98°с.ш., 160.59°в.д. Абсолютная высота вулкана 2869 м. Вулкан находится в 10 км к юго-западу от Ключевского. В исследуемый период для вулкана Безымянный были характерны кратковременные эксплозивные извержения продолжительностью от 20 минут до 3-х суток с высотой пепловых выбросов от 6 км до 15 км над уровнем моря.

Действующий вулкан Плоский Толбачик расположен в южной части Ключевской группы вулканов и имеет координаты: 55.81°с.ш., 160.37°в.д. Последнее Трещинное Толбачинское извержение имени 50-летия Института вулканологии и сейсмологии произошло с 27 ноября 2012 г. до сентября 2013 г. (ТТИ-2012–2013) и сопровождалось умеренной пепловой эмиссией и излияниями протяженных лавовых потоков.

Камчатский филиал (КФ) ФИЦ ЕГС РАН проводит мониторинг активности вулканов Камчатки с 2000 г. по трем видам наблюдений: сейсмологические, спутниковые и видео или визуальные. Ежедневная работа по сбору, обработке и представлению информации об активности вулканов позволяет своевременно и обоснованно оценивать их состояние и делать выводы о возможном развитии вулканической активности. Результаты комплексного мониторинга вулканической активности с выставленным цветовым кодом опасности ежедневно публикуются на официальной странице КФ ФИЦ ЕГС (<http://www.emsd.ru/~ssl/monitoring/main.htm>, свидетельство о государственной регистрации № 2014620148 от 20 января 2014 г.). Более подробно о методах наблюдений, их развитии и полученных результатах можно ознакомиться в работах [4, 5]. В данной работе предлагаются первые результаты обобщения данных комплексных исследований активности вулканов Ключевской и Шивелуч на Камчатке за 17.5 лет наблюдений, полученных и систематизированных в ЛИСВА КФ ФИЦ ЕГС РАН, с целью выявления возможных закономерностей их eruptивной деятельности.

## Результаты исследований активности вулкана Ключевской

Для перевода эруптивной активности вулкана Ключевской в цифровой формат были приняты следующие обозначения:

1) Значение активности оценивалось по высоте пепловой эмиссии в километрах над кратером. Прежде всего, высота пепла фиксировалась по данным видео или визуальных наблюдений. Если вулкан был закрыт, то высота пепловой эмиссии оценивалась по спутниковым данным. Для вулкана Ключевской оценка высоты пепловой эмиссии по сейсмическим данным начала проводиться только с 2012 г. [1] и фактически использовалась только для слабых пепловых выбросов при отсутствии данных по видео и спутниковым наблюдениям.

2) Для всех вариантов фиксации пепловой эмиссии без указания конкретной высоты, например, пепловый шлейф по спутниковым данным, грохот взрывов при отсутствии видимости, возможные пепловые выбросы по сейсмическим данным, значение активности приравнялось значению 0.5.

3) Дополнительно для визуализации эруптивной активности фиксировалась стромболианская деятельность (или свечение) в кратере со значением 0.5 и излияние лавовых потоков на склоны вулкана со значением 1.

Все собранные в базе данных результаты наблюдений за 6390 дней представлены на рис. 1. За период исследований можно выделить 8 фаз эруптивной активности в вершинном кратере, сопровождавшихся стромболианской деятельностью, пепловыми эмиссиями и излиянием лавовых потоков. Фазы отмечены цифрами на рис. 1. Можно отметить квазипериодичность в последовательности выделенных фаз. Для определения квазипериода были определены даты максимальных значений активности в этих фазах. Они представлены в табл. 1. В этой таблице на строке с 6-м номером жирным шрифтом выделен промежуток времени равный  $\Delta = 1132$  суткам, который примерно в два раза больше остальных. Этот большой промежуток многие вулканологи связывают с подготовкой и извержением ТТИ-2012–2013, обозначенным прямоугольником на рис. 2. Таким образом, если убрать из таблицы 1 значение  $\Delta = 1132$  суток, то квазипериод получится равным  $T_{кв.} = 598$  суток со среднеквадратичным отклонением 40 суток. При этом удаленный промежуток  $\Delta = 1132$  суток примерно равен удвоенному квазипериоду  $2 * T_{кв.} = 1196$  суток. Это позволяет сделать предположение, что именно ТТИ-2012–2013 нарушило квазипериодичность активности Ключевского, и ожидаемая активность вулкана Ключевской реализовалась в виде извержения Плоского Толбачика. На основе полученной закономерности можно предложить прогноз. Если к дате 06.09.2016 прибавить 598 суток, то следующая мощная фаза эксплозивно-эффузивной активности вулкана Ключевской ожидается примерно 27 апреля 2018 г.  $\pm 40$  суток.

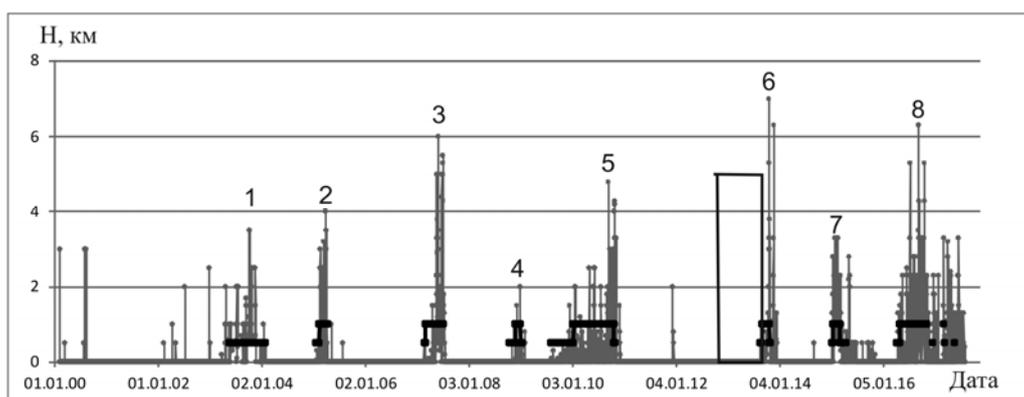


Рис. 1. График активности вулкана Ключевской. Цифрами отмечены 8 фаз эруптивной активности, прямоугольник показывает время извержения ТТИ-2012-2013. Черные точки со значением «0.5» показывают стромболианскую деятельность, а со значением «1» – излияние лавовых потоков

Таблица 1. Даты максимальной активности вулкана Ключевской для выделенных 8-ми фаз и промежутки времени между ними

№	Дата	$\Delta$ , сутки	$(\Delta-598)$ , сутки	№	Дата	$\Delta$ , сутки	$(\Delta-598)$ , сутки
1	03.10.2003			5	09.09.2010	624	36
2	23.03.2005	537	-51	<b>6</b>	<b>15.10.2013</b>	<b>1132</b>	<b>544</b>
3	27.05.2007	795	207	7	15.02.2015	488	-100
4	24.12.2008	577	-11	8	06.09.2016	569	-19

## Результаты исследований активности вулкана Шивелуч

Для перевода эруптивной активности вулкана Шивелуч в цифровой формат были приняты следующие обозначения:

1) Значение активности оценивалось по высоте пепловой эмиссии в километрах над куполом. Прежде всего, высота пепла фиксировалась по данным видео и визуальных наблюдений. Если вулкан был закрыт, то высота пепловой эмиссии оценивалась по сейсмическим и спутниковым данным [6].

2) Для всех вариантов фиксации пепловой эмиссии без указания конкретной высоты, например, возможные пепловые выбросы по сейсмическим данным, пепловый шлейф по спутниковым данным, регистрация пепловых выбросов по видео наблюдениям без указания высоты из-за скрытости верхней части пеплового шлейфа облачностью, значение активности приравнялось значению 0.5.

Все собранные в базе данных результаты наблюдений за 6390 дней представлены на рис. 2. На этом рисунке выделяется один продолжительный период покоя с ноября 2005 г. до декабря 2006 г. Данные активности вулкана Шивелуч были введены в программу DIMAS [2], в которой существует возможность оценивать спектральную плотность мощности сигнала с помощью процедуры PSD. Значения мощностей и периодов для выделенных пиков приведены в табл. 2. Здесь можно отметить, что третий по мощности пик имеет период равный 578.7 суткам, близкий к значению квазипериода вулкана Ключевской.

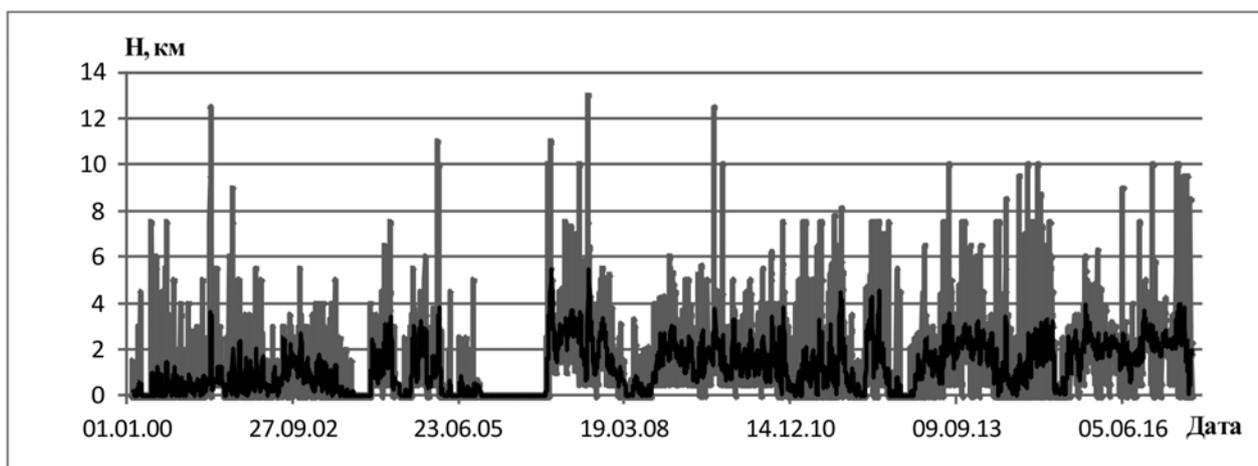


Рис. 2. График активности вулкана Шивелуч (серый цвет) с линией тренда линейной фильтрации по 10-ти значениям (черный цвет)

Для последующей оценки опасности сильных повторных пепловых выбросов в режиме реального времени были выбраны даты пепловых выбросов с высотой 8 км и более над уровнем моря (всего 121 событие) и вычислены задержки между ними. Было посчитано количество таких событий попадающих в 5-ти суточное окно со сдвигом 5 суток. Гистограмма частоты на рис. 3 наглядно показывает, что вероятность повторного сильного извержения в первые 5 суток равна 29%, следующие 5 суток – 21% и еще следующие 5 суток – 10%. Можно также отметить повышенную относительно соседних окон вероятность для интервалов 30, 35 и 95 суток.

Таблица 2. Значения частот, периодов и мощностей для выделенных пиков на диаграмме PSD

№	Частота, Гц	Период, сутки	Мощность, дБ	№	Частота, Гц	Период, сутки	Мощность, дБ
1	1.10E-08	1052.2	75.5	7	5.50E-08	210.4	69
2	1.40E-08	826.7	78.2	8	8.50E-08	136.2	66.7
3	2.00E-08	578.7	74.5	9	1.16E-07	99.8	67.4
4	3.60E-08	321.5	73.7	10	1.50E-07	77.2	66.5
5	4.40E-08	263.0	69	11	3.20E-07	36.2	67
6	4.70E-08	246.3	71.4	12	6.00E-07	19.3	64.3

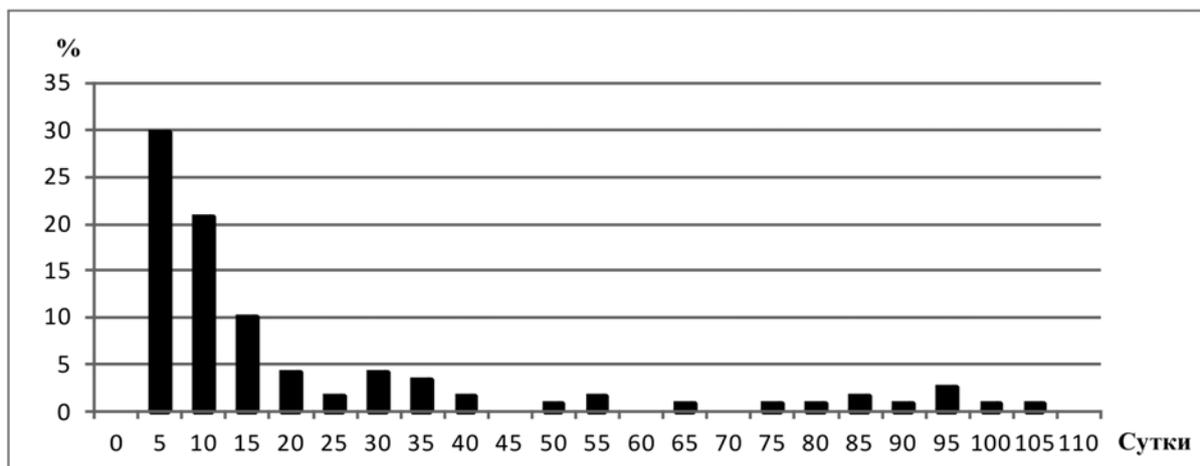


Рис. 3. Частота (в процентах) возможных следующих пепловых выбросов с высотой 8 км и более над уровнем моря в зависимости от времени задержки от произошедшего с 5-ти суточным интервалом

### Сопоставление эруптивной активности вулканов Ключевской и Шивелуч

Для сравнения активности вулканов Ключевской и Шивелуч было сделано одно вполне логичное допущение. Стромболианская активность Ключевского, а это взрывы в кратере, со значением 0.5 была добавлена к его значениям пепловой эмиссии. На рис. 4А представлены графики активности вулканов Ключевской и Шивелуч осредненные в скользящем окне 200 суток. Можно отметить, что в деятельности этих двух вулканов была продолжительная пауза покоя с ноября 2005 г. до декабря 2006 г., а также несколько совпадающих по времени максимумов эксплозивной деятельности. Более наглядно периоды синхронной деятельности показывает график корреляции на рис. 4Б:

- 1) для большего интервала времени (~60%) периода 2005–2016 гг. коэффициент корреляции *Ккор.* получился примерно «0.7», что свидетельствует о синхронности в эруптивной деятельности этих вулканов;
- 2) отмеченная выше синхронность нарушалась в трех случаях, которые можно связать с подготовкой и извержениями вулканов Плоский Толбачик и Безымянный;
- 3) для периода с 2000 г. до 2004 г. *Ккор.* изменялся от «0.4» до «-1.0». Отсутствие корреляции в отмеченное время возможно связано с длительной паузой в активности Ключевского после его параксизмального извержения в 1994 г. и постепенным нарастанием активности к 2003–2004 гг.

### Заключение

На основе изучения графиков активности вулканов Ключевской и Шивелуч за период наблюдений с 02.02.2000 до 01.08.2017 выявлены факты:

- 1) Определена квазипериодичность в эруптивной деятельности вулкана Ключевской с квазипериодом ~600 суток.
- 2) Третий по мощности пик периодограммы активности вулкана Шивелуч имеет период равный 578.7 суткам, близкий к значению квазипериода вулкана Ключевской. Определена вероятность повторного сильного извержения с высотой пеплового выброса 8 км и более над уровнем моря по выборке из 121 события. Она получилась равной 29% в первые 5 суток, 21% – в следующие 5 суток и 10% – еще в последующие 5 суток.
- 3) Для большего интервала времени (~60%) периода 2005–2016 гг. коэффициент корреляции *Ккор.* получился равным примерно «0.7», что свидетельствует о синхронности в эруптивной деятельности этих вулканов. Отмеченная синхронность нарушалась в трех случаях, которые можно связать с подготовкой и извержениями вулканов Плоский Толбачик и Безымянный. Для вулкана Безымянный имеется ввиду возобновление активности после продолжительной паузы.

Полученные факты позволяют предложить следующую гипотезу для интерпретации эруптивной активности вулканов Шивелуч и Ключевской в 2000–2017 гг. Отмеченная выше синхронность вулканической активности с квазипериодом примерно 600 суток предполагает наличие некоторой общей причины регионального масштаба. Возможно, это периодическое сжатие плит, при котором происходит воздействие на магматические очаги, и усиление эруптивной деятельности. Напомним, что оба вулкана расположены вблизи стыка плит. При этом Шивелуч находится далеко от других вулканов, и его активность не зависит от них. Отклонение активности Ключевского от

активности Шивелуча наблюдается в случаях, если происходит отток магматического материала из системы Ключевского к соседним вулканам Плоский Толбачик и Безымянный накануне их новых извержений после продолжительных пауз. Возможно также второе объяснение, что это следствие деформационных процессов накануне извержений.

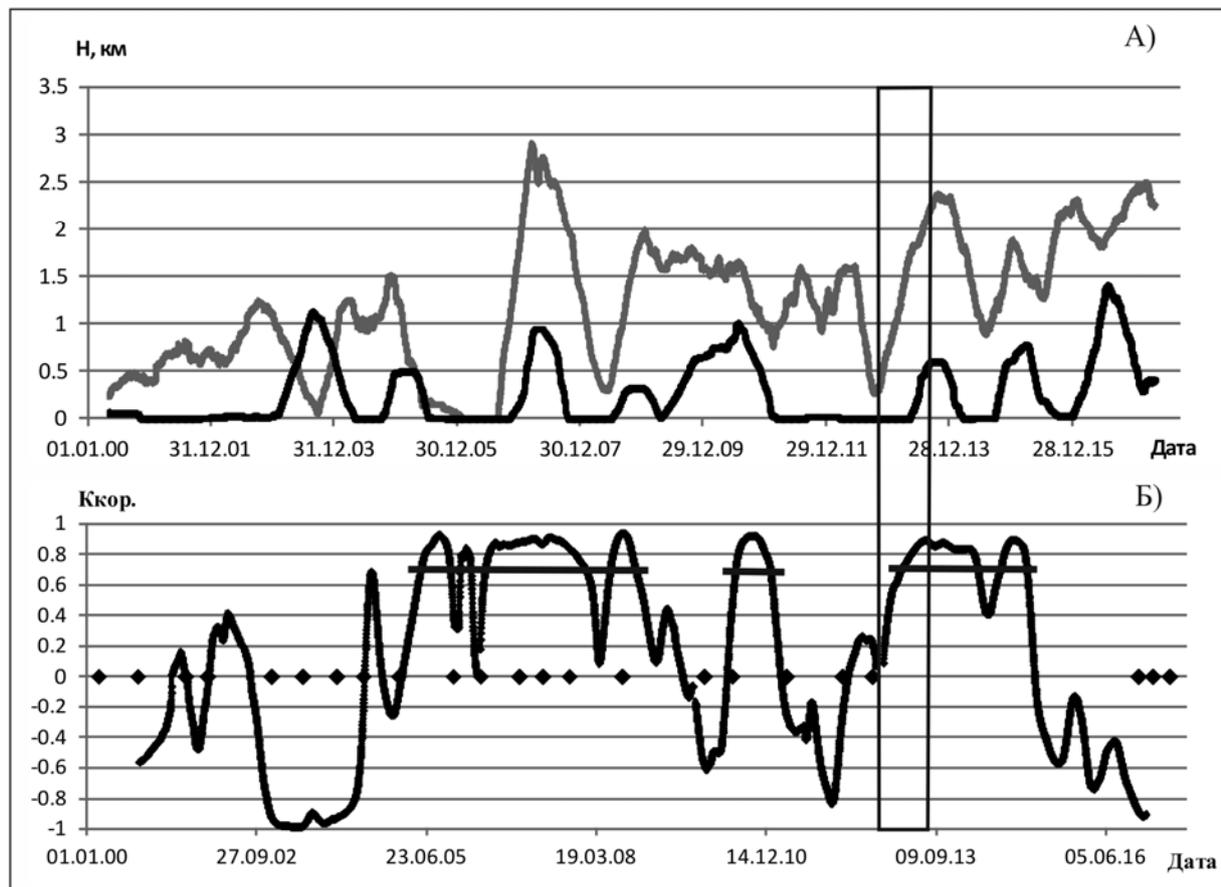


Рис. 4. А) Графики активности для вулканов Шивелуч (серый) и Ключевской (черный) осредненные в скользящем окне 200 суток. Б) График коэффициента корреляции между графиками активности из А) в скользящем окне 365 дней. Прямоугольник показывает время извержения ТГИ-2012–2013, черные ромбики – эксплозивные извержения вулкана Безымянный, горизонтальные черные линии обозначают отрезки времени со средним значением  $K_{кор.} = 0.7$

### Список литературы

1. Близнецов В.Е., Сеньюков С.Л. Программа ADAP для автоматического выделения пепловых выбросов и расчёта их высоты по сейсмологическим данным // Сейсмические приборы. 2015. Т. 51. № 1. С. 46–59.
2. Действующие вулканы Камчатки / Отв. ред. С.А. Федотов и Ю.П. Масуренков. М.: Наука, 1991. Т. 1. 302 с.
3. Дрознин Д.В., Дрознина С.Я. Интерактивная программа обработки сейсмических сигналов DIMAS // Сейсмические приборы. 2010. Т. 46. № 3. С. 22–34.
4. Сеньюков С.Л. Мониторинг и прогноз активности вулканов Камчатки по сейсмологическим данным в 2000–2010 гг. // Вулканология и сейсмология. 2013. № 1. С. 96–108.
5. Чебров В.Н., Дрознин Д.В., Дрознина С.Я., Захарченко Н.З., Кугаенко Ю.А., Мельников Д.В., Мишаткин В.Н., Муравьев Я.Д., Нурждина И.Н., Рыбин А.В., Сеньюков С.Л., Сергеев В.А., Сероветников С.С., Титков Н.Н., Фирстов П.П., Яцук В.В. Развитие системы комплексного инструментального мониторинга вулканов Дальневосточного региона // Сейсмические приборы. 2012. Т. 48. № 4. С. 40–54.
6. Senyukov S.L., Droznina S.Ya., Kozhevnikova T.Yu. Experience of the detection of ash plume and estimation its height using local seismicity for Kamchatkan volcanoes during 2003–2011 (Kamchatka Peninsula, Russia) // Complex monitoring of volcanic activity: methods and results. New York: Nova Science Publishers, Inc. 2013. P. 35–52.