

ВЛИЯНИЕ ФИЛЬТРАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ НА ХАРАКТЕРИСТИКИ ГЕОАКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ

© 2016 г. В.А. Гаврилов¹, И.А. Пантелеев²

¹ *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия*

² *Институт механики сплошных сред УрО РАН, г. Пермь, Россия*

Представлены результаты нового этапа исследований физических причин и механизмов влияния внешнего слабого переменного электрического поля с амплитудой напряженности порядка единиц мВ/м на интенсивность геоакустической эмиссии, регистрируемой в скважинах глубиной более 200 м. Теоретические оценки на основе простой модели двойного электрического слоя показывают, что модулирующее воздействие слабых электромагнитных полей звукового диапазона на интенсивность геоакустической эмиссии связано с изменениями сил вязкого трения между подвижной частью жидкого флюида и поверхностью твердой фазы двойного электрического слоя. Изменение сил вязкого трения в таких случаях происходят с частотой внешнего электрического поля и амплитудой, пропорциональной амплитуде напряженности поля. В масштабе макрообъема геосреды каждое периодическое уменьшение сил вязкого трения способствует увеличению числа актов движения твердой фазы относительно жидкого флюида под воздействием действующих механических напряжений.

Для реальной геосреды связь изменения интенсивности геоакустической эмиссии с изменением амплитуды напряженности воздействующего электромагнитного излучения при малой напряженности электрического поля имеет статистический характер и обуславливается тем, что регистрируемое геоакустическое излучение является суперпозицией излучений от значительного числа отдельных точечных источников геоакустической эмиссии, действующих одновременно в разных точках контролируемой геофоном “шумовой” зоны, радиус которой не менее первых сотен метров.

По результатам натурного эксперимента с откачкой воды из скважины делается вывод, что при изменениях градиента порового давления в геосреде изменение амплитуд откликов геоакустической эмиссии на внешнее электромагнитное излучение связано прежде всего с возникновением фильтрационных потоков в контролируемой геофоном “шумовой” зоне. При этом для пород с достаточно высокой проницаемостью и флюидонасыщенностью изменение амплитуд откликов геоакустической эмиссии могут быть обусловлено, в первую очередь, изменением суммарной площади контактирующей с жидким флюидом поверхности пород. Для плотных пород с низкой флюидонасыщенностью причины изменения амплитуд откликов геоакустической эмиссии при возникновении фильтрационных потоков связываются прежде всего с электрокинетическими процессами.

Полученные при проведении натурного эксперимента результаты качественно согласуются с данными многолетних комплексных скважинных измерений во временных окрестностях сильных землетрясений, для которых характерны значительное возрастание скорости деформирования геосреды и связанные с этим процессы перераспределения порового давления и интенсификации фильтрационных течений.

Ключевые слова: геоакустическая эмиссия, фильтрационные процессы, электромагнитное излучение, флюидонасыщенность, скважина, землетрясение.

Введение

На начальном этапе исследования физических причин и механизмов, обуславливающих изменение интенсивности геоакустической эмиссии в реальной геосреде, основное внимание уделялось анализу тех из них, которые могут быть связаны с суточными вариациями геоакустической эмиссии, стабильно регистрируемыми при скважинных

измерениях. В ходе исследований было установлено, что для сейсмически спокойных периодов характерна высокая коррелированность вариаций среднеквадратических значений (СКЗ) геоакустической эмиссии и амплитуды напряженности внешнего переменного электрического поля звукового диапазона частот, воздействующего на геосреду в районе скважины [Гаврилов Морозова, Сторчеус, 2006; Гаврилов, 2007; Гаврилов, Богомолов, Закупин, 2011]. В частности, если амплитуда напряженности внешнего электрического поля техногенного или природного происхождения имеет четко выраженные суточные вариации, то СКЗ геоакустической эмиссии будут меняться также с периодом 24 ч. Этот эффект, названный эффектом модулирующего электромагнитного воздействия на интенсивность геоакустической эмиссии, впервые был выявлен на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне при измерениях в Сква. Г-1 [Гаврилов Морозова, Сторчеус, 2006].

В ходе долговременных непрерывных измерений было установлено также, что во временных окрестностях относительно сильных землетрясений при практически неизменной амплитуде вариаций воздействующего электромагнитного излучения (ЭМИ) амплитуда вариаций геоакустической эмиссии может меняться весьма быстро и значительно. Эти изменения рассматриваются как отклики геоакустической эмиссии (далее для краткости – отклики ГАЭ) на изменения амплитуды напряженности внешнего ЭМИ [Гаврилов, Морозова, Сторчеус, 2006; Гаврилов, Пантелеев, Рябинин, 2014; Gavrilov et al., 2008, 2013]. Такой эффект стабильно наблюдается для землетрясений, которые характеризуются величиной $S \geq 2-3\%$, рассчитанной по формуле $S = L/R_h \cdot 100\%$, где $L = 10^{0.44M-1.29}$ – длина очага землетрясения при эллиптической аппроксимации его формы, км [Ризниченко, 1976]; M – магнитуда события, вычисленная по сейсмическому моменту; R_h – гипоцентральное расстояние до пункта измерений, км.

Проявление двух вышеназванных эффектов демонстрируют результаты геоакустических и электромагнитных измерений, выполненных одновременно в октябре–ноябре 2009 г. на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне в Сква. Г-1 (рис. 1). Геоакустические измерения (рис. 1, а) проводились на глубине 1012 м с использованием трехкомпонентного геофона с пьезоэлектрическими датчиками типа А1612 [Власов и др., 2007; Gavrilov et al., 2013], сигнал на выходе которых пропорционален ускорению. При электромагнитных измерениях (рис. 1, б) использовалась подземная электрическая антенна, основным элементом которой является обсадная колонна скважины [Гаврилов, 2013]. В обоих случаях приведены СКЗ значения регистрируемых сигналов, выделенных с пятиминутным интервалом осреднения в полосе частот 160 ± 20 Гц.

Рассматривались временные окрестности четырех землетрясений с $S \geq 6\%$, основные параметры которых – локальная магнитуда M_l ; эпицентральное расстояние R_e ; глубина гипоцентра H – имеют следующие значения:

- I – $S=8\%$, $M_l=5.1$, $R_e=104$ км, $H=20$ км;
- II – $S=7\%$, $M_l=4.7$, $R_e=78$ км, $H=28$ км;
- III – $S=6\%$, $M_l=5.1$, $R_e=152$ км, $H=36$ км;
- IV – $S=11\%$, $M_l=5.4$, $R_e=104$ км, $H=42$ км.

На рис. 1, б, 9 моменты землетрясений I–IV отмечены стрелками.

Эффект модулирующего воздействия ЭМИ на интенсивность геоакустической эмиссии проявляется в корреляции суточных вариаций рядов электромагнитных и геоакустических измерений. Можно также видеть (см. рис. 1, б), что во временных окрестностях землетрясений при практически неизменной амплитуде суточных вариаций внешнего ЭМИ амплитуда суточных вариаций ГАЭ быстро и значительно меняется (см. рис. 1, а).

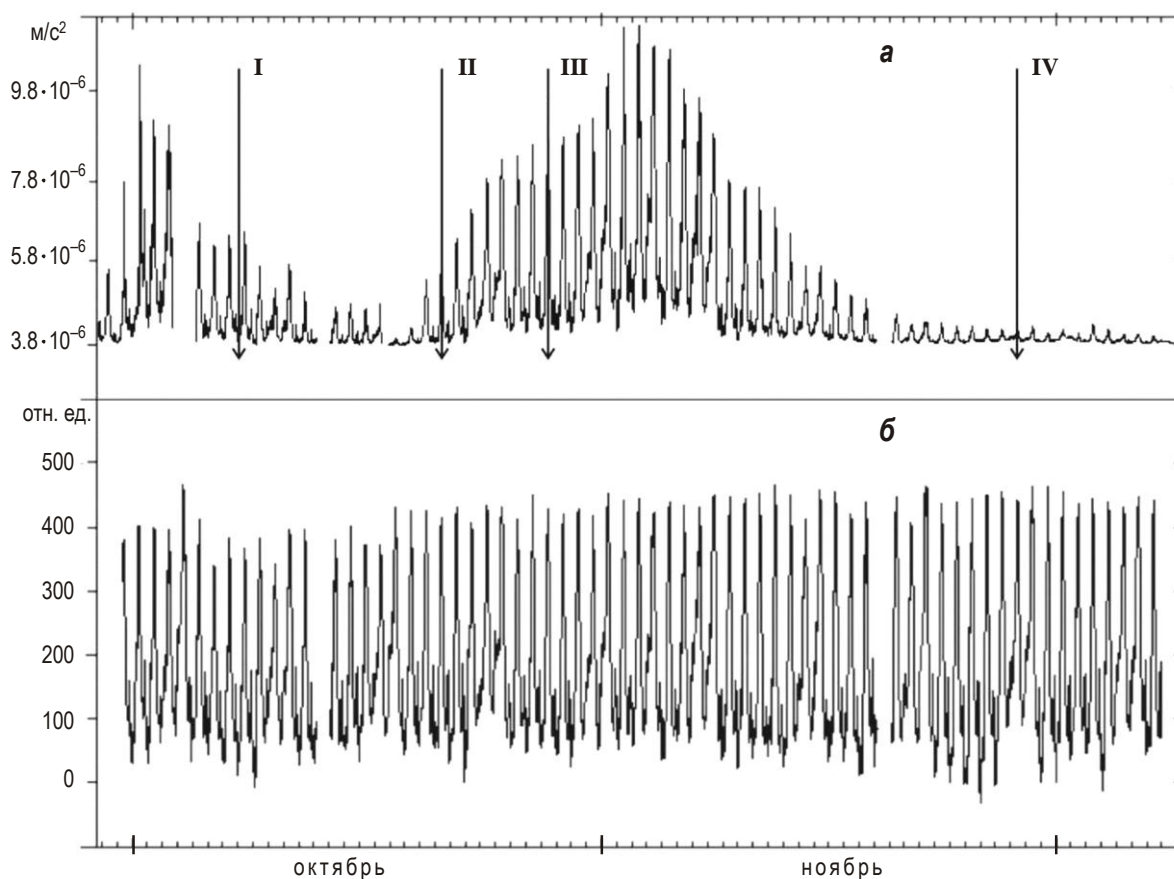


Рис. 1. Характерный пример изменения амплитуд откликов ГАЭ на внешнее электромагнитное излучение во временных окрестностях землетрясений. Петропавловск-Камчатский полигон, Скв. Г-1, октябрь–ноябрь 2009 г.

a – ряд СКЗ горизонтальной *Y*-компоненты геоакустической эмиссии в частотной полосе 160 ± 20 Гц; *б* – изменение СКЗ амплитуды напряженности внешнего электрического поля в той же частотной полосе. Описание см. в тексте

Электромагнитное излучение в диапазоне первых сотен герц в районе Скв. Г-1 имеет в основном техногенное происхождение, что связано с расположением скважины в черте г. Петропавловска-Камчатского на небольшом удалении от различных источников и потребителей промышленной электроэнергии. По данным многолетних измерений, в темное время суток в районе Скв. Г-1 в спектре ЭМИ наблюдается стабильное повышение (примерно на 5 дБ) амплитуды компоненты 150 Гц. Это выражается также в виде четких суточных вариаций СКЗ амплитуды напряженности электрического поля при фильтрации исходных сигналов полосовым фильтром с центральной частотой около 150 Гц (см. рис. 1, б). Значение напряженности электрического поля на глубине ~ 1000 м в зоне скважины составляет в полосе частот 160 ± 20 Гц примерно 1.0 мВ/м.

Результаты, полученные на Петропавловск-Камчатском и Бишкекском геодинимических полигонах, показали, что при размещении геофонов в скважинах отклики ГАЭ горных пород в условиях естественного залегания могут надежно регистрироваться уже при уровне напряженности воздействующего электрического поля порядка 0.5 мВ/м [Гаврилов, Богомолов, Закупин, 2011]. При этом следует отметить, что для реальной геосреды связь изменения интенсивности геоакустической эмиссии с изменением амплитуды напряженности воздействующего электрического поля при малых

значениях напряженности имеет статистический характер и может быть заметна лишь на продолжительных временных интервалах, сопоставимых по длительности с периодами изменений напряженности поля [Gavrilov, 2014]. Физический механизм, объясняющий эффект модулирующего влияния внешнего электромагнитного поля звукового диапазона частот на интенсивность геоакустической эмиссии, предложен в [Gavrilov, 2014].

Факторы, способные оказывать влияние на интенсивность геоакустической эмиссии во временных окрестностях землетрясений

Согласно результатам многолетних измерений, значимые изменения амплитуд откликов ГАЭ характерны, прежде всего, для временных окрестностей относительно сильных землетрясений. Так, на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне в январе 2001 г. – июле 2003 г. стабильно наблюдалось уменьшение амплитуд откликов ГАЭ за сутки-недели перед всеми землетрясениями с $M_{LH} \geq 5.0$ в зоне с $R \leq 300$ км от пункта наблюдений и перед всеми землетрясениями с $M_{LH} \geq 5.5$ в зоне с $R \leq 550$ км [Гаврилов, Морозова, Сторчеус, 2006]. В указанный период произошло 36 событий с такими магнитудами, включая афтершоки роев землетрясений. Результаты более позднего этапа измерений (октябрь 2009 г. – декабрь 2014 г.) показали, что рассматриваемые изменения амплитуд откликов ГАЭ могут иметь более сложный характер. В частности, отмечено, что во временных окрестностях землетрясений с $S \geq 14\%$, как правило, происходит не уменьшение амплитуд отклика ГАЭ, а их рост. Подобная картина наблюдалась, к примеру, во временной окрестности мегаземлетрясения Тохоку ($S=23\%$), произошедшего в марте 2011 г. в Японии [Gavrilov et al., 2013; Гаврилов, Пантелеев, Рябинин, 2014].

Ощутимого продвижения в понимании физических причин, обуславливающих изменения интенсивности геоакустической эмиссии, удалось достичь в последние годы благодаря привлечению к интерпретации результатов геоакустических измерений данных гидрогеохимического и гидрогеодинамического скважинного мониторинга. Детальный анализ соответствующих причинно-следственных связей представлен в [Gavrilov et al., 2013; Гаврилов, Пантелеев, Рябинин, 2014], где показано также, что при значительном возрастании скорости деформирования геосреды, имеющей место во временных окрестностях сильных землетрясений, интенсивность геоакустических процессов определяется не только воздействием внешнего электрического поля, но и влиянием фильтрационных потоков жидкости, связанных с перераспределением порового давления.

В линейном приближении система уравнений динамики поровой жидкости для таких процессов имеет вид [Николаевский, 1984]:

$$\begin{aligned} \text{grad}P + \frac{\mu_L m_0}{k} (\mathbf{V} - \mathbf{U}) &= 0, \\ \frac{1}{m_0} \frac{\partial m}{\partial t} + \beta \frac{\partial P}{\partial t} + \text{div} \mathbf{V} &= 0, \end{aligned} \quad (1)$$

где \mathbf{V} , \mathbf{U} – скорости движения жидкости и твердой фазы соответственно, м/с; P – избыточное (надгидростатическое) поровое давление, Па; m и m_0 – пористость и начальная пористость соответственно; β – изотермическая сжимаемость поровой жидкости, Па⁻¹; μ_L – динамическая вязкость поровой жидкости, Па·с; k – проницаемость, м².

Обобщение результатов исследований источников геоакустической эмиссии горных пород, находящихся в условиях естественного залегания, позволяет сделать вывод, что в общем случае геоакустическая эмиссия связана, в первую очередь, с шумами

процессов переупаковки, фрагментации, компакци и растрескивания, возникающими в гранулированной (зернистой) неоднородной флюидонасыщенной геосреде под воздействием различных механических напряжений. Согласно результатам последних лет, к этому необходимо добавить шумы, возникающие при движении фильтрационных потоков жидкости в порово-трещинном пространстве. Результаты ранее проведенных исследований показывают, что ключевое место в таких процессах занимает взаимодействие твердой и жидкой фаз горных пород с учетом наличия на границе их раздела двойного электрического слоя (ДЭС) [Gavrilov et al., 2013; Гаврилов, Пантелеев, Рябинин 2014; Gavrilov, 2014]. Плотность зарядов ДЭС порово-трещинного пространства существенно влияет на характер его эволюции. Например, с увеличением плотности зарядов в ДЭС происходит увеличение коэффициента трения на границах несплошностей¹, что приводит к торможению процессов переупаковки, фрагментации, растрескивания и вызывает уменьшение уровня геоакустической эмиссии. Аналогичные изменения вызывает уменьшение интенсивности развития трещин из-за роста вязкости разрушения, увеличивающего накопленную поверхностную энергию каждой трещины. Подобные процессы также связаны с ростом плотности зарядов ДЭС.

Современные представления о строении ДЭС базируются на модели Гуи–Чемпена–Штерна [Салем, 2003], приведенной в упрощенном виде на рис. 2.

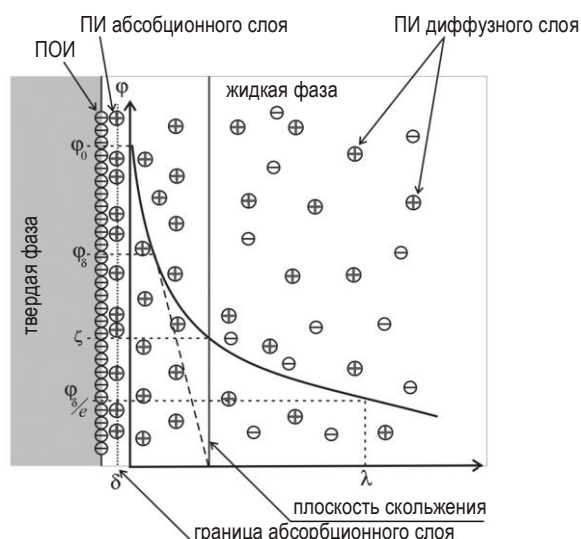


Рис. 2. Строение двойного электрического слоя (ДЭС) и зависимость потенциала от расстояния согласно модели Гуи–Чемпена–Штерна. Пояснения см. в тексте

ДЭС включает два слоя, первый из которых состоит из потенциалоопределяющих ионов (слой ПОИ), относительно прочно связанных с поверхностью твердой фазы. На рис. 2 эти ионы на границе раздела фаз обозначены кружками со знаком минус. Слой ПОИ образует внутреннюю часть ДЭС. Внешнюю часть ДЭС образует слой ПИ, эквивалентный первому по величине заряда и состоящий из ионов противоположного знака, расположенных в жидкой фазе (на рис. 2 – кружки со знаком плюс). Как правило, в горных породах твердая фаза несет отрицательный заряд, а жидкая – положительный. Можно считать, что потенциалоопределяющие ионы расположены в одной плоскости с поверхностью твердой фазы. Противоионы в отличие от локализованных на поверхности потенциалообразующих ионов расположены в жидкой фазе объемно.

¹ Косвенное экспериментальное подтверждение этому можно найти в [Chelidze et al., 2004].

Одна часть противоионов за счет химической адсорбции и электростатических сил непосредственно примыкает к межфазной поверхности, образуя плотный адсорбционный слой, ионы которого жестко связаны с границей раздела фаз. Толщина адсорбционного слоя δ примерно равна диаметру составляющих его гидратированных ионов ($\approx 0.3\text{--}0.4$ нм). Другая часть находится в диффузном слое, содержащем ионы обоих знаков (с преобладанием противоионов) и удерживается у поверхности только за счет электростатических сил. Плоскость, разделяющая адсорбционный и диффузионный слои, носит название плоскости Штерна.

Диффузный слой состоит из неподвижной и подвижной частей, разделенных плоскостью скольжения, за пределами которой в нем становится возможным движение ионов. Согласно современным представлениям, неподвижная часть ДЭС в общем случае включает в себя слой неподвижной воды толщиной в один или несколько молекулярных слоев, непосредственно прилегающий к границе раздела фаз. При относительном движении фаз этот слой перемещается вместе с твердой фазой.

На рис. 2 представлен также график изменения с расстоянием потенциала φ , определяемого относительно потенциала свободной жидкости. В адсорбционном слое электрический потенциал спадает линейно (как в плоском конденсаторе), тогда как в диффузионном слое он убывает экспоненциально с расстоянием ввиду уменьшения концентрации противоионов при удалении от границы раздела, вызванного их тепловым движением:

$$\varphi_x = \varphi_\delta \exp(-\chi x),$$

где x – расстояние от плоскости Штерна до точки внутри жидкой фазы; φ_δ – потенциал

плоскости Штерна; $\chi = zF \sqrt{\frac{2C_0}{\varepsilon_0 \varepsilon RT}}$ – параметр Дебая (z – валентность ионов;

$F=9.65 \cdot 10^4$ Кл/моль – постоянная Фарадея; $\varepsilon_0 = 8.85 \cdot 10^{-12}$ Ф/м – электрическая постоянная; $\varepsilon=81$ – диэлектрическая проницаемость свободной воды; $R=8.31$ Дж/моль·К – универсальная газовая постоянная; T – абсолютная температура флюида, К; C_0 – равновесная концентрация ионов в свободном растворе, моль/м³.

Величину $1/\chi=\lambda$, представляющую собой расстояние, на котором потенциал снижается в e раз от значения φ_δ , принято называть эффективной толщиной диффузного слоя. Поскольку вода в Сква. Г-1 имеет преимущественно натриево-хлоридный ионный состав [Хаткевич, Рябинин, 2006], при расчетах флюид можно считать бинарным электролитом; в этом случае

$$\lambda = \frac{1}{F} \sqrt{\frac{\varepsilon_0 \varepsilon RT}{2C_0}}. \quad (2)$$

Поскольку средняя степень минерализации воды в Сква. Г-1 составляет 12.3 г/л при температуре воды на глубине установки геофона $T=20$ °С, при расчетах по формуле (2) с учетом толщины адсорбционного слоя (≈ 0.3 нм) получаем общую толщину ДЭС, равную ~ 1 нм.

Основным параметром ДЭС, непосредственно связанным с электрокинетическими процессами, является потенциал ζ (дзета-потенциал), определяемый как потенциал плоскости скольжения (см. рис. 2); его величину можно найти из выражения

$$\zeta \approx \varphi_d \exp\left(-\frac{\chi_\zeta}{\chi_d}\right),$$

где φ_d – потенциал плоскости Штерна; χ_ζ – расстояние до плоскости скольжения, определяемое экспериментально и зависящее от степени минерализации флюида (со-

гласно [Revil, Glover, 1997], для расчетов принято $\chi_z = 2.4 \cdot 10^{-10}$ м); χ_d – Дебаевская длина, расстояние, на которое распространяется действие электрического поля отдельного заряда.

Возможный физический механизм модулирующего влияния внешнего переменного электрического поля на интенсивность геоакустической эмиссии

Рассмотрим на качественном уровне возможный физический механизм, объясняющий модулирующее влияние внешнего переменного электрического поля на интенсивность геоакустических процессов. При этом будем пренебрегать движением поровой жидкости, связанным с перераспределением порового давления в геосреде, и примем во внимание два обстоятельства.

Во-первых, учтем, что согласно современным представлениям, геоакустическая эмиссия связана, в первую очередь, с шумами процессов переупаковки, происходящих в гранулированной геосреде под воздействием механических напряжений.

Во-вторых, отметим, что в районе Сква. Г-1 на глубинах ~ 1000 м, где проводятся основные геоакустические измерения, залегают породы, относящиеся в основном к плотным высокоомным породам, для которых при малой влажности (до 4 %) характерна очень высокая чувствительность удельного сопротивления к изменениям флюидонасыщенности (влажности). Как показано в [Пархоменко, Бондаренко, 1960; Пархоменко, 1965], для таких пород в большинстве случаев изменение флюидонасыщенности в пределах десятых долей процента приводит к изменениям удельного сопротивления на порядок и более. Результаты электромагнитных измерений, выполненных в зоне Сква. Г-1 с использованием подземной электрической антенны, подтверждают эти оценки [Гаврилов, 2013].

Учитывая характер пород в районе исследуемой скважины и предполагаемый генезис геоакустической эмиссии, упрощенную модель геосреды можно представить как систему слабопроницаемых блоков и гранул, разделенных более проницаемыми каналами. Оценим условия, при которых возможны локальные переупаковки гранул под воздействием действующих в геосреде механических напряжений, помня, что следствием переупаковки будет инициирование упругих волн в геосреде, т.е. рост уровня геоакустической эмиссии.

Пусть на i -ю гранулу породы действует механическая сила F_i , параллельная оси Y (рис. 3).

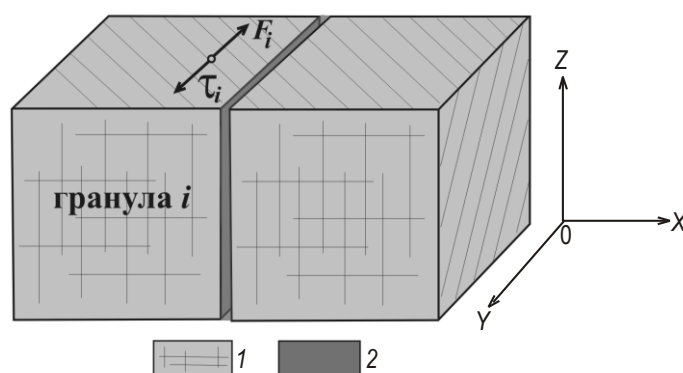


Рис. 3. Упрощенная модель геосреды, принятая для района исследуемой скважины
1 – твердая фаза; 2 – жидкий флюид

Поскольку в тонких капиллярах жидкость ведет себя как вязкопластическое тело, обладающее сопротивлением сдвигу [Мироненко, 2005], то движение гранулы под воздействием силы F_i возможно при условии, что

$$\tau_i - F_i < 0, \quad \text{ГСЗ: от глубинной сейсмозведки к сейсмологии контролируемых источников . . . (3)}$$

где τ_i – сила вязкого трения для ДЭС i -й гранулы.

Из-за наличия диффузного слоя ДЭС и ряда других факторов поровая жидкость в горных породах не является электрически нейтральной, и в гидродинамическом отношении внешнюю часть ДЭС можно считать слоем заряженной жидкости с объемной плотностью заряда ρ . В этой связи при наличии в геосреде электрического поля на каждый произвольный элемент поровой жидкости объемом dV будет действовать сила $E\rho dV$, где E – напряженность действующего электрического поля; ρ – объемная плотность заряда для рассматриваемого элемента объема. При стационарном режиме объемная сила $E\rho dV$ будет компенсироваться силами вязкого трения, действующими на поверхности, ограничивающей этот элемент объема.

Для установления зависимости силы вязкого трения от величины заряда в диффузном слое ДЭС воспользуемся подходом, изложенным в [Новый..., 2004]. Рассмотрим для простоты одномерную задачу, когда капилляр представляется плоской широкой (по сравнению с толщиной ДЭС) порой бесконечно малой толщины dx и с единичными площадями больших граней. При этом будем считать, что система координат связана с поверхностью твердой фазы i -й гранулы. Также примем, что электрическое поле, действующее на рассматриваемый объем поровой жидкости, направлено параллельно оси X . Для этого случая $dV=dx$, а условие компенсации силы $E\rho dV$ силами вязкого трения сведется к равенству $d\tau = -E\rho dx = -Edq$, где $d\tau$ – разность сил трения на дальней (в соответствии с величиной x) и ближней гранях плоского слоя; q – заряд рассматриваемого элемента объема.

После интегрирования приходим к выражению

$$\tau(x) = -Eq(x).$$

где $\tau(x)$ – сила вязкого трения для некоторой плоскости, параллельной поверхности твердой фазы и отстоящей от нее на расстоянии x ; $q(x)$ – заряд части диффузного слоя ДЭС, расположенной вне этой плоскости.

Пусть внешнее переменное электрическое поле $E_{\text{вн}}$, действующее на рассматриваемый элемент объема геосреды, выражается синусоидальной функцией с нулевой начальной фазой – $E_{\text{вн}}(t) = E_m \sin \omega t$, где E_m – амплитуда напряженности поля; $\omega = 2\pi f$ – круговая частота сигнала. Будем считать, что поле действует в направлении, нормальном к поверхности раздела фаз. С учетом наличия электростатического поля ДЭС для результирующей напряженности электрического поля, действующего на элемент объема поровой жидкости, можно записать

$$E = E_0 + E_m \sin \omega t,$$

где $E_0 = -\chi \varphi_0 \exp(-\chi x)$ – напряженность электростатического поля ДЭС для рассматриваемого элемента объема жидкости; φ_0 – потенциал поверхности; x – расстояние по нормали от поверхности твердой фазы.

Под воздействием внешнего переменного электрического поля величина заряда внешней части ДЭС будет меняться во времени. Для оценки изменения заряда $q(t)$ воспользуемся моделью ДЭС в виде плоского микроконденсатора [Дамаскин, Петрий, 1987; Антропов, 1984], одна из обкладок которого образована слоем потенциалобразующих ионов на поверхности твердой фазы, а другая – слоем противоионов, распо-

женных в жидкости. Порово-трещинное пространство представим в виде трубок тока с площадью сечения S , каждая из которых на границе раздела фаз содержит ДЭС. Для такой модели переменная составляющая тока, протекающего через ДЭС, в любой точке цепи имеет одно и то же значение. Ток смещения $I_{см}$, протекающий через конденсатор, в этом случае будет по величине равен току проводимости $I_{см} = I_E$, и можно записать

$$dq/dt = S\sigma E_{вн},$$

где σ – удельная электропроводность жидкого флюида порово-трещинного пространства; q – заряд на обкладках микроконденсатора. После интегрирования получаем

$$q(t) = q_0(x) - \frac{\sigma S E_m \sin(\omega t - \pi/2)}{\omega}, \quad (4)$$

где $q_0(x)$ – заряд внешней части ДЭС, не связанный с внешним переменным электрическим полем.

Выражение (4) показывает, что при внешнем гармоническом электромагнитном воздействии заряд внешней части ДЭС во времени будет меняться в пределах $\pm \frac{S\sigma E_m}{\omega}$

с частотой электромагнитного воздействия ω и отставанием по фазе на $\pi/2$. В таком случае изменение во времени силы трения $\tau(t)$ между подвижной частью жидкого флюида и поверхностью твердой фазы ДЭС также будет связано с параметрами внешнего электрического поля и величиной удельной электропроводности флюида. Для определения заряда $q_0(x)$ необходимо проинтегрировать величину ρdx . Учитывая условия задачи, воспользуемся одномерным уравнением Пуассона $\frac{d^2\phi}{dx^2} = -\frac{\rho}{\epsilon\epsilon_0}$ и получим

$$\rho = -\epsilon\epsilon_0 \frac{d^2\phi}{dx^2}, \quad q_0(x) = \epsilon\epsilon_0 \frac{d\phi}{dx}.$$

Для плоскости скольжения, расположенной на расстоянии s от поверхности твердой фазы, изменение силы трения τ_s при внешнем гармоническом электромагнитном воздействии определяется выражением

$$\tau_s(t) = (E_{s0} + E_m \sin \omega t) \left(q_{s0} - \frac{\sigma S E_m \cos \omega t}{\omega} \right),$$

где E_{s0} – напряженность электростатического поля ДЭС на расстоянии s от поверхности твердой фазы; S – площадь сечения трубки тока на границе раздела фаз; q_{s0} – не связанный с внешним переменным электрическим полем заряд за пределами выбранной плоскости. После элементарных преобразований и учета порядка величин получим

$$\tau_s(t) \approx q E_{s0} + q_{s0} E_m \sin \omega t + E_m \frac{\sigma S E_{s0} \sin(\omega t + \pi/2)}{\omega} = q_{s0} E_{s0} + E_m A \sin(\omega t - \psi), \quad (5)$$

где $A = \sqrt{q_{s0}^2 + \left(\frac{\sigma S E_{s0}}{\omega} \right)^2}$, а величина ψ определяется выражением $\operatorname{ctg} \psi = \frac{q_{s0} \omega}{E_{s0} \sigma S}$.

Из (5) следует, что при внешнем гармоническом электромагнитном воздействии сила вязкого трения между подвижной частью жидкой фазы и поверхностью твердого вещества в масштабе ДЭС будет меняться относительно среднего значения $q_{s0} E_{s0}$ с частотой электромагнитного воздействия и отставанием по фазе на величину ψ . Амплитуда изменения силы трения будет зависеть от удельной электропроводности жидкого флюида, амплитуды напряженности электрического поля и частоты внешнего ЭМИ.

Вернемся к условию (3), при котором возможно движение i -й гранулы под воздействием внешней силы F_i (см. рис. 3). Определим пороговое значение силы вязкого

трения $\tau_{\text{пор}}$ как величину силы, для которой $|\tau_{\text{пор}}| = |F_i|$. Согласно (5) при внешнем гармоническом электромагнитном воздействии будет иметь место периодическое уменьшение силы вязкого τ_i до величины τ_{imin} . В этом случае в диапазоне $\tau_{\text{imin}} < \tau_{\text{пор}}$ возможно движение i -й гранулы под действием силы F_i . Каждый подобный единичный акт движения гранулы можно считать проявлением акустической эмиссии, вызванной динамической локальной перестройкой структуры материала (рис. 4).

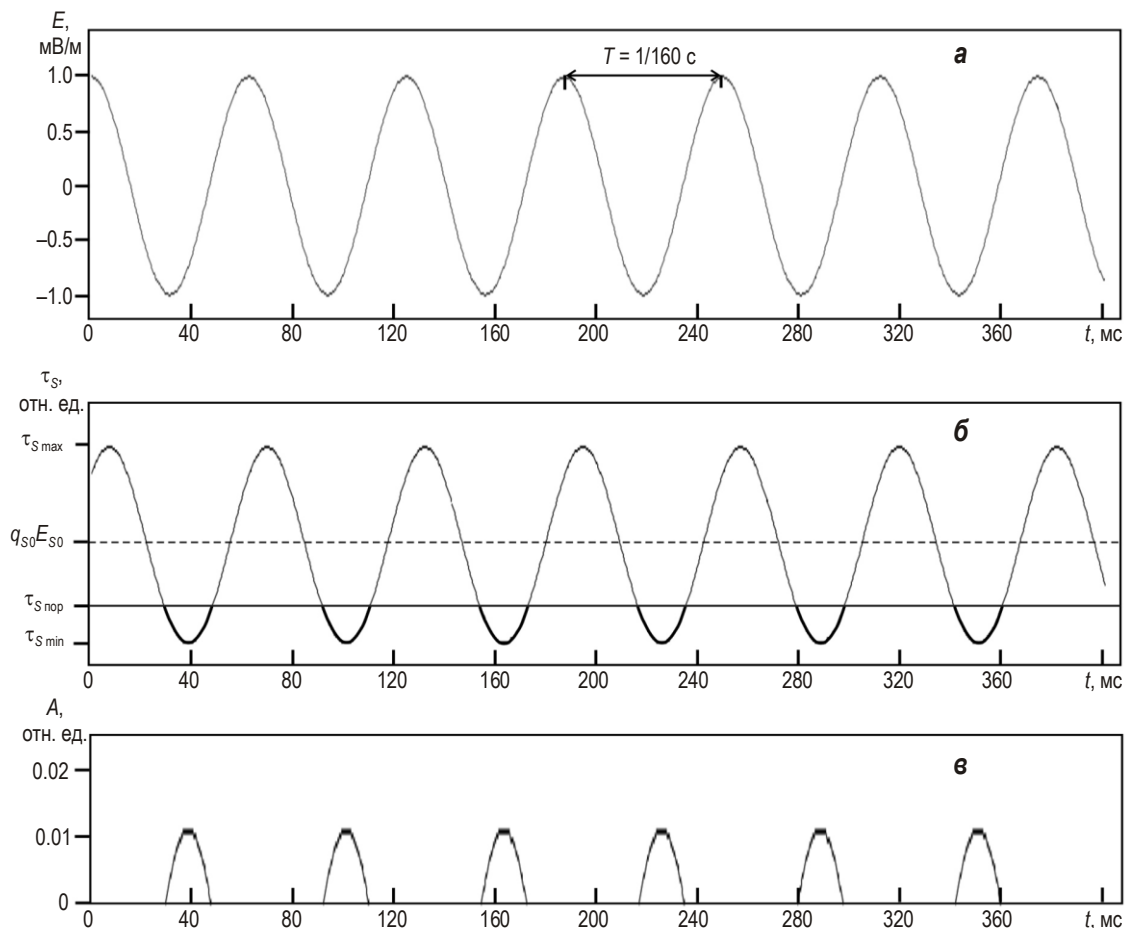


Рис. 4. Характер изменения на коротких временных интервалах напряженности внешнего гармонического электрического поля с частотой 160 Гц (а), силы вязкого трения (б) и возможных приращений среднего уровня геоакустической эмиссии (в). Описание см. в тексте

В масштабе макрообъема геосреды периодическое уменьшение силы вязкого трения τ_i будет способствовать увеличению числа актов движения гранул твердой фазы под воздействием действующих в геосреде механических напряжений, связанных с тектоническими напряжениями, литостатическим давлением, воздействием сейсмических волн, приливов и т.п.

Основные результаты, связанные с исследованием модулирующего влияния внешнего переменного электрического поля на интенсивность геоакустической эмиссии на Петропавловск–Камчатском геодинамическом полигоне, были получены для внешнего ЭМИ с диапазоном частот 150 ± 20 Гц и напряженностью электрического поля, амплитуда которого меняется с периодом 24 ч. В этой связи рассмотрим случай, когда амплитуда напряженности внешнего электрического гармонического поля $E_{\text{вн}}(t) = E_m \sin \omega t$ медленно изменяется во времени – $E_m = E_s \sin \Omega t$, $\Omega \ll \omega$.

На рис. 5 представлены результаты расчетов изменения силы вязкого трения τ_s при воздействии на ДЭС внешнего гармонического электрического поля, амплитуда напряженности которого E_m меняется по синусоидальному закону с периодом $T=24$ ч от 0.2 мВ/м до 1.0 мВ/м – $E_{вн}(t)=E_m \sin \omega t$, $E_m=E_s \sin \Omega t$, $\omega=2\pi \cdot 160$ Гц, $\Omega=7.27 \cdot 10^{-5}$ Гц. (В этом случае параметры внешнего электрического воздействия близки к параметрам ЭМИ в диапазоне 150 ± 20 Гц в зоне Скв. Г-1 для глубины ~ 1000 м).

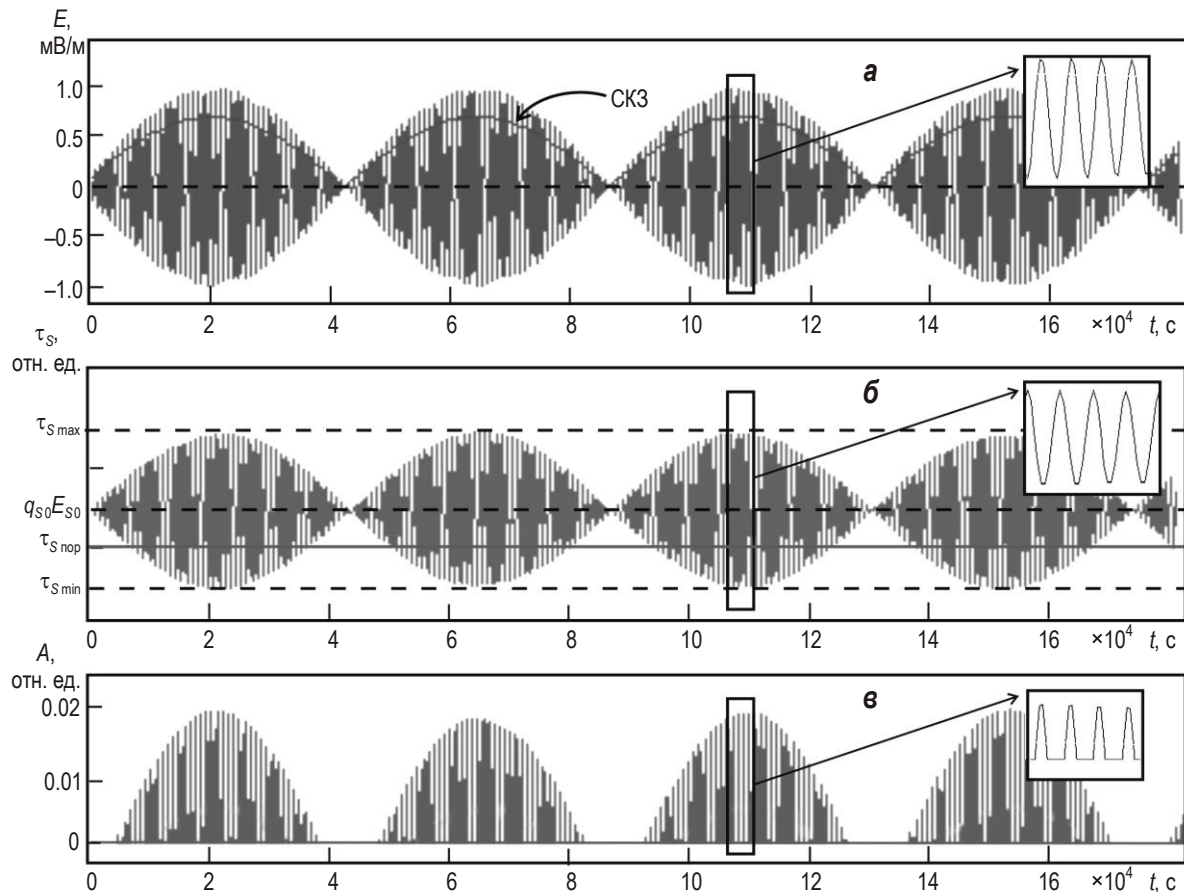


Рис. 5. Изменение напряженности внешнего гармонического электрического поля с медленно меняющейся амплитудой напряженности (а), силы вязкого трения τ_s (б) и возможных приращений среднего уровня геоакустической эмиссии (в) на продолжительных временных интервалах. Пояснения см. в тексте

Можно видеть (см. рис. 5), что при таком характере воздействия сила вязкого трения τ_s будет модулироваться по закону изменения напряженности внешнего электрического поля $E_m=E_s \sin \Omega t$. Для временных интервалов $\Delta t \leq 2\pi/\Omega$, на которых E_m может считаться постоянной, изменения τ_s для ДЭС будут соответствовать рассмотренному выше случаю воздействия гармонического электрического поля с постоянной амплитудой напряженности.

В масштабе макрообъема геосреды для подобных коротких интервалов характерно периодическое изменение величины силы вязкого трения с частотой ω (см. врезки на рис. 5, а, б). На интервалах $\Delta t \geq 2\pi/\Omega$ сказывается зависимость амплитуды напряженности внешнего электрического поля $E_{вн}(t)$ от текущих значений величины $E_m=E_s \sin \Omega t$, проявляющаяся в модуляции амплитуды силы вязкого трения с частотой Ω (см. рис. 5, б). Приращение уровня геоакустической эмиссии в масштабе макрообъема гео-

среды в соответствии с изменением величины силы вязкого трения на таких интервалах также будет промодулировано с частотой Ω (рис. 5, в).

Необходимо подчеркнуть, что для реальной геосреды изменение силы вязкого трения под воздействием слабого гармонического электрического поля с напряженностью порядка единиц мВ/м крайне мало (на порядки) по сравнению с воздействием электростатического поля ДЭС. Возможность регистрации откликов ГАЭ в этом случае обуславливается тем, что при измерениях в скважине регистрируемое геоакустическое излучение фактически является суперпозицией излучений от очень большого числа отдельных точечных источников геоакустической эмиссии, действующих одновременно в разных точках значительной по объему “шумовой” зоны.

Оценки размеров “шумовой” зоны, определяющей основной (порядка 90 %) уровень регистрируемой геоакустической эмиссии, показывает, что для частот 150–160 Гц эта зона может иметь форму сферы с радиусом не менее первых сотен метров. Так, в работе [Лутиков, 1992] радиус $R_{эф}$ “шумовой” зоны приблизительно оценивается по формуле $R_{эф} \approx Q\lambda$, где Q – добротность среды; λ – длина волны. В этом случае для геоакустической эмиссии на частотах около 160 Гц при величине добротности среды в районе скважины $Q \approx 100$ значение $R_{эф}$ составит приблизительно 1200–1300 м и практически совпадет с оценками, приводимыми в [Хаврошкин, 1999]. Вместе с тем, следует отметить, что радиус зоны, определяющей основной уровень регистрируемой геоакустической эмиссии, в реальных условиях может быть ощутимо меньше расчетного, в частности, за счет высокой плотности вызванных процессом бурения дефектов и повышенной проницаемости пород прискважинной зоны.

Тем не менее, в любом случае можно говорить о значительных размерах “шумовой” зоны и соответственно об очень большом числе одновременно возникающих геоакустических импульсов от отдельных точечных источников, связанных с процессами перераспределения поля механических напряжений и создающих “коллективный” эффект отклика ГАЭ на изменение внешнего ЭМИ. С позиций теории случайных процессов, регистрируемый геоакустический сигнал в этом случае представляет собой результат суммирования мгновенных значений по очень большому ансамблю выборочных функций, следствием чего является повышение отношения “сигнал/шум” до уровня, позволяющего наблюдать проявление эффектов модулирующего воздействия непрерывного слабого ЭМИ на интенсивность геоакустической эмиссии.

Необходимо подчеркнуть, что в любом случае для исследования эффектов, связанных с влиянием слабых внешних электрических полей на интенсивность геоакустической эмиссии, необходима высокая чувствительность геоакустических измерений. Как правило, это достигается проведением измерений в скважинах на глубинах не менее 200 м, на которых значительно снижается уровень шумов экзогенного происхождения, поступающих с поверхности. Так, при геоакустических измерениях в Скв. Г-1 на глубине ~1000 м влияние поверхностных шумов ослабляется более чем на два порядка [Гаврилов, Морозова, Сторчеус, 2006].

Физические причины и механизмы, обуславливающие изменение амплитуд откликов геоакустической эмиссии во временных окрестностях землетрясений

Рассмотрим возможные физические причины ощутимого изменения амплитуд откликов ГАЭ во временных окрестностях землетрясений. Из выражения (5) следует, что в общем случае величина силы вязкого трения между подвижной частью жидкой фазы и поверхностью твердого вещества в масштабе ДЭС зависит от значения удельной

электропроводности σ (минерализации) жидкого флюида порово-трещинного пространства.

Оценим влияние изменения минерализации флюида на амплитуду откликов ГАЭ. Проанализируем данные, приводимые на рис. 1, в сопоставлении с результатами измерения минерализации воды в Сква. Г-1 и Сква. ГК-1, расположенных на расстоянии 35 км одна от другой на Петропавловск-Камчатском полигоне (рис. 6).

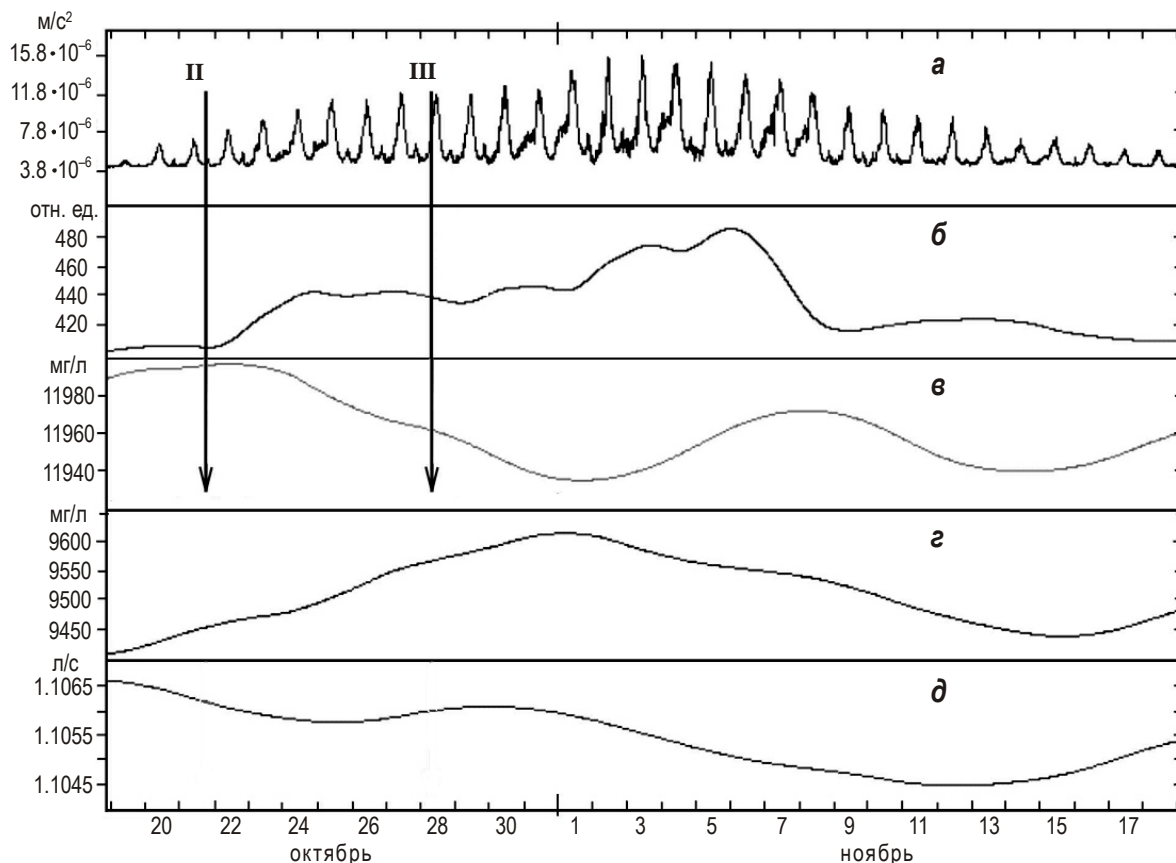


Рис. 6. Результаты комплексных измерений, выполненных на Петропавловск-Камчатском полигоне в октябре–ноябре 2009 г. в Сква. Г-1 (а–в) и Сква. ГК-1 (г–д).

а – запись Y-компоненты сигнала геоакустической эмиссии; б – трендовая составляющая ряда СКЗ геоакустической эмиссии; в – минерализация воды; г – дебит скважины; д – минерализация воды. Стрелками отмечены моменты землетрясений II, III

Дискретность режимных измерений в скважинах – трое суток. Обе скважины самоизливающиеся с существенно различным дебитом самоизлива: среднемноголетнее значение дебита для Сква. ГК-1 составляет около 0.1 л/с, Сква. Г-1 – порядка 0.00003 л/с; погрешность измерений дебита воды Сква. ГК-1 около 0.3 %.

Ионный состав воды обеих скважин натриево-хлоридный [Хаткевич, Рябинин, 2006]. В составе воды Сква. Г-1 преобладают хлор-ион (среднемноголетнее значение концентрации 6600 мг/л) и натрий-ион (4200 мг/л). Ионный состав воды Сква. ГК-1 преимущественно хлоридный (5500 мг/л), натриевый (2500 мг/л). Относительная случайная погрешность определения минерализации воды обеих скважин, представляющая собой сумму случайных погрешностей измерения концентрации катионов и анионов, не превышает 1.0 %.

Приводимые на рис. 6 результаты измерения минерализации воды получены при сглаживании в скользящем 14-суточном окне. С учетом трехсуточного интервала измерений относительная случайная погрешность измерений минерализации воды в этом случае составляет $\sim 0.5\%$, дебита – $\sim 0.15\%$. Типичные изменения минерализации воды в обеих скважинах во временных окрестностях сильных землетрясений составляют первые проценты (см. рис. 6, *z*, *d*). Можно предположить, что величины изменения минерализации воды в микротрещинах и капиллярах пород в зоне регистрации геоакустической эмиссии (в “шумовой” зоне) имеют такой же порядок.

Выражение (5) показывает, что изменение удельной электропроводности жидкого флюида на несколько процентов вызывает изменение амплитуды силы вязкого трения τ , того же порядка. Следовательно, если суммарная площадь контактирующей с жидким флюидом поверхности пород в “шумовой” зоне останется без изменений, то изменение амплитуды откликов ГАЭ будет также составлять первые проценты.

Таким образом, реальные изменения амплитуд откликов, достигающие 400 % (см. рис. 6, *a*), невозможно объяснить только изменением минерализации флюида. В связи с этим очевидно, что в качестве основного фактора, определяющего амплитуду отклика ГАЭ на изменение амплитуды напряженности внешнего переменного электрического поля, должна выступать суммарная площадь контактирующих с жидким флюидом поверхностей твердой фазы пород в “шумовой” зоне. Именно от этого параметра в первую очередь зависит число отдельных точечных источников геоакустической эмиссии, одновременно действующих в “шумовой” зоне и определяющих в конечном итоге амплитуду регистрируемых откликов ГАЭ. В свою очередь, изменение площади контактирующей с жидким флюидом поверхности твердой фазы пород может быть в значительной мере связано с возникновением фильтрационных потоков в порово-трещинном пространстве геосреды.

Связь амплитуды откликов ГАЭ с возникновением фильтрационных потоков в порово-трещинном пространстве “шумовой” зоны можно проиллюстрировать данными натурного эксперимента, проведенного на Скв. Г-1 в 2014 г. (рис. 7, 8).

В ходе эксперимента 04.06.2014 г. была проведена откачка из скважины примерно 50 л воды. Затем 09.06.2014 г. уровень воды в скважине был искусственно незначительно повышен. Геоакустические измерения проводились одновременно двумя геофонами, установленными на глубинах 270 и 1012 м. Для контроля уровня воздействующего ЭМИ использовались данные электромагнитных измерений с подземной электрической антенной [Гаврилов, 2013].

Приводимые на рис. 7 результаты показывают, что сразу после откачки воды СКЗ суточных вариаций геоакустической эмиссии на глубине 270 м (компонента *Z*, частотный канал 160 Гц) увеличились примерно на 200 % (рис. 7, *a*). Одновременно существенно выросла трендовая составляющая ряда геоакустической эмиссии, уровень которой оставался наиболее значительным в течение первых девяти суток после откачки. За первые сутки после откачки трендовая составляющая выросла примерно на 100 % по сравнению с уровнем за предшествующие ей 10 суток.

Для глубины 1012 м изменения в характере геоакустической эмиссии не были столь значительны: СКЗ суточных вариаций (компонента *Y*, частотный канал 160 Гц) выросли примерно на 30–40 %, максимальные изменения уровня трендовой составляющей не превысили 3 % (см. рис. 8). Рост амплитуд суточных вариаций геоакустической эмиссии в этом случае произошел с задержкой около двух суток.

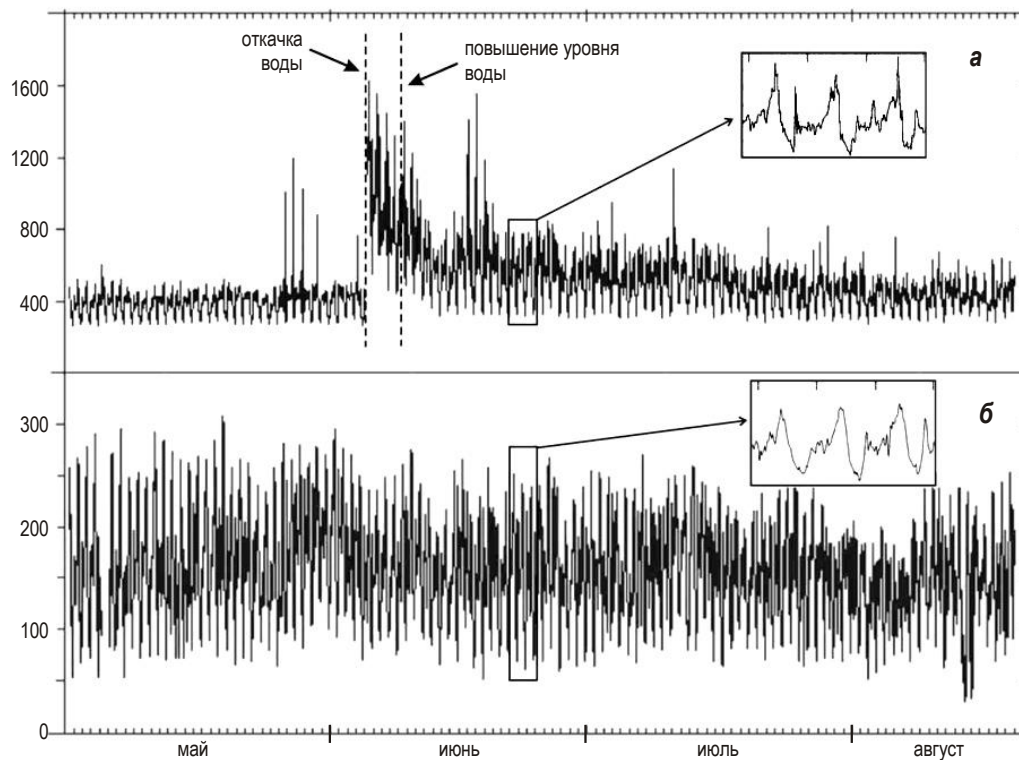


Рис. 7. Результаты натурного эксперимента 2014 г. в Скв. Г-1, глубина 270 м: *а* – изменение амплитуды суточных вариаций и тренда геоакустической эмиссии в диапазоне 160 ± 20 Гц; *б* – суточные вариации внешнего ЭМИ в том же диапазоне. Врезки иллюстрируют наличие суточных вариаций обоих рядов

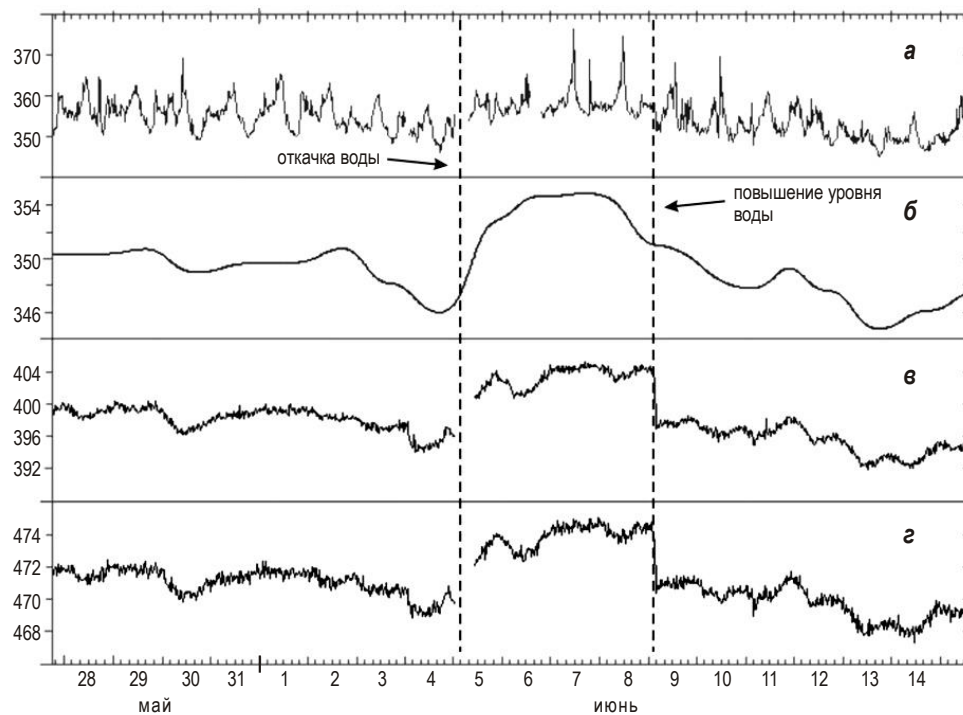


Рис. 8. Результаты геоакустических измерений, выполненных в Скв. Г-1 на глубине 1012 м, полученные в различных частотных полосах: *а* – исходный ряд (компонента Y , частота 160 Гц); *б* – трендовая составляющая ряда; *в* – исходный ряд (компонента Y , частота 560 Гц); *г* – исходный ряд (компонента Y , частота 1200 Гц). Пояснения см. в тексте

Остановимся на физической сути отмеченного. Вначале выясним физические причины изменения трендовых составляющих рядов геоакустической эмиссии (см. рис. 7, а; рис. 8, б, в, г). Очевидно, что при возникновении значимых фильтрационных потоков жидкости в порово-трещинном пространстве, общий уровень геоакустической эмиссии должен возрастать за счет увеличения шумов трения, связанных с движением жидкости в порово-трещинном пространстве. Поскольку относительные скорости движения жидкой и твердой фаз определяются величиной градиента надгидростатического порового давления (см. выражения (1)), то изменение уровня геоакустической эмиссии, обусловленное такими процессами, также будет связано с величиной $gradP$. Очевидно, что изменение уровня геоакустической эмиссии, связанное с относительно медленными фильтрационными процессами, должно иметь характер тренда.

Учитывая, что трендовые составляющие подобного происхождения не зависят от влияния внешнего ЭМИ, то для одной и той же пространственной компоненты геоакустической эмиссии их изменения должны проявляться коррелированно по разным частотным каналам. В этой связи рассмотрим результаты геоакустических измерений на глубине 1012 м для горизонтальной компоненты Y , полученные в различных частотных полосах (см. рис. 8). Поясним, что приведенные на рис. 8, а, б данные – это результаты геоакустических измерений горизонтальной компоненты Y по каналу с центральной частотой 160 Гц; на рис. 8, в – с центральной частотой 160 Гц, на рис. 8, г – 1200 Гц. Поскольку ряды на рис. 8, в, г не осложнены модулирующим воздействием внешнего ЭМИ, специальная обработка для выделения трендовых составляющих для них не проводилась.

Представленные на рис. 8 данные демонстрируют высокую коррелированность трендовых составляющих рядов разных частотных каналов для одной и той же компоненты геоакустического сигнала. При этом рост уровня трендовых составляющих рядов связан с моментом откачки воды из скважины, а резкое его уменьшение – с моментом искусственного повышения уровня воды. Таким образом, полученные в ходе эксперимента результаты позволяют проследить связь уровня трендовых составляющих рядов геоакустической эмиссии с шумами трения, обусловленными движением жидкости в контролируемом геофоном порово-трещинном пространстве. Согласно (1), вызванные такими процессами изменения уровня геоакустической эмиссии связаны с изменением величины градиента надгидростатического порового давления и в данном случае являются следствием искусственного изменения уровня воды в Скв. Г-1.

Рассмотрим возможные физические причины, обусловившие при откачке воды из скважины рост амплитуд суточных вариаций геоакустической эмиссии на глубинах 270 и 1012 м, являющихся откликами на воздействие внешнего ЭМИ (см. рис. 7, 8). Очевидно, что эти изменения, как и изменения трендовых составляющих рядов геоакустической эмиссии, связаны с фильтрационными процессами в порово-трещинном пространстве прискважинной зоны. Откачка воды из Скв. Г-1 повлекла за собой уменьшение порового давления в непосредственно примыкающей к скважине зоне и стала причиной последующего увеличения давления в минеральном скелете пород [Мироненко, 2005], вызвав изменение поля локальных механических напряжений в прискважинной зоне.

Возможность влияния изменения поля локальных механических напряжений на характер геоакустических процессов должна в значительной мере зависеть от физических свойств пород в “шумовых” зонах, контролируемых геофонами. В этой связи надо отметить, что в Скв. Г-1 физические свойства пород, залегающих на глубинах 270 и 1012 м, существенно различны. Так, согласно [Отчет..., 1988; Забарный, Бурганов, Гайдаров, 1990], значительная часть пород “шумовой” зоны, контролируемой геофоном, установленным на глубине 270 м, отличается более высокими трещиноватостью,

проницаемостью и флюидонасыщенностью по сравнению с породами, залегающими на глубине ~1000 м. Это подтверждается результатами многолетних геоакустических и электромагнитных измерений в скважине.

Можно предположить, что отмеченные различия физических свойств пород “шумовых” зон геофонов – основная причина существенных различий в результатах геоакустических измерений для глубин 270 и 1012 м, полученных в ходе эксперимента 2014 г. (см. рис. 7, 8). В частности, очень быстрый и значительный рост трендовой составляющей ряда геоакустической эмиссии для глубины 270 м (см. рис. 7, а), означающий резкое увеличение скорости фильтрации, согласуется с данными о сильной трещиноватости, проницаемости и достаточно высокой флюидонасыщенности пород “шумовой” зоны на этой глубине.

Наблюдаемая разница между величинами роста амплитуд откликов ГАЭ для глубин 270 и 1012 м (200 % и 30–40 % соответственно) также может объясняться значительным различием физических свойств пород “шумовых” зон геофонов. Учитывая это, можно предположить, что следствием процесса локального деформирования пород, связанного с уменьшением порового давления при откачке воды из скважины, явилось среди прочего увеличение суммарной площади контактирующей с жидким флюидом поверхности пород. В соответствии с выражением (5) этот фактор, в первую очередь, может быть причиной зарегистрированного в ходе эксперимента значительного роста амплитуд ГАЭ для глубин порядка 270 м в зоне Скв. Г-1.

Касаясь результатов геоакустических измерений для глубин ~1000 м (см. рис. 8), необходимо еще раз подчеркнуть существенное отличие трещиноватости, флюидонасыщенности и проницаемости пород, залегающих на этой глубине, от аналогичных свойств пород на глубине 270 м. Согласно [Отчет..., 1988; Забарный, Бурганов, Гайдаров, 1990], породы в зоне Скв. Г-1 на глубинах ~1000 м представлены в основном плотными переслаивающимися черными и темно-серыми аргиллитами с прожилками кварца. По результатам исследований кернового материала, удельное сопротивление пород ρ в зоне скважины для глубин 1002–1064 м 4240 Ом·м, пористость $K_{п}=0.19$ %. Дополнительные исследования, проведенные авторами, показали, что для этих пород характерно значительное число капилляров переменного сечения с радиусами, соизмеримыми с толщиной ДЭС. При таких характеристиках увеличение суммарной площади контактирующей с жидким флюидом поверхности пород уже не может быть основной причиной зарегистрированного в ходе эксперимента роста амплитуд откликов ГАЭ для рассматриваемых глубин. В этом случае наиболее вероятный физический механизм, способный объяснить полученные результаты, может быть связан с электрокинетическими процессами в “шумовой” зоне геофона.

Как показано в ряде многочисленных работ (см., например, [Фридрихсберг, Сидорова, 1961; Титов, 2003] и др.), для пород с подобными характеристиками протекание токов, связанных с электрокинетическими процессами, приводит к локальным изменениям чисел переноса ионов. Следствием таких процессов для капилляров, имеющих толщину, соизмеримую с толщиной ДЭС, будет возникновение участков, на которых заряд диффузной части ДЭС уменьшается, что в соответствии с выражением (5) приведет к уменьшению сил вязкого трения на границах раздела фаз. Уменьшение сил вязкого трения, в свою очередь, повлечет соответствующий рост амплитуд откликов ГАЭ на изменение амплитуды напряженности внешнего ЭМИ.

Сравним результаты натурального эксперимента с откачкой воды из Скв. Г-1 с данными непрерывных скважинных геоакустических измерений по разным частотным каналам. Обращает на себя внимание высокая коррелированность трендовых составляющих рядов разных частотных каналов (рис. 9, б, в, г).

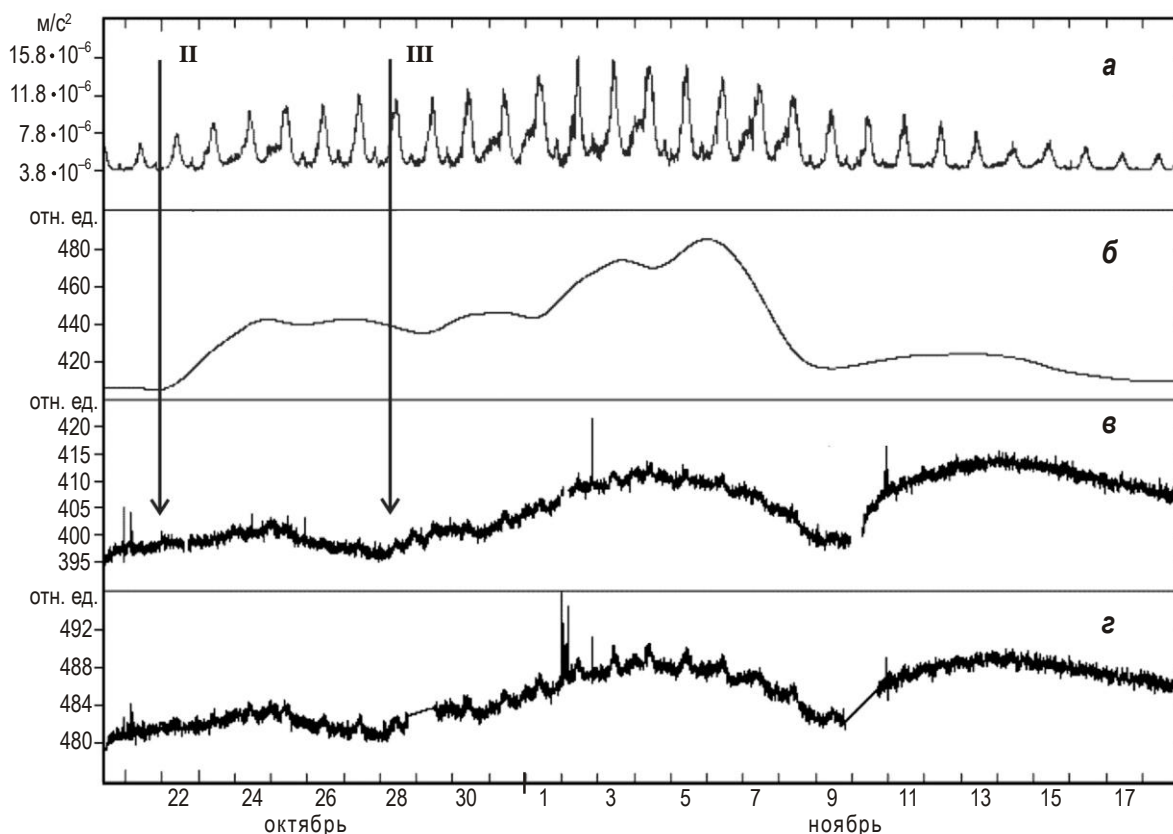


Рис. 9. Сравнение рядов трендовых составляющих геоакустической эмиссии (Y -компонента) для разных частотных каналов при измерениях в Сква. Г-1 на глубине 1012 м

a – исходный ряд СКЗ геоакустической эмиссии в частотной полосе 160 ± 20 Гц; $б-г$ – изменения трендовой составляющей ряда геоакустической эмиссии в разных частотных полосах: 160 ± 20 Гц ($б$), 560 ± 20 Гц ($в$), 1200 ± 20 Гц ($г$). Стрелками отмечены моменты землетрясений

Отмеченная коррелированность рядов позволяет сделать вывод, что в октябре–ноябре 2009 г. в порово-трещинном околоскважинном пространстве Сква. Г-1 происходили значимые по интенсивности фильтрационные процессы.

Результаты комплексных скважинных измерений (см. рис. 6) показывают, что на интервале наибольшего роста амплитуд откликов ГАЭ (17.10.–01.11.2009 г.) изменения минерализации воды в Сква. ГК-1 и Сква. Г-1 были разнонаправленными – рост минерализации воды в Сква. ГК-1 происходил на фоне уменьшения минерализации воды в Сква. Г-1. При этом дебит Сква. ГК-1 значительно уменьшался.

Как показано в [Гаврилов, Пантелеев, Рябинин, 2014], по результатам многолетних измерений подобное сочетание данных соответствует уменьшению в зонах обеих скважин уровня всесторонних сжимающих напряжений (шаровой части тензора напряжений), в то время как на интервалах роста сжимающих напряжений коэффициент корреляции между рядами минерализации воды Сква. Г-1 и Сква. ГК-1 достигает 0.9.

Такой характер результатов связывается с тем, что фактический дебит Сква. Г-1 к настоящему времени остался близким к дебиту Сква. ГК-1, но из-за нарушений целостности верхней части обсадной колонны основная разгрузка Сква. Г-1 происходит в рыхлые отложения ниже дневной поверхности. При этом в зоне повреждения обсадной колонны создавалась зона, в которой поступающая из скважины вода глубинного происхождения смешивается с более пресной водой, поступающей с дневной поверхности.

В результате, поскольку пробы воды Скв. Г-1 для определения минерализации берутся из верхнего слоя на устье скважины, то на интервалах уменьшения всесторонних сжимающих напряжений, когда доля пресной воды в верхнем слое в Скв. Г-1 возрастает, корреляция между рядами минерализации воды в двух рассматриваемых скважинах будет уменьшаться. Соответственно при значительном уровне всесторонних сжимающих напряжений в зонах скважин коэффициент корреляции между рядами минерализации воды в Скв. ГК-1 и минерализацией верхнего слоя воды в Скв. Г-1 может достигать высоких значений.

Следует также отметить, что выводу об уменьшении в октябре 2009 г. уровня всесторонних сжимающих напряжений в зонах Скв. ГК-1 и Скв. Г-1 соответствуют данные измерений дебита Скв. ГК-1 (см. рис. 6, в).

Таким образом, данные, приводимые на рис. 6, 9, позволяют утверждать, что аномальный рост амплитуд откликов ГАЭ, имевший место с 17.10.2009 по 01.11.2009 г., происходил на фоне уменьшения уровня всесторонних сжимающих напряжений в зонах Скв. Г-1 и Скв. ГК-1 и возникновения интенсивных фильтрационных потоков жидкости в порово-трещинном околоскважинном пространстве Скв. Г-1. В таком случае наиболее вероятную причину роста амплитуд откликов ГАЭ в зоне Скв. Г-1 (см. рис. 6, а) можно связать с увеличением суммарной площади поверхности пород, контактирующей с жидким флюидом.

Выводы

Результаты представленных в настоящей статье исследований позволяют сделать следующие основные выводы.

1. Теоретические оценки, выполненные на основе модели двойного электрического слоя, показывают, что модулирующее воздействие слабых электромагнитных полей звукового диапазона частот на интенсивность геоакустической эмиссии, регистрируемое при скважинных измерениях, связано с изменением сил вязкого трения между подвижной частью жидкого флюида и поверхностью твердой фазы двойного электрического слоя. Изменение сил вязкого трения происходят с частотой внешнего электрического поля с амплитудой, пропорциональной амплитуде его напряженности. В масштабе макрообъема геосреды периодическое уменьшение сил трения способствует увеличению числа актов движения твердой фазы относительно жидкого флюида под влиянием действующих механических напряжений.

2. Результаты натурального эксперимента, проведенного в 2014 г. на Петропавловск-Камчатском полигоне в Скв. Г-1, свидетельствуют, что при изменении градиента порового давления в геосреде изменение амплитуд откликов ГАЭ на внешнее электромагнитное излучение звукового диапазона частот связано, прежде всего, с возникновением фильтрационных потоков в “шумовой” зоне, контролируемой геофоном. Для пород с достаточно высокой проницаемостью и флюидонасыщенностью эти изменения могут быть связаны, в первую очередь, с изменением суммарной контактирующей с жидким флюидом площади поверхности пород.

3. Для плотных пород с низкой флюидонасыщенностью изменение амплитуд откликов ГАЭ на внешнее электромагнитное излучение при возникновении фильтрационных потоков в контролируемой геофоном “шумовой” зоне связывается, прежде всего, с электрокинетическими процессами.

4. Полученные при проведении натурального эксперимента результаты качественно согласуются с данными многолетних комплексных скважинных измерений во временных окрестностях сильных землетрясений, для которых характерны значительное

возрастание скорости деформирования геосреды и связанные с этим процессы перераспределения порового давления и интенсификации фильтрационных течений.

Благодарности

Авторы признательны А.В. Наумову и М.В. Родкину за содержательное обсуждение результатов работы и полезные советы.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 15-05-08790).

Литература

- Антропов Л.И.* Теоретическая электрохимия: М.: Высшая школа, 1984. 519 с.
- Власов Ю.А., Гаврилов В.А., Денисенко В.П., Федористов О.В.* Телеметрическая система сети комплексного геофизического мониторинга // Сейсмические приборы. 2007. Вып. 44, № 2. С.32–38.
- Гаврилов В.А.* Физические причины суточных вариаций уровня геоакустической эмиссии // Докл. РАН. 2007. Т. 414, № 3. С.389–392.
- Гаврилов В.А.* О методе непрерывного мониторинга удельного электрического сопротивления горных пород // Сейсмические приборы. 2013. Т. 49, № 3. С.25–38.
- Гаврилов В.А., Богомолов Л.М., Закупин А.С.* Сравнение результатов скважинных геоакустических измерений с данными лабораторных и натуральных экспериментов по электромагнитному воздействию на горные породы // Физика Земли. 2011. № 11. С.63–74.
- 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., Пантелеев И.А., Рябинин Г.В.* Физическая основа эффектов электромагнитного воздействия на интенсивность геоакустических процессов // Физика Земли. 2014. № 1. С.89–103.
- Дамаскин Б.Б., Петрий О.А.* Электрохимия. М.: Высшая школа, 1987. 295 с.
- Забарный Г.Н., Бурганов А.Б., Гайдаров Г.М.* Результаты поисковых работ на геотермальные ресурсы в г. Петропавловск-Камчатский, Камчатский комплексный отдел института ВНИПИ Геотерм. г. Петропавловск-Камчатский, 1990. 124 с.
- Лутиков А.И.* Оценка эффективного радиуса влияния источников эндогенного микросейсмического шума // Вулканология и сейсмология. 1992. № 4. С.111–115.
- Мироненко В.А.* Динамика подземных вод. М.: Изд-во МГГУ, 2005. 519 с.
- Николаевский В.Н.* Механика пористых и трещиноватых сред. М.: Недра, 1984. 232 с.
- Новый справочник химика и технолога. Электродные процессы. Химическая кинетика и диффузия. Коллоидная химия / Ред. С.А. Симанова. СПб.: АНО НПО “Профессионал”. 2004. 838 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.
- Пархоменко Э.И.* Электрические свойства горных пород. М.: Наука, 1965. 164 с.
- Пархоменко Э.И., Бондаренко А.Т.* Влияние одностороннего давления на электрическое сопротивление горных пород // Изв. АН. СССР. Сер. геофиз. 1960. № 2. С.326–332.
- Ризниченко Ю.В.* Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике очага землетрясений. М.: Наука, 1976. С.9–26.
- Салем Р.Р.* Теория двойного слоя. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2003. 104 с.
- Титов К.В.* Электрокинетические явления в горных породах и их применение в геоэлектрике: Дис. . . д-ра геол.-мин. наук. СПб.: ВИРГ Рудгеофизика, 2003. 198 с.
- Фридрихсберг Д.А., Сидорова М.П.* Исследования связи явления вызванной поляризации с электрокинетическими свойствами капиллярных систем // Вести ЛГУ. Сер. Физика и химия. 1961. № 4. С.57–69.

- Хаврошкин О.Б.* Некоторые проблемы нелинейной сейсмологии. М.: ОИФЗ РАН, 1999. 286 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.
- Gavrilov V.A.* On the Mechanism of Variations in the Intensity of Geoacoustic Emission Caused under the Action of Audio-Frequency Electromagnetic Field // Russian Journal of Earth Sciences. 2014. V. 14, N 2. DOI: 10.2205/2014ES000541.
- Gavrilov V., Bogomolov L., Morozova Yu., Storcheus A.* Variations in geoacoustic emissions in a deep borehole and its correlation with seismicity // Ann. Geophys. 2008. V. 51, N 5/6. P.737–753.
- Gavrilov V.A., Panteleev I.A., Ryabinin G.V., Morozova Yu.V.* Modulating impact of electromagnetic radiation on geoacoustic emission of rocks // Russian Journal of Earth Sciences. 2013. V. 13, N 1. ES1002. DOI: 10.2205/2013ES000527.
- Chelidze T., Gvelesiani A., Varamashvili N., Devidze M.* Electromagnetic initiation of slip: laboratory model // Acta Geofizika Polonica. 2004. V. 52 (1). P.49–62.
- Revil A., Glover P.* Theory of ionic surface electrical conduction in porous media // Physical Review B: Condensed Matter and Materials Physics. 1997. V. 55. P.1757–1773. DOI: 10.1103/PhysRevB.55.1757.

Сведения об авторах

ГАВРИЛОВ Валерий Александрович – кандидат технических наук, ведущий научный сотрудник, Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. 683006, г. Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийпа, д. 9. Тел.: (4152) 29-59-81, 8-900-44-23-043. E-mail: vgavr@kscnet.ru

ПАНТЕЛЕЕВ Иван Алексеевич – кандидат физико-математических наук, научный сотрудник, Институт механики сплошных сред УрО РАН. 614013, г. Пермь, ул. Академика Королева, д. 1. Тел.: (342) 237-83-12, 8-909-72-76-932. E-mail: pia@icmm.ru

THE INFLUENCE OF THE ROCK FILTRATION PROCESSES ON GEOACOUSTIC EMISSION

V.A. Gavrilov¹, I.A. Panteleev²

¹*Institute of Volcanology and Seismology, Far Eastern Branch of RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia*

²*Institute of Continuous Media Mechanics, Ural Branch of RAS, Perm, Russia*

Abstract. This paper considers physical effects and mechanisms of influence of external electromagnetic radiation with amplitude of about several mV/m on the intensity of geoacoustic emission registered in the deep, more than 200 m, boreholes. The theoretical estimates based on a simple model of the electrical double layer show that the modulating effect of the weak audio-frequency electromagnetic fields on the intensity of geoacoustic emission is connected with the changes in forces of viscous friction between the mobile fluid layer and the surface of the solid phase. These forces vary with a frequency of the external electromagnetic field and with amplitude proportional to the field amplitude. At the scale of a macroscopic volume of the medium, each periodical decrease in friction forces increases the number of acts of motion of the solid phase relative to the fluid under the existing mechanical stresses. In the real geological medium, geoacoustic emission intensity variations are statistically connected with variations in electromagnetic radiation in the case of small electric field. The geoacoustic signal recorded in the borehole is a superposition of radiation from a very large number of separate point sources of geoacoustic emission; they act simultaneously at different points of the zone controlled by the geophone.

The results of the experiment on the water pumping from the borehole led to the conclusion that with the changes in the pore pressure gradient, variations in the amplitudes of geoacoustic responses to the external electromagnetic radiation are related to the intensity of filtration flows in the zone of the near-hole environment controlled by the geophone. For the saturated rock with rather high permeability, the variations in amplitudes of geoacoustic responses can be primarily related with the variations in the total area of rock surfaces contacting with

a fluid. For the compact rock with low permeability, the variations in amplitudes of geoaoustic responses are governed by the electrokinetic processes.

The experimental results obtained are qualitatively consistent with the long-term multi-instrumental geophysical measurements in the boreholes in time vicinities of strong earthquakes that demonstrate significant increase in the strain rate in the medium and consequently, the processes of redistribution of the pore pressure and intensification of the filtration processes.

Keywords: geoaoustic emission, filtration processes, electromagnetic radiation, fluid saturation, borehole, earthquake.

References

- Antropov L.I., *Teoreticheskaya Elektrokimiya* (Theoretical Electrochemistry), Moscow: Vysshaya shkola, 1984. 519 p.
- Chelidze T., Gvelesiani A., Varamashvili N. and Devidze M., Electromagnetic initiation of slip: laboratory model, *Acta Geofizika Polonica*, 2004, no. 52(1), pp. 49-62.
- Damaskin B.B. and Petrii O.A., *Elektrokimiya* (Electrochemistry), Moscow: Vysshaya shkola, 1987.
- Fridrihsberg D.A. and Sidorova M.P., *Issledovaniya svyazi yavleniya vyzvannoy polyarizatsii s elektrokineticheskimi svoystvami kapillyarnykh system* (Research the connection between phenomenon of induced polarization and electrokinetic properties of capillary systems), Vesti Leningrad. Univ., Ser. Phys. and Chem., 1961, no. 4, pp. 57-69.
- Gavrilov V.A., Morozova Yu.V., and Storcheus A.V., Variations of geoaoustic emission rate in the deep G-1 borehole (Kamchatka) and their correlation to seismic activity, *Vulkanol. seismol.*, 2006, no. 1, pp. 52-67.
- Gavrilov V.A., Physical causes of diurnal variations in the geoaoustic emission level, *Dokl. Earth Sci.*, 2007, vol. 414, no. 4, pp. 638-641.
- Gavrilov V., Bogomolov L., Morozova Yu., and Storcheus A., Variations in geoaoustic emissions in a deep borehole and its correlation with seismicity, *Ann. Geophysics*, 2008, vol. 51, nos. 5/6, pp. 737-753.
- Gavrilov V.A., Bogomolov L.M. and Zakupin A.S., Comparison of the geoaoustic measurements in boreholes with the data of laboratory and in-situ experiments on electromagnetic excitation of rocks, *Izv. Phys. Solid Earth*, 2011, vol. 47, no. 11, pp. 1009-1019.
- Gavrilov V.A., On the method for continuous monitoring the electric resistivity of the rocks, *Seismich. instr.*, 2013, vol. 49, no. 3, pp. 25-38.
- Gavrilov V.A., Panteleev I.A., Ryabinin G.V. and Morozova Yu.V., Modulating impact of electromagnetic radiation on geoaoustic emission of rocks, *Russ. J. Earth Sci.*, 2013, vol. 13, ES1002. doi:10.2205/2013ES000527.
- Gavrilov V.A., Panteleev I.A. and Ryabinin G.V., The physical basis of the effects caused by electromagnetic forcing in the intensity of geoaoustic processes, *Izv. Phys. Solid Earth*, 2014, vol. 50, no. 1, pp. 87-101.
- Gavrilov V.A., On the mechanism of intensity variations of geoaoustic emission caused under the action of audio-frequency electromagnetic field, *Russ. J. Earth Sci.*, 2014, vol. 14, no. 2, ES2003. doi:10.2205/2014ES000541.
- Khavroshkin O.B., *Nekotoryye problemy nelineynoy seysmologii* (Some Problems of Nonlinear Seismology), Moscow: OIFZ RAN, 1999.
- Khatkevich Yu.M. and Ryabinin G.V., Hydrogeochemical studies in Kamchatka associated with searching for the precursors of the earthquakes, *Vulkanol. seismol.*, 2006, no. 4, pp. 34-42.
- Lutikov A.I., Estimate of the effective radius of the zone controlled by the sources of endogenous microseismic noise, *Vulkanol. seismol.*, 1992, no. 4, pp. 111-115.

- Mironenko V.A., *Dinamika podzemnykh vod* (Dynamics of the Ground Water), Moscow: MGGU, 2005.
- New Handbook of the Chemist and Technologist. Electrode Processes. Chemical Kinetics and Diffusion. Colloidal Chemistry, Simanova S.A., Ed., St. Petersburg: Professional, 2004.
- Nikolaevskiy V.N., *Mekhanika poristykh i treshchinovatykh sred* (Mechanics of porous and cracked media), Moscow: Nedra, 1984.
- Parkhomenko E.I. and Bondarenko A.T., Influence of unidirectional pressure on electric resistivity of rocks, *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geofiz.*, 1960, no. 2, pp. 326-332.
- Parkhomenko E.I., *Elektricheskiye svoystva gornyx porod* (Electric Properties of Rocks), Moscow: Nauka, 1965.
- Report on the thermal water drilling at the wildcat G-1 borehole on the Khlebozavod segment of the Petropavlovskaya area in 1986--1988, Petropavlovsk-Kamchatsky, 1988.
- Revil A. and Glover P.W.J., Theory of ionic surface electrical conduction in porous media, *Physical Review B: Condensed Matter and Materials Physics*, 1997, vol. 55, pp. 1757–1773, doi:10.1103/PhysRevB.55.1757.
- Riznichenko Y.V., Size of Epicenter of Crustal Earthquake and Seismic Moment in *Issledovaniya po Fizike Ochaga Zemletryasenij* (Research in Earthquake Physics), M.: Nauka, 1976, pp. 9-26.
- Salem S.S., *Teoriya dvoynogo sloya* (Theory of Electrical Double Layer), Moscow: Fizmatlit, 2003.
- Titov K. V., Electrokinetic phenomena in rocks and its application to geoelectrics, Doct. (Geol.-Min.) Dissertation, St. Petersburg: A.A. Logachev All-Russian Research Institute of Exploration Geophysics (VIRG Rudgeofizika), 2003.
- Vlasov Yu.A., Gavrilov V.A., Denisenko V.P. and Fedoristov O.V., Telemetric system of the multiinstrumental network for geophysical monitoring, *Seismicheskie pribory*, 2007, vol. 44, no. 2, pp. 32-38.
- Zabarnyy G.N., Burganov A.B and Gaydarov G.M., *Rezultaty poiskovykh rabot na geotermal'nyye resursy v g. Petropavlovsk-Kamchatsky* (The results of prospecting for geothermal resources in Petropavlovsk-Kamchatsky), the Kamchatka integrated department of VNIPI Geoterm., Petropavlovsk - Kamchatsky, 1990.