

УДК 550.348

## ФИЗИЧЕСКАЯ ОСНОВА ЭФФЕКТОВ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ИНТЕНСИВНОСТЬ ГЕОАКУСТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

© 2014 г. В. А. Гаврилов<sup>1</sup>, И. А. Пантелеев<sup>2</sup>, Г. В. Рябинин<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский  
E-mail: vgavr@ksnet.ru

<sup>2</sup>Институт механики сплошных сред УрО РАН, г. Пермь  
E-mail: pia@icmm.ru

<sup>3</sup>Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский  
E-mail: gena@emsd.ru

Поступила в редакцию 11.10.2012 г.

Представлены результаты теоретических и экспериментальных исследований физических причин и механизмов эффекта модулирующего электромагнитного воздействия на интенсивность геоакустических процессов, а также особенностей проявления этого эффекта перед сильными близкими землетрясениями.

DOI: 10.7868/S0002333714010049

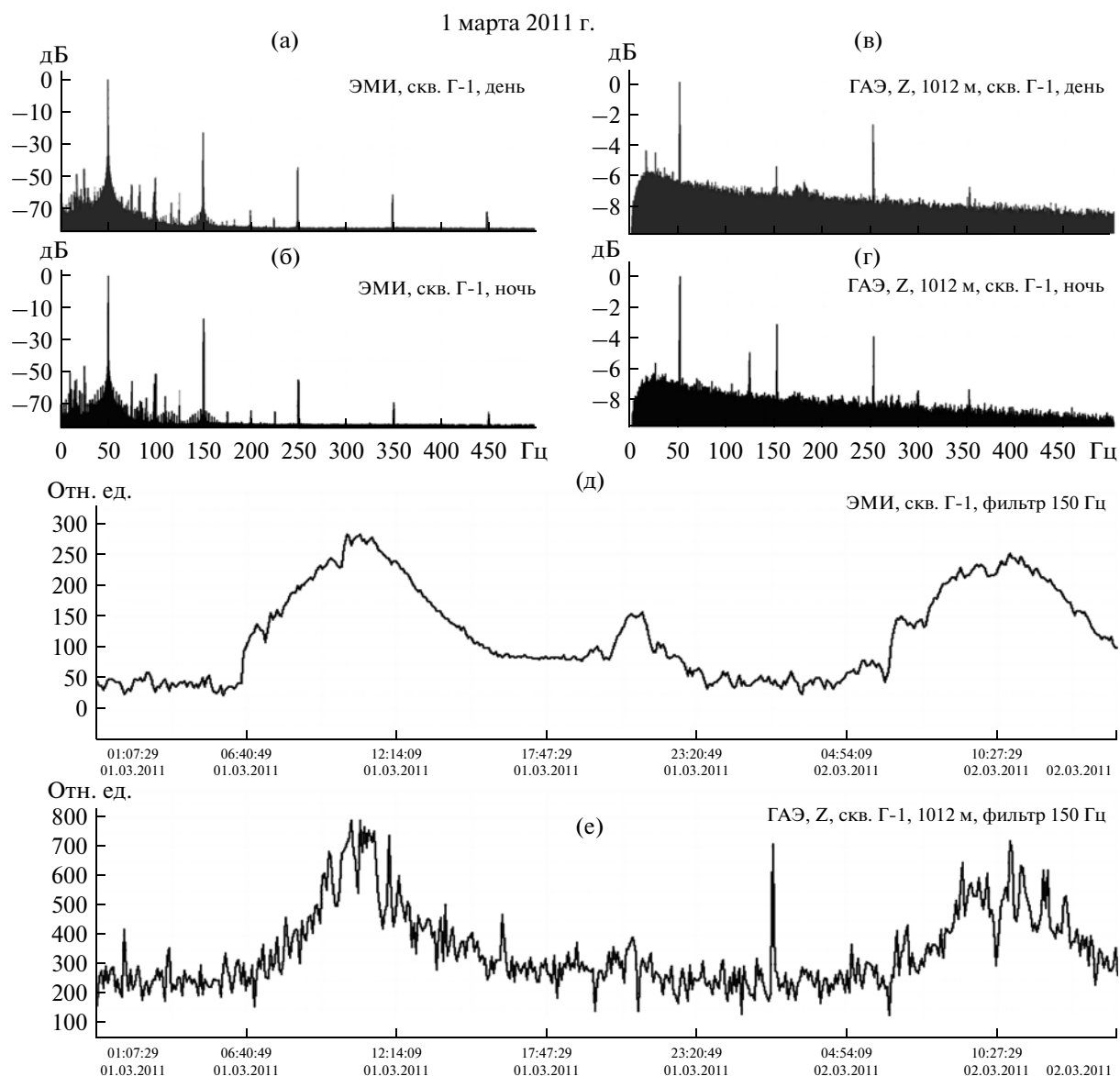
### ВВЕДЕНИЕ

Вопрос о физических причинах суточных вариаций уровня геоакустической эмиссии (ГАЭ), регистрируемых при высокочувствительных скважинных измерениях, возник практически одновременно с началом таких измерений [Беляков и др., 1999]. По результатам многолетних скважинных геоакустических и электромагнитных измерений, проводимых на территории Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона, было установлено, что в сейсмически спокойные периоды изменения среднеквадратических значений (СКЗ) геоакустической эмиссии в скважинах определяются изменениями напряженности электрической составляющей внешнего электромагнитного излучения (ЭМИ) в районе той же скважины [Гаврилов и др., 2006; Гаврилов, 2007; Gavrilov et al., 2008; Гаврилов и др., 2011; Гаврилов, Власов, 2011]. В качестве примера на рис. 1 представлены графики суточных вариаций среднеквадратических значений ГАЭ и ЭМИ, полученные по результатам измерений в скважине Г-1 в сейсмически спокойные периоды (периоды “фоновой сейсмичности”). Скважина Г-1 находится в черте г. Петропавловска-Камчатского, имеет глубину 2542 м. Скважина обсажена на всю глубину ствола. В интервалах 1710–1719 м, 1750–1754 м, 1790–1799 м и 2415–2424 м обсадная колонна скважины перфорирована. Дебит скважины в настоящий момент очень незначителен – порядка 0.00003 л/с. Скважина расположена на небольшом удалении от различных источников и потребителей промышленной электроэнергии, в том числе, на расстоянии около 500 м от высоковольт-

ной линии электропередачи, что определяет характер воздействующего электромагнитного излучения. Основные геоакустические измерения на скважине Г-1 ведутся на глубине 1012 м. Электромагнитные измерения проводятся с использованием подземной электрической антенны [Гаврилов и др., 2006]. Из данных, приводимых на рис. 1, видно, что вариации среднеквадратических уровней сигналов ГАЭ и ЭМИ имеют высокую степень корреляции. В спектрах ГАЭ (рис. 1в, 1г) на фоне достаточно равномерного во всем рабочем частотном диапазоне спектра четко выделяются отклики на гармоники промышленной частоты 50 Гц.

По данным многолетних измерений, темное время суток для района скважины Г-1 характеризуется стабильным повышением (примерно на 5 дБ) амплитуды компоненты 150 Гц в спектре ЭМИ, что определяет наличие четко выраженных суточных вариаций уровней ЭМИ и ГАЭ при полосовой фильтрации с центральной частотой 150 Гц.

Для других скважин Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона вариации уровня ГАЭ имеют другие временные и спектральные характеристики, определяемые характеристиками внешних ЭМИ в зоне скважин. В качестве примера на рис. 2 представлены данные синхронных геоакустических и электромагнитных измерений в скважине К-33, где электромагнитная обстановка определяется сочетанием естественного и техногенного электромагнитных излучений. Скважина расположена в 36 км на юго-запад от скважины Г-1, в 35 км от г. Елизово и на удалении около 28 км от береговой черты Авачинского залива. Скважина имеет



**Рис. 1.** Амплитудные спектры и графики вариаций СКЗ ЭМИ и ГАЭ для скважины Г-1, характерные для сейсмически спокойных периодов:

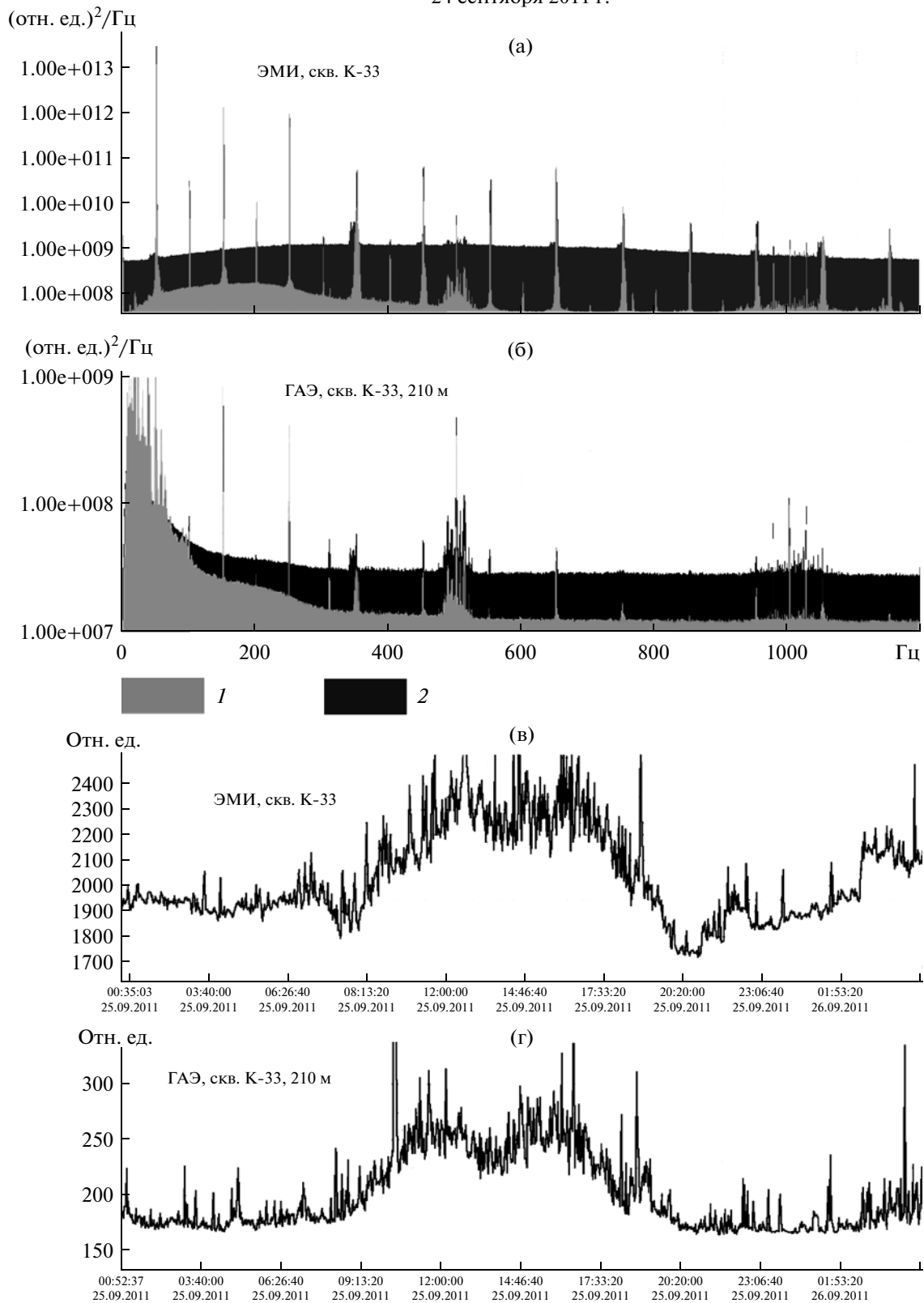
(а), (б) – амплитудные спектры ЭМИ для разного времени суток; (в), (г) – амплитудные спектр ГАЭ (вертикальная компонента) для разного времени суток; (д) – суточные вариации СКЗ ЭМИ при фильтрации третьоктавным фильтром с центральной частотой 150 Гц; (е) – суточные вариации СКЗ ГАЭ (вертикальная компонента) при фильтрации третьоктавным фильтром с центральной частотой 150 Гц. Интервал осреднения 5 мин.

глубину 300 м, обсажена до глубины 67 м. Геоакустические измерения на скважине К-33 проводились с применением гидрофона, установленного на глубине 210 м. Электромагнитные измерения осуществлялись с использованием подземной электрической антенны, основным элементом которой являлся погруженный в скважину коаксиальный кабель длиной около 300 м.

Спектр ЭМИ для скважины К-33 (рис. 2а) четко разделяется на две составляющие: фоновую составляющую природного происхождения, спектральная плотность которой незначительно

меняется во все частотном диапазоне, и составляющую техногенного происхождения с дискретными компонентами высокой амплитуды. В частотном диапазоне 25–1400 Гц основной вклад в ЭМИ природного происхождения вносят “хвосты” атмосфериков – низкочастотные части сигнала, образованного молниевым разрядом. Для Камчатки фоновый уровень потока атмосфериков имеет суточный ход с максимумом в темное время суток [Михайлов и др., 2006] что совпадает с характером данных, представленных на рис. 2а. Электромагнитное излучение техногенного про-

24 сентября 2011 г.



**Рис. 2.** Спектры и вариации СКЗ для ЭМИ и ГАЭ, характерные для скважины К-33: (а) – амплитудный спектр ЭМИ для разного времени суток; (б) – амплитудный спектр ГАЭ для разного времени суток, 1 – дневное время суток, 2 – ночное время суток; (в) и (г) – суточные вариации СКЗ соответственно ЭМИ и ГАЭ для полосы выше 150 Гц. Пояснения в тексте.

Октябрь, 2009 г.

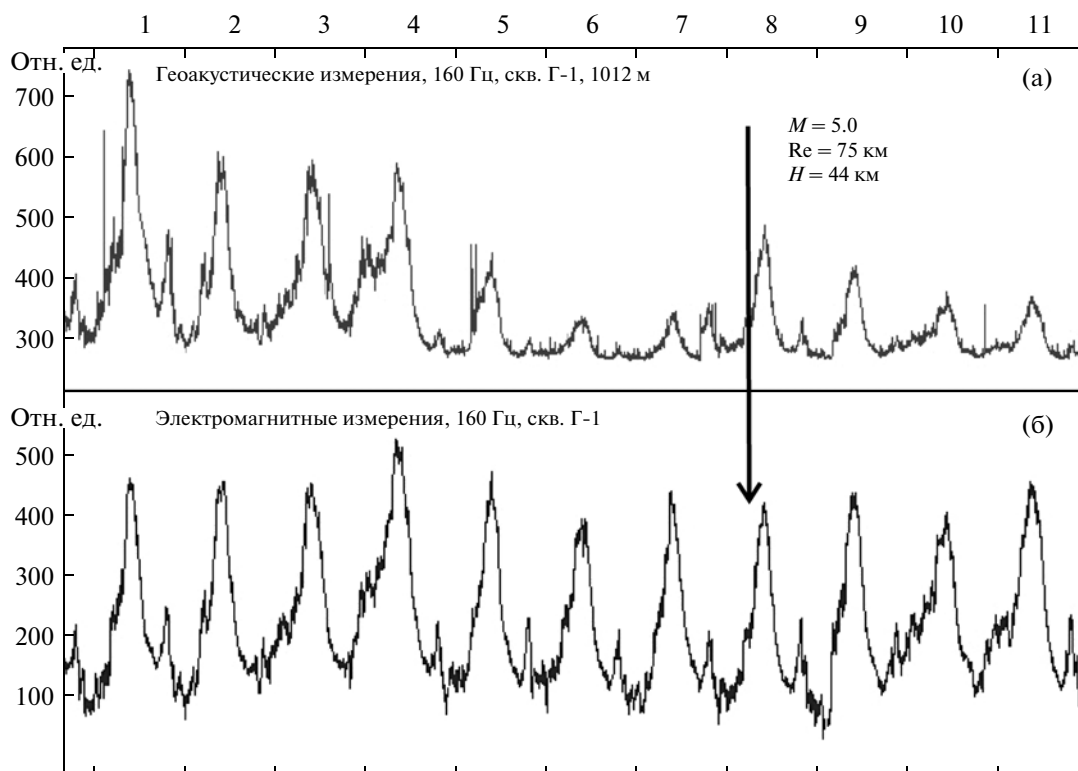


Рис. 3. Пример результатов одновременных геоакустических и электромагнитных измерений, характерных для временных окрестностей сильных близких землетрясений: (а) – вариации СКЗ ГАЭ на глубине 1012 м; (б) – вариации ЭМИ;

При обработке использовалась полосовая фильтрация третьооктавным фильтром с центральной частотой 160 Гц.

исхождения для скважины К-33 в полосе до 350 Гц (компонента 50 Гц и ее гармоники) связано с ЛЭП 110 кВ, расположенной в 300 м от скважины.

Спектр ГАЭ для скважины К-33 (рис. 2б) в основном соответствует спектру ЭМИ. Однако, из-за небольшой (210 м) глубины установки гидрофона спектр ГАЭ в своей низкочастотной части осложнен помехами, связанными, в основном, с движением транспорта по дороге, расположенной в 350 м от скважины. Графики СКЗ ЭМИ и ГАЭ, приводимые на рис. 2, получены после цифровой фильтрации исходных данных фильтром верхних частот с частотой среза 150 Гц для устранения помех антропогенного происхождения.

Результаты измерений на скважинах Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона, а также специально организованные натурные эксперименты на Бишкекском полигоне, показывают, что отклики ГАЭ горных пород в случае размещения геофонов в скважинах могут надежно регистрироваться уже при уровне напряженности воздействующего электрического поля порядка 0.2–0.5 мВ/м [Гаврилов и др., 2011; Гаврилов, Власов, 2011].

Необходимо подчеркнуть, что приводимый выше пример (рис. 1а), показывающий высокую степень корреляции среднеквадратических значений ГАЭ и ЭМИ, характерен для сейсмически спокойных периодов. Согласно результатам многолетних измерений на скважине Г-1, за сутки и более перед сильными ( $M_{\text{ЛН}} \geq 5.0$ ) близкими землетрясениями, а также в периоды релаксации после землетрясений, амплитуда откликов ГАЭ на воздействие ЭМИ, как правило, значительно уменьшается (рис. 3). При этом эффект деградации откликов ГАЭ на воздействие ЭМИ как индикатор изменений напряженно – деформированного состояния геосреды, связанных с подготовкой и реализацией землетрясений, стабильно проявлялся перед землетрясениями с магнитудами  $M_{\text{ЛН}} \geq 5.0$  в зоне радиусом  $R \leq 300$  км от скважины и землетрясениями с  $M_{\text{ЛН}} \geq 5.5$  в зоне  $R \leq 550$  км (рис. 4).

Прикладной аспект указанных результатов стимулировал работы, направленные на исследование физических причин и механизмов указанных эффектов, как основы для разработки принципиально новых методов комплексного геофизического мониторинга напряженно-деформированного состояния геосреды и прогноза землетрясений. Сре-

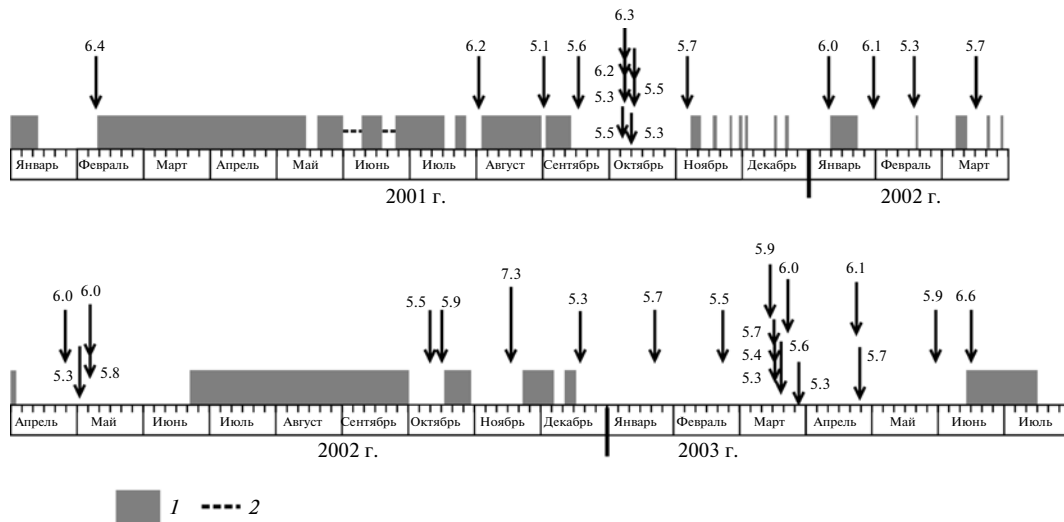


Рис. 4. Нарушения суточного хода ГАЭ в сопоставлении с сейсмической активностью:

1 – наличие суточного хода, 2 – пропуски данных. Стрелками указаны моменты землетрясений с  $M_{LH} \geq 5.0$  в зоне  $R \leq 300$  км и  $M_{LH} \geq 5.5$  в зоне  $R \leq 550$  км. Землетрясения с  $M_w = 7.3$  произошло на эпицентральной расстоянии около 1000 км (согласно [Гаврилов и др., 2006]).

ди последних работ этого направления, можно выделить [Ryabinin et al., 2011; Ryabinin et al., 2012], где обращалось внимание на наличие корреляционных связей между изменениями амплитуды суточных вариаций ГАЭ на скважине Г-1 и изменениями минерализации воды в этой скважине перед роением землетрясений в Авачинском заливе (Камчатка) в октябре 2001 г.

В данной статье представлены результаты детальных исследований, основной целью которых являлось исследование физической основы эффектов воздействия ЭМИ на интенсивность геоакустических процессов в реальной геосреде.

## ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА И МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЙ

### Геоакустические измерения

Для геоакустических измерений на скважине Г-1 до сентября 2009 г. применялся геофон с датчиками на основе кристаллических ферромагнетиков [Belyakov, 2000]. Глубина установки геофона составляла 1035 м. Прижим корпуса геофона к обсадной трубе скважины осуществлялся рессорным прижимным устройством. Сигнал на выходе геофона такого типа пропорционален третьей производной от смещения грунта, а крутизна амплитудно-частотной характеристики датчика в пересчете к смещению грунта составляет 60 дБ на декаду изменения частоты. Чувствительность геофона составляла  $0.15 \text{ В с}^3/\text{м}$ . С сентября 2009 г. для скважинных геоакустических измерений использовались геофоны с пьезокерамическими датчиками типа А1612 (производство ЗАО “Геоакустика”). Рабочий диапазон частот датчиков

составляет 0.1–1000 Гц по уровню 0.7, номинальное значение коэффициента преобразования –  $1 \text{ В с}^2 \text{ м}^{-1}$ . Среднеквадратическое значение собственных шумов датчиков в диапазоне 0.2–400 Гц не превышает  $2 \times 10^{-5} \text{ м с}^{-2}$ . Сигнал на выходе датчиков пропорционален ускорению, соответственно крутизна амплитудно-частотной характеристики (АЧХ) в рабочей полосе частот составляет 40 дБ на декаду изменения частоты. Трехкомпонентный геофон с пьезокерамическими датчиками был установлен на глубине 1012 м, прижим корпуса геофона к обсадной трубе скважины осуществлялся электромеханическим прижимным устройством. Основные геоакустические измерения на скважине Г-1, проводимые геофонами на глубинах около 1000 м, дополнялись измерениями с однокомпонентным геофоном с однотипным пьезокерамическим датчиком, установленным на глубине около 270 м. В рамках проводившихся исследований применялись два варианта измерений: вариант мониторинга и вариант экспериментальных измерений. Вариант мониторинга использовался для непрерывных измерений среднеквадратических значений (“уровня”) ГАЭ в диапазоне частот 25–1400 Гц. В этом случае сигналы, поступающие с выходов геофона, подвергались предварительной аналоговой обработке, которая заключалась в дополнительном усилении и полосовой фильтрации широкополосного сигнала каждой компоненты геофона. После фильтрации на выходе каждого измерительного канала аппаратно формировался сигнал, пропорциональный среднеквадратическому значению входного сигнала. Затем в реальном режиме времени производилась цифровая обработка сигналов, для которой ис-

пользовался специализированный измерительно-связной контроллер. Накопленные данные ежедневно передавались в Центр сбора информации для последующей целевой обработки. При проведении исследований, требующих регистрации волновых форм исходных сигналов и исследования их спектров (вариант экспериментальных измерений) использовался измерительный цифровой модуль Zet220 с 24-разрядным АЦП и максимальной частотой преобразования 8 кГц. Обработка данных, полученных с использованием модуля Zet220, проводилась пакетом программ WinПОС.

### Электромагнитные измерения

В рамках решаемых задач электромагнитные измерения использовались в двух приложениях. Во-первых, они служили опорным сигналом для оценки относительной величины отклика ГАЭ на воздействие ЭМИ. Во-вторых, использовались для оценки изменений электропроводности горных пород, окружающих скважину. Измерения проводились с подземной электрической антенной, основными конструктивными элементами которой являлись обсадная труба скважины и свободная жила герметичного бронированного кабеля длиной около 1000 м, опущенного в скважину [Гаврилов и др., 2006]. Обсадная труба в данном случае являлась линейным элементом длиной  $h$  несимметричного вибратора (монополя). Если принять, что электропроводность верхних слоев грунта значительно выше проводимости более глубоких слоев, то за счет зеркального отображения монополя такую антенну можно представить в виде диполя длиной  $2h$ . Свободная жила герметичного бронированного кабеля, находящегося внутри обсадной трубы, является элементом индуктивно-емкостной связи антенны с входным усилителем измерительного тракта. Возможность использования такой антенны для мониторинга изменений электропроводности горных пород, окружающих скважину, связана с тем, что основным элементом подземной антенны в этом случае является *неизолированная* от геосреды обсадная труба скважины. Это приводит к сильной зависимости уровня сигналов на выходе антенны от электрофизических параметров окружающей геосреды: удельной электропроводности  $\sigma$ , вещественной диэлектрической проницаемости  $\epsilon$  и магнитной проницаемости  $\mu$  [King, Smith, 1981]. При этом электрофизические параметры близлежащих горных пород будут оказывать влияние, как на характеристики самой антенны, так и на уровень ЭМИ на ее входе. Как показано в [King, Smith, 1981], от параметров окружающей геосреды, прежде всего, существенно зависит нормированный входной импеданс неизолированной антенны. Соответственно выражение для напряже-

ния на выходе антенны  $U_a$  можно представить следующим образом:

$$U_a = f[Z_0(\sigma, \epsilon_\alpha, \mu_\alpha); U_\alpha(\alpha)],$$

где  $Z_0$  – входной импеданс неизолированной антенны,  $\sigma$  – удельная электропроводность,  $\epsilon_\alpha$  – абсолютная диэлектрическая проницаемость среды,  $\mu_\alpha$  – абсолютная магнитная проницаемость среды,  $U_\alpha(\alpha)$  – напряжение, наводимое на обсадной трубе внешними электромагнитными полями.

Зависимость напряжения  $U_\alpha$  от параметров окружающей геосреды и круговой частоты  $\omega$  определяется коэффициентом затухания ЭМИ в полупроводящей среде  $\alpha$  [Красюк, Дымович, 1974]:

$$\alpha = \omega \sqrt{0.5 \mu_a \epsilon_a (\sqrt{1 + \sigma^2 \cdot (\omega \epsilon_a)^{-2}} - 1)}.$$

Для оценки изменений электропроводности горных пород, окружающих скважину, проводилась специальная обработка рядов электромагнитных измерений с выделением уровня фонового ЭМИ (рис. 5). Обработка предусматривает сглаживание суточных вариаций ЭМИ и вычисление минимальных значений ряда в скользящем окне шириной около 20 суток.

### Методика гидрогеохимических наблюдений

Специализированные наблюдения за режимом подземных вод, направленные на выявление и исследование гидрогеохимических аномалий, связанных с подготовкой и реализацией землетрясений на Камчатке, были начаты в 1977 г. В настоящий момент сеть наблюдений состоит из четырех гидрогеологических станций, включающих в себя 11 пунктов (самоизливающихся скважин и источников). Комплекс режимных наблюдений включает в себя измерения дебита и температуры самоизливающихся скважин и источников, отбор проб воды и газа для дальнейшего анализа в лабораторных условиях, замеры атмосферного давления и температуры воздуха. В пробах воды определяются рН, концентрации ионов хлора ( $\text{Cl}^-$ ), гидрокарбоната ( $\text{HCO}_3^-$ ), сульфата ( $\text{SO}_4^{2-}$ ), натрия ( $\text{Na}^+$ ), калия ( $\text{K}^+$ ), кальция ( $\text{Ca}^{2+}$ ), магния ( $\text{Mg}^{2+}$ ), концентрации борной ( $\text{H}_3\text{BO}_3$ ) и кремневой ( $\text{H}_4\text{SiO}_4$ ) кислот. В пробах растворенного в воде газа анализируются метан ( $\text{CH}_4$ ), азот ( $\text{N}_2$ ), кислород ( $\text{O}_2$ ), углекислый газ ( $\text{CO}_2$ ), гелий ( $\text{He}$ ), водород ( $\text{H}_2$ ), углеводородные газы: этан ( $\text{C}_2\text{H}_6$ ), этилен ( $\text{C}_2\text{H}_4$ ), пропан ( $\text{C}_3\text{H}_8$ ), пропилен ( $\text{C}_3\text{H}_6$ ), бутан ( $\text{C}_4\text{H}_{10n}$ ) и изобутан ( $\text{C}_4\text{H}_{10i}$ ). Минерализация рассчитывается как сумма концентраций основных показателей катионно-анионного состава воды ( $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ).

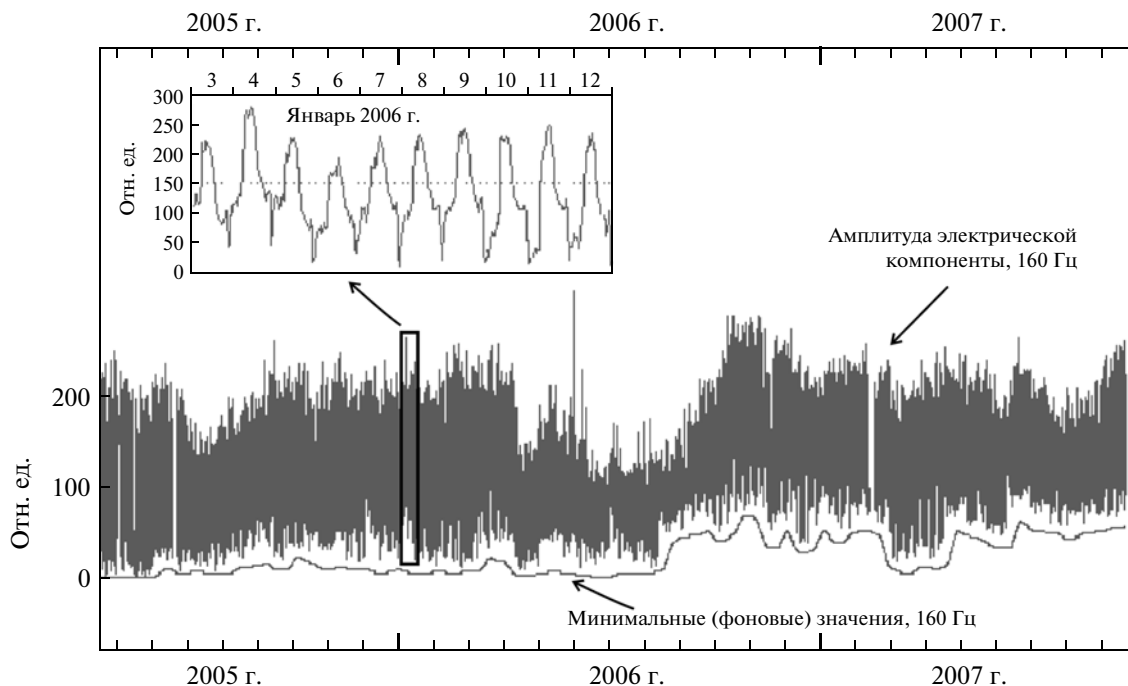


Рис. 5. Иллюстрация к методике выделения фоновых уровней ЭМИ. Пояснения в тексте.

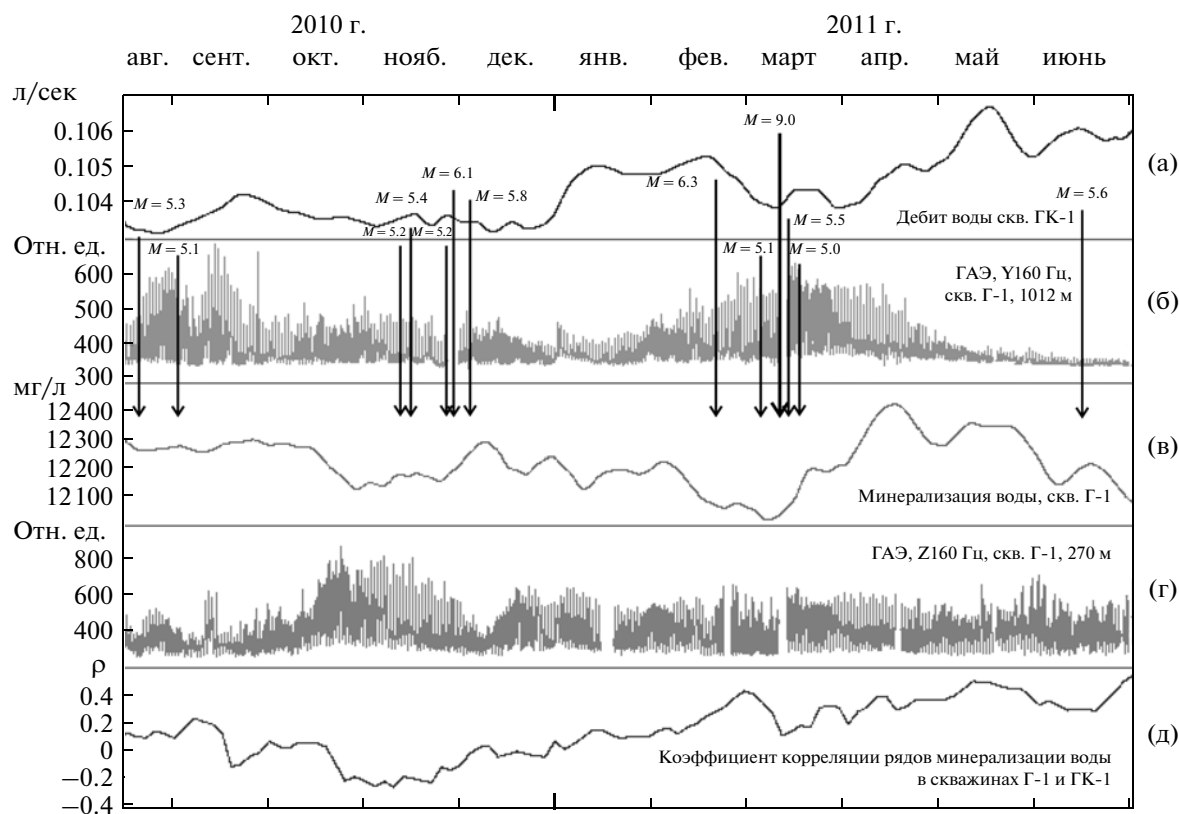
В настоящей работе используются данные гидрогеохимических наблюдений на скважинах Г-1 и ГК-1, расположенных на территории Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона на удалении 35 км друг от друга. Обе скважины являются самоизливающимися, однако существенно различаются дебитом самоизлива на поверхность. Среднемноголетнее значение дебита скважины ГК-1 составляет около 0.1 л/с, в то время как для скважины Г-1 эта величина порядка 0.00003 л/с. Дискретность режимных гидрогеохимических наблюдений для скважин Г-1 и ГК-1 составляет трое суток. В составе воды скважины Г-1 преобладают хлор-ион, среднемноголетнее значение концентрации которого составляет 6600 мг/л и натрий-ион (4200 мг/л). Ионный состав воды скважины ГК-1 преимущественно хлоридный (5500 мг/л), натриевый (2500 мг/л). Относительная случайная погрешность определения минерализации воды скважин Г-1 и ГК-1, представляющая собой сумму случайных погрешностей измерений концентраций катионов и анионов, составляет порядка 1.0%.

Результаты исследований гидрогеохимических эффектов, сопровождающих подготовку камчатских землетрясений, можно найти в работах [Копылова и др., 1994; Bella et al., 1998; Biagi et al., 2000; 2006; Хаткевич, Рябинин, 2006; Рябинин, Хаткевич, 2009].

#### СВЯЗЬ АМПЛИТУД ОТКЛИКОВ ГАЭ С МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ ВОДЫ СКВАЖИНЫ Г-1

В целом результаты проведенного анализа подтверждают выводы, сделанные в [Ryabinin et al., 2011; Ryabinin et al., 2012], относительно наличия корреляционных связей между изменениями амплитуды откликов ГАЭ и минерализацией воды в скважине Г-1. Вместе с тем, как показал анализ 11-летних рядов измерений, характер этих связей для скважины Г-1 не тривиален. В качестве примера на рис. 6 представлены результаты измерений минерализации воды в скважине Г-1 в сопоставлении с данными по дебиту воды скважины ГК-1 и данными одновременных геоакустических измерений на глубинах 270 и 1012 м. Кроме этого на рис. 6д приведен график изменений во времени коэффициента корреляции  $\rho$  рядов минерализации воды скважин Г-1 и ГК-1.

Данные об изменениях дебита скважины ГК-1 (рис. 6а) были привлечены для оценок характера и уровней воздействующих тектонических напряжений. Известно, что изменения дебита воды в скважинах в ряде случаев отражают изменения объемных деформаций в геосреде [Методы..., 1984; Сидорин, 1992]. Следует отметить, что корректное использование таких данных в ряде случаев требует компенсации сезонных вариаций. В отношении данных, приводимых на рис. 6а, такая процедура не применялась, поскольку рассмотрение многолетних рядов измерений дебита воды скважины ГК-1 показало отсутствие явно выраженных сезонных вариаций. Это объясняется тем,



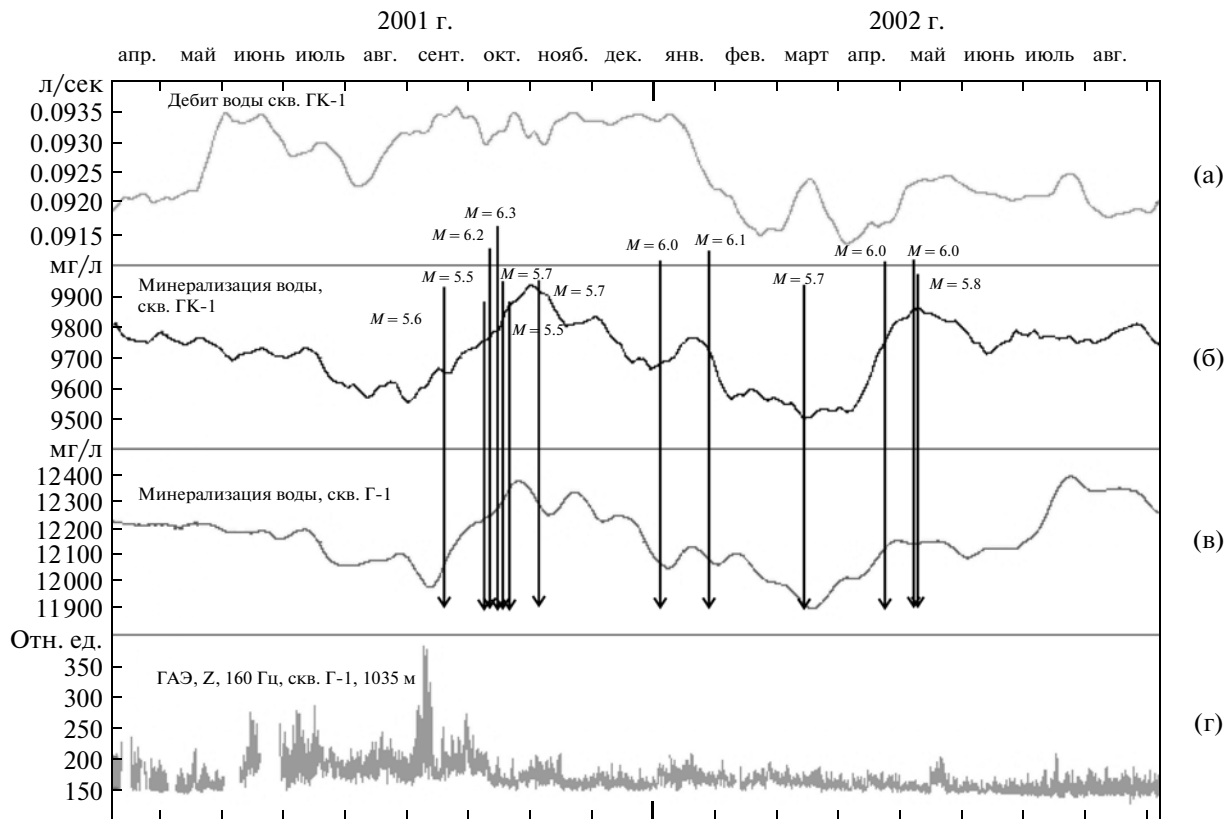
**Рис. 6.** Сопоставление результатов одновременных геоакустических измерений на разных глубинах: (а) – дебит воды скважины ГК-1; (б) – вариации СКЗ ГАЭ на глубине 1012 м; (в) – минерализация воды скважины Г-1; (г) – вариации СКЗ ГАЭ на глубине 270 м; (д) – изменения коэффициента корреляции рядов минерализации воды скважин Г-1 и ГК-1.

что скважина ГК-1 дренирует в основном глубинные термальные воды зоны затрудненного водообмена, режим которых слабо подвержен влиянию сезонных изменений условий питания подземных вод. С учетом сказанного интерпретация результатов комплексных скважинных измерений в дальнейшем проводилась в предположении, что данные по изменениям дебита воды скважины ГК-1 отражают изменения объемных деформаций и воздействующих на геосреду напряжений.

Выбранный интервал измерений (август 2010 г.–июнь 2011 г.) интересен наличием значительных сейсмических событий, для которых величина  $S = L_p/R_h \geq 3.3\%$  ( $L_p = 10^{0.44M-1.29}$  – длина очага землетрясения [Ризниченко, 1976];  $R_h$  – гипоцентральное расстояние). На указанном временном интервале по критерию  $S = L_p/R_h$  наиболее значительным ( $S = 21\%$ ) было мегаземлетрясение ( $M = 9.0$ ) районе Тохоку (Япония), произошедшее 11 марта 2011 г. на эпицентральной дистанции  $R = 2049$  км. Из приводимых на рис. 6 данных видно, что характер корреляционных связей между амплитудами откликов ГАЭ и минерализацией воды в скважине Г-1 различен для интервала август–ноябрь 2010 г. и последующего интервала. На первом временном интервале

изменения минерализации воды скважины Г-1 надежно коррелировали с изменениями огибающей амплитуд суточных вариаций уровня ГАЭ на глубине 270 м с коэффициентом корреляции около  $-0.9$ , в то время как для того же интервала изменения амплитуд ГАЭ на глубине 1012 м практически не были связаны с изменениями минерализации воды скважины Г-1 и соответствующий коэффициент корреляции был близок к нулю. Характер указанных корреляционных связей принципиально изменился во временной окрестности мегаземлетрясения в районе Тохоку: на интервале январь–апрель 2011 г. изменения минерализации воды скважины Г-1 стали коррелировать с изменениями амплитуд суточных вариаций уровня ГАЭ на глубине 1012 м (коэффициент корреляции около  $-0.9$ ), а корреляция с изменениями ГАЭ на глубине 270 м практически перестала иметь место. Физический смысл полученных результатов становится понятен при сопоставлении с графиком изменений коэффициента корреляции рядов минерализации воды скважин Г-1 и ГК-1 (рис. 6д). Примерно за три месяца до Японского мегаземлетрясения практически одновременно с ростом сжимающих напряжений (рис. 6а) начался рост коэффициента корреляции между рядами минерализации воды скважин Г-1 и ГК-1. (Кэффи-





**Рис. 7.** Пример коррелированных изменений минерализации воды скважин Г-1 и ГК-1 во временной окрестности близких сильных землетрясений: (а) – дебит воды скважины ГК-1; (б) – минерализация воды скважины ГК-1; (в) – минерализация воды скважины Г-1; (г) – вариации СКЗ ГАЭ на глубине 1035 м.

коэффициент корреляции рассчитывался в скользящем окне 90 суток с шагом в трое суток, значения коэффициента корреляции привязывались к середине окна). По результатам 11-летнего интервала измерений (2000–2011 гг.) синхронизация изменений минерализации воды скважин Г-1 и ГК-1 отмечалась и в ряде других случаев, в первую очередь, для временных окрестностей относительно сильных близких сейсмических событий. В том числе, можно указать на результаты измерений во временной окрестности роя сильных землетрясений, имевшего место в октябре 2001 г. в районе Авачинского залива (Камчатка) на эпицентральной дистанции около 130 км от скважины Г-1 (рис. 7). Наиболее сильное землетрясение роя ( $M_1 = 6.3$ ) ощущалось в г. Петропавловске-Камчатском силой до 5 баллов и сопровождалось многочисленными афтершоками.

Для интервала июль 2001 г. – март 2002 г. коэффициент корреляции между рядами минерализации воды скважин Г-1 и ГК-1 составил  $\rho \approx 0.9$ . Это свидетельствует в пользу приводимых выше результатов, показывающих высокую коррелированность вариаций минерализации воды скважин Г-1 и ГК-1 во временных окрестностях сильных относительно близких сейсмических событий.

Для понимания сути этих результатов напомним, что вода скважины ГК-1 поступает с водоносных горизонтов в интервале глубин 613–1261 м. С учетом значений дебита самоизлива (0.1 л/с) и диаметра обсадной трубы время поступления воды на поверхность с глубины 1000 м для скважины ГК-1 составляет примерно одни сутки. Для скважины Г-1, для которой дебит самоизлива воды на поверхность составляет всего около 0.00003 л/с, формально рассчитанные значения времени поступления воды на поверхность с указанной глубины дают в этом случае очень большие величины (нескольких лет). Очевидно, что эти оценки входят в явное противоречие с результатами измерений на интервалах, где имеют место практически синхронные значимые изменения минерализации верхнего слоя воды скважины Г-1 и воды самоизливающейся скважины ГК-1. На таких интервалах минерализация верхнего слоя воды скважины Г-1 должна, как и минерализация воды скважины ГК-1, определяться минерализацией воды глубинного происхождения, поступающей на поверхность с задержкой не более нескольких суток.

Возможное объяснение полученным результатам видится в конструктивных особенностях

скважины Г-1. После окончания бурения в июне 1988 г. дебит скважины Г-1 при самоизливе составлял около 0.3 л/с. Дебит постепенно снижался и в начале 1997 г. составлял около 0.002 л/с, а с сентября 1998 г. — не более 0.00015 л/с. Можно предположить, что фактический дебит скважины Г-1 до настоящего времени остался достаточно высоким — порядка 0.3 л/с (каким был на начальной стадии после бурения) — но из-за нарушений целостности обсадной колонны основная разгрузка скважины Г-1 позже стала происходить в рыхлые отложения ниже дневной поверхности. При этом, если основная разгрузка скважины происходит на небольшой глубине, то в периоды воздействия достаточно высоких тектонических напряжений, когда дебит скважины увеличивается, минерализация верхнего слоя воды скважины Г-1 будет в значимой мере определяться минерализацией воды глубинного происхождения. Предположение о нарушении целостности обсадной колонны скважины Г-1 косвенно подтверждается данными из отчета о результатах бурения скважины, где сообщалось об аварии, произошедшей в процессе бурения — обрыве четырех труб обсадной колонны с глубины 260 м [Отчет..., 1988]. Возможно, что установленный для ликвидации аварии в интервале 250—325 м цементный мост с течением времени перестал обеспечивать необходимую герметичность обсадной колонны скважины, следствием чего основная разгрузка скважины стала происходить ниже дневной поверхности.

Независимо от конкретных причин, обуславливающих указанный характер изменений минерализации верхнего слоя воды скважины Г-1, можно сделать обоснованный вывод о том, что во временных окрестностях относительно сильных сейсмических событий имеет место высокая корреляция изменений амплитуд откликов ГАЭ на глубинах около 1000 м с изменениями минерализации воды скважины Г-1.

#### О ФИЗИЧЕСКОМ МЕХАНИЗМЕ ЭФФЕКТОВ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ИНТЕНСИВНОСТЬ ГЕОАКУСТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Рассмотрим наиболее реальный, на наш взгляд, физический механизм, обуславливающий эффект модуляции уровня ГАЭ внешним ЭМИ в реальной геосреде. Рассматривая процессы, происходящие в реальной геосреде, подчеркнем две особенности ее структуры, наиболее важные в данном случае: гранулированность (блочность) геосреды и неоднородность ее поровотрещинного пространства. В качестве модели такой неоднородности, как это делается в большинстве случаев, принимается система с двойной пористостью, состоящая из слабопроницаемых блоков, разделенных более проницаемыми перегородками и каналами.

#### *Связь амплитуд откликов ГАЭ с напряженностью внешнего электрического поля и электропроводностью геосреды для асейсмических периодов*

В сейсмически спокойные периоды фоновый уровень ГАЭ на глубинах установки геофонов (200—1000 м) определяется, в основном, шумами процессов переупаковки, фрагментации, компактизации и растрескивания флюидонасыщенной геосреды под воздействием тектонических напряжений, литостатического давления, сейсмических волн и приливов. Указанные процессы сопровождаются как геоакустической эмиссией, так и образованием двойных электрических слоев (ДЭС) на границах раздела флюид-минеральный скелет горной породы. Величины зарядов ДЭС на каждом таком контакте оказывают существенное суммарное влияние на уровень ГАЭ, поскольку с увеличением зарядов ДЭС коэффициент трения для межфазных границ возрастает, что тормозит процессы переупаковки, фрагментации, растрескивания и вызывает уменьшение уровня ГАЭ. При этом механизм влияния заключается не только в увеличении коэффициента трения для межфазных границ с увеличением зарядов ДЭС (что косвенно подтверждается экспериментально обнаруженным изменением параметров трения под влиянием электрического тока [Chelidze et al., 2004]), но и в росте величины критического коэффициента интенсивности напряжений для каждой из трещин [Финкель, 1977]. Изменение величин зарядов ДЭС на границах раздела жидкой и твердой фаз в флюидонасыщенной геосреде связано с электрокинетическими процессами и определяется плотностью тока, переносящего заряды в ионосодержащем флюиде (электролите). При наличии внешнего электрического поля с напряженностью  $E$  выражение для плотности постоянного тока в бинарном электролите, в котором осуществляется перенос зарядов, имеет вид [Светов, 2002]:

$$\mathbf{j} = \mathbf{j}_E + \mathbf{j}_D = (u_+ n_+ + u_- n_-) \mathbf{E} - D_+ \text{grad } n_+ + D_- \text{grad } n_-, \quad (1)$$

где  $u_+$ ,  $u_-$  — подвижности катионов и анионов ( $\text{м}^2/(\text{В с})$ );

$n_+$ ,  $n_-$  — концентрации катионов и анионов ( $\text{К}_л/\text{м}^3$ );

$D_+$ ,  $D_-$  — соответствующие коэффициенты диффузии ( $\text{м}^2/\text{с}$ ).

Как видно из (1), выражение для плотности тока содержит две составляющие:

$$\text{плотность тока проводимости } \mathbf{j}_E = \sigma \mathbf{E}, \quad (2)$$

где  $\sigma = u_+ n_+ + u_- n_-$  — удельная электропроводность среды (флюида);

и плотность диффузионного тока  $\mathbf{j}_D = -D_+ \text{grad } n_+ + D_- \text{grad } n_-$ .

Таким образом, если флюидонасыщенность геосреды и электропроводность находящегося в ней флюида не меняются, то процесс переноса зарядов в такой среде будет контролироваться внешним электрическим полем. Соответственно изменения величин зарядов ДЭС на границах раздела жидкой и твердой фаз, а значит и интенсивность геоакустических процессов, в этом случае будут определяться *величиной напряженности внешнего электрического поля*. Это объясняет, например, физические причины суточных вариаций (“суточного хода”) уровня ГАЭ, регистрируемых при измерениях в скважине Г-1 (см. рис. 1д). Следует подчеркнуть, что четко выраженные и стабильные по форме и времени суточные вариации уровня ГАЭ, регистрируемые в скважине Г-1, определяются характеристиками внешнего электромагнитного поля, которое в зоне этой скважины имеет, в основном, техногенное происхождение с достаточно высокой напряженностью и стабильным суточным ходом. Как показано выше (см. рис. 2), для других скважин Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона, где внешнее ЭМИ имеет другие временные и спектральные характеристики, соответствующий характер носят и вариации уровня ГАЭ.

*Закономерности изменений амплитуд откликов ГАЭ при изменениях напряженно-деформированного состояния геосреды*

При изменениях напряженно-деформированного состояния геосреды плотность тока  $\mathbf{j}$ , определяющего эволюцию зарядов ДЭС, будет определяться не только воздействием внешнего электрического поля, но и механизмом переноса электрических зарядов потоком флюида (появление потенциала течения), связанного с изменениями порового давления:

$$\mathbf{j} = \mathbf{j}_E + \mathbf{j}_D + \mathbf{j}_{convect} + \mathbf{j}_{conducts} \quad (3)$$

Третье и четвертое слагаемое задаются соотношением

$$\mathbf{j}_{convect} + \mathbf{j}_{conduct} = -\frac{\epsilon_p \zeta}{\eta} \Delta P - \sigma_f \Delta \phi, \quad (4)$$

где  $\epsilon_p$  – диэлектрическая постоянная флюида,  $\eta$  – динамическая вязкость флюида,  $\zeta$  – дзета-потенциал, определяющий плоскость скольжения в ДЭС,  $\Delta P$  – градиент порового давления,  $\Delta \phi$  – градиент потенциала течения [Rastogi, Srivastava, 1993; Fitterman, 1979].

Третье и четвертое слагаемые выражения (3) описывают появление потенциала течения, связанного с изменением порового давления. В этом случае при течении жидкости по капиллярному каналу происходит увлечение части ионов ДЭС, что вызывает появление соответствующих токов.

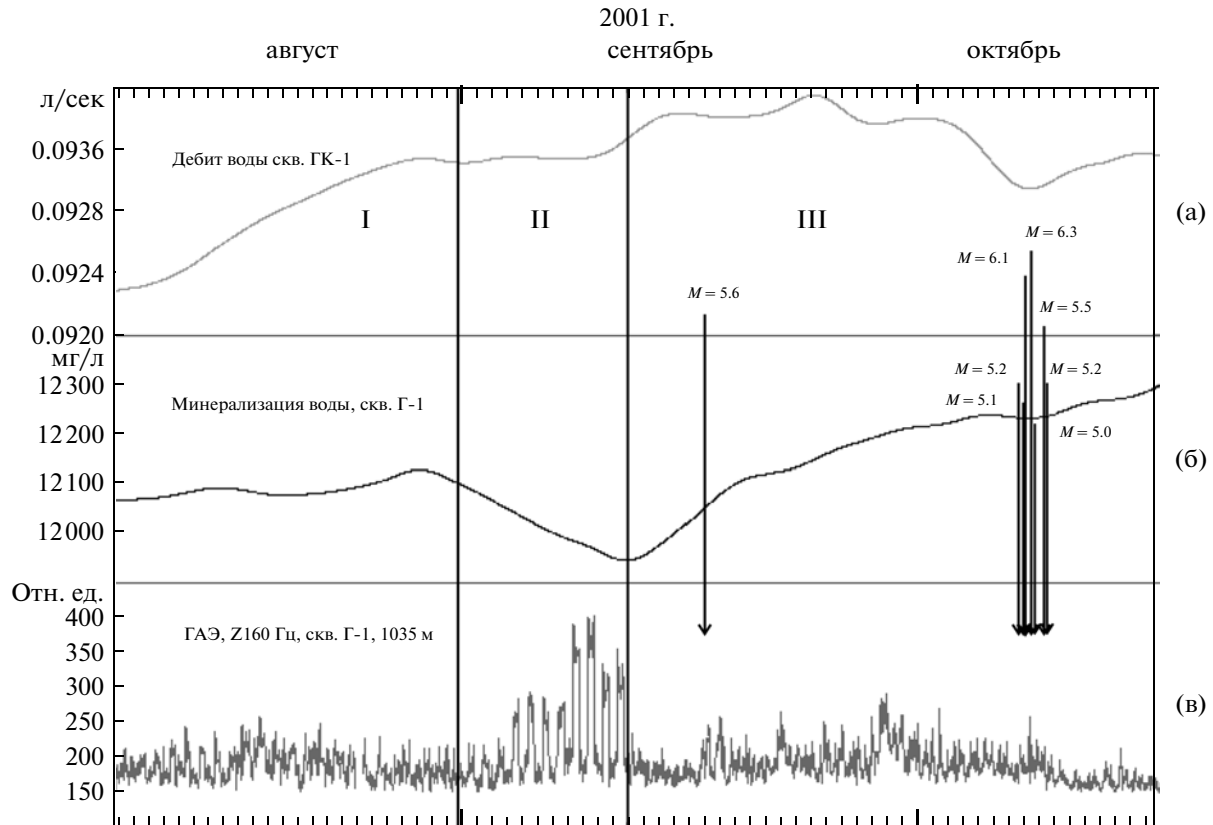
*При возрастании в районе скважины сжимающих напряжений* могут иметь место следующие изменения параметров геосреды и соответствующие результаты измерений:

- увеличение градиента порового давления [Sammonds et al., 1992], что в свою очередь приведет к поступлению части флюида в воду скважины и увеличению уровня ее минерализации;
- выжимание флюида из зон повышенной трещиноватости [Барсуков и др., 1985], что повлечет за собой уменьшение удельной электропроводности и токов проводимости в объеме пород, окружающих скважину, и соответствующее уменьшение откликов уровня ГАЭ на воздействие ЭМИ;
- увеличение минерализации воды в самоизливающихся скважинах вследствие поступления в водоносные горизонты отжатых из пород более минерализованных поровых растворов;
- повышение уровня воды в пьезометрических скважинах и увеличение расхода воды в самоизливающихся скважинах и источниках;
- уменьшение пористости с соответствующим уменьшением суммарной площади свободных поверхностей в объеме пород, контактирующих с флюидом и обладающих зарядами ДЭС. Это повлечет за собой уменьшение суммарного количества источников ГАЭ, инициируемых электрокинетическими процессами и как следствие – уменьшение уровня ГАЭ;

• незначительный (в сравнении со случаем дилатантного увеличения объема пород) рост градиента потенциала течения [Eccles, 2005], что нивелирует вклад тока проводимости в суммарную плотность тока, определяющего эволюцию зарядов ДЭС;

• дальнейшее продолжительное увеличение сжимающих напряжений может приводить к масштабным изменениям емкости порово-трещинного пространства и условий фильтрации подземных вод [Киссин, 2009]. На этой стадии возможно смешение вод ранее изолированных водоносных горизонтов, усиление или уменьшение подтока глубинных флюидов [Барсуков и др., 1985], синхронизация изменений минерализации воды в скважинах, разнесенных на значительные расстояния.

В конечном итоге, с увеличением сжимающих напряжений (*до предела упругости пород*) внешнее электрическое поле будет оказывать все меньшее модулирующее влияние на уровень ГАЭ, поскольку из-за значительного уменьшения удельной электропроводности пород плотность тока проводимости  $\mathbf{j}_E = \sigma \mathbf{E}$  будет снижаться. Все большее влияние на уровень интенсивности геоакустических процессов в этих случаях будут оказывать токи, связанные с появлением потенциала течения, обусловленные изменением порового давления (см. выражение (4)).



**Рис. 8.** Характер корреляционных связей между ГАЭ и минерализацией воды в скважине Г-1 во временной окрестности роя сильных землетрясений: (а) — дебит воды скважины ГК-1; (б) — минерализация воды скважины Г-1; (в) — вариации СКЗ ГАЭ на глубине 1035 м.

В результатах измерений на этой стадии процесс увеличения сжимающих напряжений может проявляться в виде:

а) увеличения минерализации воды скважин;

б) наличия откликов ГАЭ с уменьшающимися с течением времени амплитудами (в случае, когда плотность тока проводимости  $j_E$  больше или соизмерима по величине со значениями суммарной плотности токов, вызванных потенциалом течения);

в) отсутствия значимых откликов ГАЭ (в случае, когда значения плотности тока проводимости  $j_E$  намного меньше значений суммарной плотности токов, вызванных потенциалом течения).

При *дилатансионном увеличении объема пород* [Nur, 1972], которое может иметь место при превышении предела упругости пород, возможны следующие изменения параметров геосреды:

- уменьшение градиента порового давления, что должно приводить к изменению стационарного гидродинамического режима питания скважины и уменьшению уровня минерализации воды скважин;

- увеличение концентрации флюида в объеме пород, окружающих скважину, следствием чего будет увеличение удельной электропроводности горных пород;

- увеличение пористости геосреды, и как следствие — увеличение суммарной площади свободных поверхностей в объеме пород, контактирующих с флюидом и обладающих зарядами ДЭС. Это повлечет за собой увеличение суммарного количества источников ГАЭ, инициируемых электрокинетическими процессами;

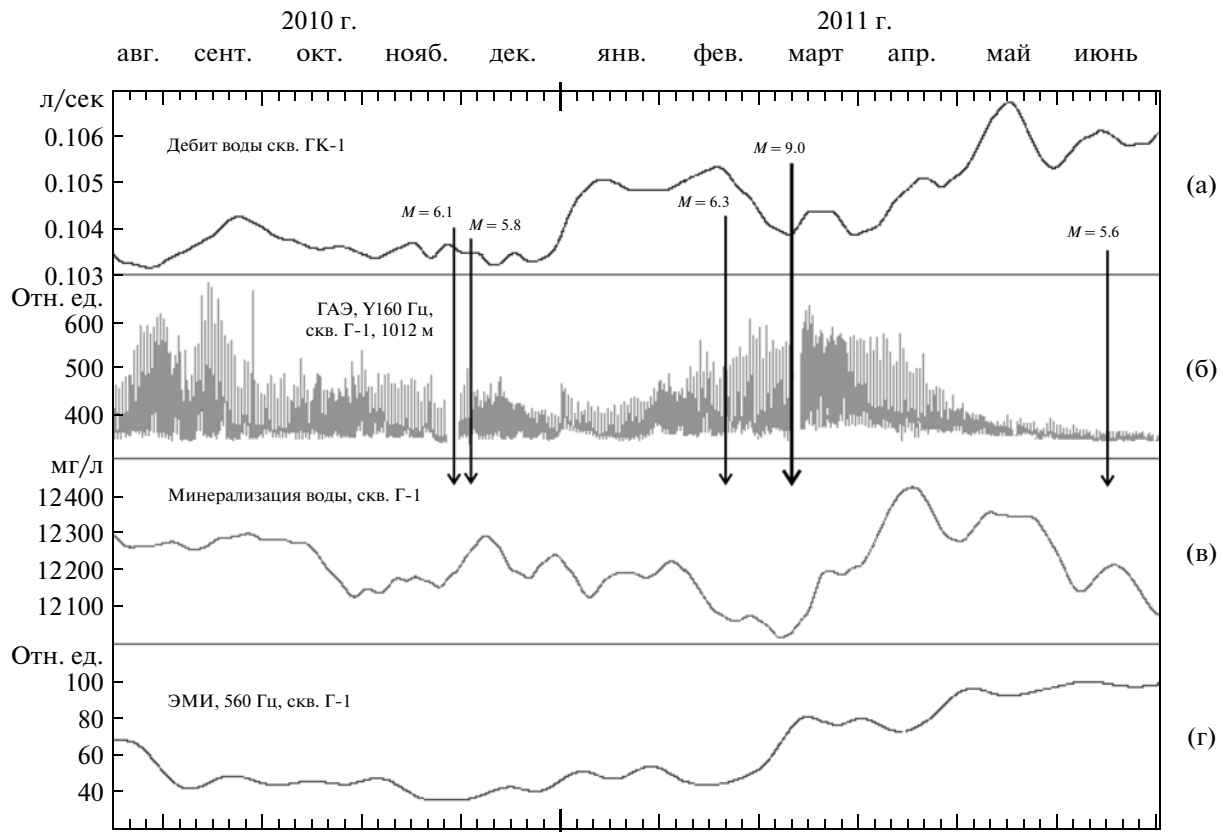
- резкое увеличение градиента потенциала течения [Eccles, 2005], что должно приводить к резкому росту суммарной плотности тока, определяющего эволюцию зарядов ДЭС.

В итоге будет сохраняться модулирующее влияние внешнего электрического поля на уровень ГАЭ. Совместное влияние тока проводимости и токов, связанных с резким увеличением градиента потенциала течения, приведет к резкому росту уровня ГАЭ.

По результатам измерений дилатансионное увеличение объема пород может проявляться в виде:

а) уменьшения минерализации воды в скважинах;

б) значительного относительного увеличения амплитуд откликов ГАЭ на внешнее ЭМИ в сравнении с амплитудами, характерных для периодов фоновой сейсмичности.



**Рис. 9.** Вариации дебита воды скважины ГК-1 (а); СКЗ ГАЭ на глубине 1012 м (б); минерализации воды скважины Г-1 (в) и фоновых значений ЭМИ (г) во временной окрестности мегаземлетрясения в районе Тохоку.

Для оценки соответствия выдвинутых положений результатам натурных измерений рассмотрим более детально характер корреляционных связей между ГАЭ и минерализацией воды в скважине Г-1 во временной окрестности роя сильных землетрясений, произошедших в районе Авачинского залива в октябре 2001 г. (рис. 8). Из приводимых данных следует, что примерно за два месяца до роя землетрясений имело место значимое повышение уровня сжимающих напряжений (рис. 7а, рис. 8а). В соответствии с характером корреляционных связей рассматриваемый на рис. 8 временной интервал можно разделить на три стадии.

На стадии I (август 2001 г.) имели место суточные вариации ГАЭ (отклики на внешнее ЭМИ), однако амплитуды откликов были незначительны и они были осложнены шумами другого происхождения. К концу стадии I отклики ГАЭ практически полностью деградировали, что можно объяснить значительным уменьшением электропроводности пород вследствие уменьшения их флюидонасыщенности при возрастании сжимающих напряжений на предыдущей стадии (см. рис. 7).

Стадия II характерна стабилизацией относительно высокого уровня сжимающих напряжений, при котором наблюдалось монотонное снижение

минерализации воды скважины Г-1 и значительный рост амплитуд суточных вариаций ГАЭ. Такое сочетание результатов измерений отвечает варианту дилатансионного увеличения объема пород (возможно, вследствие ее переупаковки), когда уменьшение градиента порового давления должно приводить к уменьшению уровня минерализации воды в скважине и увеличению общего объема флюида в околоскважинном пространстве.

Последующая деградация откликов ГАЭ на стадии III накануне роя землетрясений совпадает по времени с началом дальнейшего увеличения сжимающих напряжений и значительного увеличения минерализации воды в скважинах Г-1 и ГК-1 (рис. 7, рис. 8). Такой характер изменений минерализации воды скважин подтверждает предположение о дилатансионном увеличении объема пород на стадии II, следствием чего явилось увеличение общего объема флюида в околоскважинном пространстве. В этом случае на стадии III действительно могло происходить выжимание флюида из пород, поскольку на предыдущей стадии их флюидонасыщенность должна была значительно возрасти. Следует отметить, что на стадии III на фоне роста минерализации воды скважин и при отсутствии откликов ГАЭ отмечается повышение среднего уровня ГАЭ. Такой характер данных на этом интер-

вале можно объяснить значительным уменьшением плотности тока проводимости вследствие выжимания флюида и увеличением суммарной плотности токов, вызванных потенциалом течения. Увеличение среднего уровня ГАЭ можно отнести на счет последнего фактора.

В заключение оценим возможные причины изменений параметров ГАЭ на глубине около 1000 м во временной окрестности мегаземлетрясения в районе Тохоку, привлекая данные об изменениях дебита воды скважины ГК-1, а также результаты измерений фонового уровня ЭМИ (рис. 9). Рассмотрение представленных данных указывает на существенно разные характеры корреляционных связей между рядами измерений до и после мегаземлетрясения.

С начала января 2011 г. и до момента землетрясения имело место значительное понижение минерализации воды скважины Г-1, сопровождаемое ростом откликов ГАЭ, амплитуда которых к моменту землетрясения увеличилась примерно на 40% (рис. 9б). Как было указано ранее (см. рис. 6), коэффициент корреляции между соответствующими рядами данных на интервале январь—апрель 2011 г. достигал величины  $-0.9$ . Начало роста откликов ГАЭ с запаздыванием в несколько суток совпало с резким увеличением сжимающих напряжений. Примерно за месяц до землетрясения произошел сброс напряжений (рис. 9а). Согласно результатам измерений фонового уровня ЭМИ, удельное сопротивление пород до середины февраля 2011 г. незначительно увеличивалось, а за 12 суток до землетрясения стало резко возрастать одновременно со значительным увеличением минерализации воды скважины Г-1, что свидетельствует об интенсификации процессов выжимания флюида из горных пород. Таким образом, на интервале начало января—середина февраля 2011 г. сочетание характеров изменений ГАЭ, минерализации воды скважины Г-1 и воздействующих напряжений было аналогично тому, что наблюдалось для стадии II во временной окрестности роя сильных землетрясений в районе Авачинского залива в октябре 2001 г. (см. рис. 8). Как указывалось ранее, подобное сочетание отвечает варианту дилатансионного увеличения объема пород.

Согласно данным рис. 9 в первые месяцы после мегаземлетрясения начался рост сжимающих напряжений, на фоне которого происходило значительное увеличение минерализации воды скважины Г-1, уменьшение амплитуд откликов ГАЭ, а также рост удельного сопротивления горных пород. При этом по результатам электромагнитных измерений (рис. 9г) к середине апреля 2011 г. удельное сопротивление возросло примерно на 350% от уровня декабря 2010 г. На основании указанных результатов можно сделать вывод, что примерно с середины апреля 2011 г. район Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона оказался в зоне аномально высоких сжимающих напряжений и деформаций, что вызвало интенсивное выжимание жидкого флюида из горных

пород и соответствующее уменьшение откликов ГАЭ вплоть до их полной деградации.

## ВЫВОДЫ

1. Проведенные исследования позволили понять физическую основу эффектов воздействия внешнего электромагнитного излучения на интенсивность геоакустических процессов в реальной геосреде. Показано, что для сейсмически спокойных периодов уровень ГАЭ зависит от усредненных значений напряженности внешнего электрического поля и электропроводности горных пород в районе скважины. Суточные вариации уровня ГАЭ, характерные для асейсмичных периодов, как правило, являются откликами ГАЭ на воздействие внешнего электромагнитного излучения. При этом электропроводность горных пород выступает как параметр, определяющий геоакустическую чувствительность среды к воздействию внешнего электрического поля.

2. При изменениях напряженно-деформированного состояния геосреды интенсивность геоакустических процессов будет определяться не только воздействием внешнего электрического поля, но и потенциалом течения, связанного с изменениями порового давления.

3. Деградация откликов ГАЭ во временных окрестностях относительно близких сильных землетрясений связана с уменьшением электропроводности горных пород, окружающих скважину, вследствие уменьшения их флюидонасыщенности при возрастании сжимающих напряжений.

4. При уменьшении сжимающих напряжений (фаза относительного растяжения) или в случае дилатансионного увеличения объема горных пород, окружающих скважину, влияние внешнего электрического поля на уровень ГАЭ будет сохраняться. Совместное влияние тока проводимости и токов, связанных с резким увеличением градиента потенциала течения, будет приводить к резкому росту уровня ГАЭ.

5. Согласованность результатов измерений фоновых значений ЭМИ с данными по изменениям дебита воды скважины ГК-1, а также с данными по минерализации воды скважин, подтверждает физическую обоснованность предложенного метода мониторинга изменений удельного сопротивления горных пород, основанного на электромагнитных измерениях с подземными электрическими антеннами. При этом следует отметить высокую чувствительность метода к изменениям напряженно-деформированного состояния геосреды.

6. Разработана основа нового метода комплексного геофизического мониторинга, базирующегося на данных скважинных геоакустических измерений, электромагнитных измерений с подземными электрическими антеннами, а также данных гидрогеохимических измерений и измерений дебита воды скважин.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 12-05-00670-а, грант 11-05-96005-р\_урал\_а), Президиума ДВО РАН (грант 12-III-A-08-167) и программы для государственной поддержки ведущих науч-

ных школ Российской Федерации (грант НШ-5583.2012.5, руководитель – Г.А. Соболев).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барсуков В.Л., Варшал Г.М., Гаранин А.В., Замокина Н.С.* Значение гидрогеохимических методов для краткосрочного прогноза землетрясений. Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука. 1985. С. 3–16.
- Беляков А.С., Лавров В.С., Николаев А.В., Худзинский Л.Л.* Подземный фоновый звук и его связь с приливными деформациями // Физика Земли. 1999. № 12. С. 39–46.
- Беляков А.С.* Магнитоупругие акустические геофоны для геофизических исследований // Сейсмические приборы. М.: ОИФЗ РАН. 2000. Вып. 33. С. 27–45.
- 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.
- Гаврилов В.А.* Физические причины суточных вариаций уровня геоакустической эмиссии // Докл. РАН. 2007. Т. 414. № 3. С. 389–392.
- Гаврилов В.А., Богомолов Л.М., Закупин А.С.* Сравнение результатов скважинных геоакустических измерений с данными лабораторных и натурных экспериментов по электромагнитному воздействию на горные породы // Физика Земли. 2011. № 11. С. 63–74.
- Гаврилов В.А., Власов Ю.А.* Эффект модуляции уровня геоакустической эмиссии электромагнитным сверхнизкочастотным излучением по результатам измерений на разных скважинах Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона. Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Сборник докладов III научно-технической конференции 09–15 октября 2011 г., г. Петропавловск-Камчатский. 2011. С. 207–211.
- Киссин И.Г.* Высокоамплитудные предвестники землетрясений и чувствительные зоны земной коры // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1988. № 6. С. 3–13.
- Киссин И.Г.* Флюиды в земной коре: геофизические и тектонические аспекты. М.: Наука. 2009. 328 с.
- 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. 53–70.
- Красюк Н.П., Дымович Н.Д.* Электродинамика и распространение радиоволн. М.: Высшая школа. 1974. 536 с.
- Методы прогноза землетрясений. Их применение в Японии / Асада Т., Исибаси К., Матсуда Т. и др. Под ред. Т. Асада. пер. с англ. М.: Недра. 1984. 312 с.
- Отчет о результатах бурения на термальные воды поисковой скважины Г-1 на участке “Хлебозавод” Петропавловской площади в 1986–1988 гг. Петропавловск-Камчатский. 1988. 193 с.
- Ризниченко Ю.В.* Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент. Исследования по физике землетрясений. М.: Наука. 1976. С. 9–26.
- Рябинин Г.В., Хаткевич Ю.М.* Гидрогеохимические эффекты, предшествующие сильным землетрясениям Камчатки. Алгоритм идентификации и морфологический анализ // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009. Вып. 13. № 1. С. 107–122.
- Светов Б.С.* К вопросу о частотной дисперсии проводимости двухфазной геологической среды // Физика Земли. 2002. № 1. С. 46–52.
- Сидорин А.Я.* Предвестники землетрясений М.: Наука. 1992. 192 с.
- Финкель В.М.* Физические основы торможения разрушения. М.: Metallurgia. 1977. 359 с.
- Хаткевич Ю.М., Рябинин Г.В.* Гидрогеохимические исследования на Камчатке в связи с поиском предвестников землетрясений // Вулканология и сейсмология. 2006. № 4. С. 34–42.
- Bella F., Biagi P.F., Caputo M., Cozzi E., Monica G.D., Ermini A., Gordeev E.I., Khatkevich Y.M., Martinelli G., Plastino W., Scandone R., Sgrigna V., Zilpimiani D.* (1998). Hydrogeochemical anomalies in Kamchatka (Russia). *Phys. Chem. Earth*. P. 921–925. DOI: 10.1016/S0079-1946(98)00120-7.
- Biagi P.F., Ermini A., Cozzi E., Khatkevich Y.M., Gordeev E.I.* (2000). Hydrogeochemical precursors in Kamchatka (Russia) related to the strongest earthquakes in 1988–1997. *Nat. Hazards*. P. 263–276. DOI: 10.1023/A:1008178104003.
- Biagi P.F., Castellana L., Minafra A., Maggipinto G., Maggipinto T., Ermini A., Molchanov O., Khatkevich Y.M., Gordeev E.I.* (2006). Groundwater chemical anomalies connected with the Kamchatka earthquake ( $M = 7.1$ ) on March 1992. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci*. P. 853–859. DOI: 10.5194/nhess-6-853-2006.
- Chelidze T., Gvelesiani A., Varamashvili N., Devidze M. et al.* Electromagnetic initiation of slip: laboratory model // *Acta Geofizika Polonica*. 2004. V. 52. № 1. P. 49–62.
- Eccles D., Sammonds P., Clint O.* Laboratory studies of electrical potential during rock failure // *International Journal of Rock Mechanics*. 2005. V. 42. P. 933–949.
- Fitterman D.V.* Theory of electrokinetic-magnetic anomalies in a faulted half-space // *J. Geophys. Res.* 1979. V. 84. P. 6031–6040.
- Gavrilov V., Bogomolov L., Morozova Yu., Storcheus A.* Variations in geoacoustic emissions in a deep borehole and its correlation with seismicity // *Annals of Geophysics*. V. 51. № 5/6. October/December 2008. P. 737–753.
- King R.W.P., Smith G.S.* Antennas in matters: fundamentals, theory and applications. Cambridge. MA: MIT Press. 1981. 875 p.
- Nur A.* Dilatancy, pore fluids and premonitory variations of  $t_s/t_p$  travel times // *Bull. Seism. Soc. Amer.* 1972. V. 62. № 5.
- Rastogi R.P., Srivastava R.C.* Non-equilibrium thermodynamics of electro-kinetic phenomena // *Chemical Reviews*. 1993. V. 93. № 6. P. 1945–1987.
- Ryabinin G.V., Polyakov Yu.S., Gavrilov V.A., Timashev S.F.* Identification of earthquake precursors in the hydrogeochemical and geoacoustic data for the Kamchatka peninsula by flicker-noise spectroscopy // *Nat. Hazards Earth Syst. Sci*. 2011. V. 11. P. 541–548.
- Ryabinin G.V., Polyakov Yu.S., Gavrilov V.A., Timashev S.F.* Cross-Correlation Earthquake Precursors in the Hydrogeochemical and Geacoustic Signals for the Kamchatka peninsula // *Acta Geophysica*. Jun. 2012. V. 60. № 3. P. 874–893.
- Sammonds P.R., Meredith P.G., Main I.G.* Role of pore fluids in the generation of seismic precursors to shear fracture // *Nature*. 1992. V. 359. P. 228–230.