

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки  
Институт вулканологии и сейсмологии  
Дальневосточного отделения Российской академии наук



На правах рукописи

**Гаврилов Валерий Александрович**

**ВОЗДЕЙСТВИЕ ПЕРЕМЕННЫХ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ  
НА ГЕОАКУСТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ:  
ЭМПИРИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ И ФИЗИЧЕСКИЕ  
МЕХАНИЗМЫ**

Специальность:

**25.00.10** - Геофизика, геофизические методы поисков полезных ископаемых

Диссертация на соискание ученой степени  
доктора физико-математических наук

г. Петропавловск-Камчатский, 2017

## Оглавление

<b>Введение .....</b>	<b>8</b>
<b>1. Глава 1. Геоакустическая эмиссия и ее связь с напряженно-деформированным состоянием геосреды .....</b>	<b>24</b>
1.1. <b>Характерные черты геосреды сейсмоактивных регионов .....</b>	<b>24</b>
1.2. <b>Источники геоакустической эмиссии .....</b>	<b>31</b>
1.3. <b>Особенности геоакустических процессов по данным скважинных измерений .....</b>	<b>35</b>
1.3.1. <i>Изменения с глубиной шумов дневной поверхности .....</i>	<i>36</i>
1.3.2. <i>Фоновые спектральные характеристики ГАЭ по данным скважинных измерений .....</i>	<i>38</i>
1.4. <b>Процессы, способные оказывать модулирующее воздействие на уровень геоакустической эмиссии .....</b>	<b>42</b>
1.4.1. <i>Возбуждение ГАЭ под воздействием сейсмических волн от землетрясений .....</i>	<i>43</i>
1.4.1.1. <i>Результаты лабораторных экспериментов .....</i>	<i>43</i>
1.4.1.2. <i>Результаты натурных измерений .....</i>	<i>45</i>
1.4.2. <i>Модуляция уровня геоакустической эмиссии медленными деформационными процессами в литосфере Земли .....</i>	<i>50</i>
1.4.2.1. <i>Результаты натурных и лабораторных экспериментов .....</i>	<i>50</i>
1.4.2.2. <i>Изменения характеристик ГАЭ перед сильными сейсмическими событиями .....</i>	<i>53</i>
1.4.2.3. <i>Модуляция ГАЭ штормовыми микросейсмами .....</i>	<i>56</i>
1.4.2.4. <i>Модулирующее воздействие на уровень ГАЭ деформационных процессов приливного происхождения .....</i>	<i>57</i>
1.5. <b>О результатах высокочувствительных скважинных широкополосных измерений ГАЭ .....</b>	<b>61</b>
1.5.1. <i>Интерпретация результатов высокочувствительных скважинных широкополосных геоакустических измерений .....</i>	<i>65</i>

<b>2. Глава 2. Методы, подходы и техническая база исследований влияния электромагнитных излучений на характеристики геоакустической эмиссии .....</b>	<b>70</b>
<b>2.1. Конфигурация сети комплексных скважинных измерений Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона .....</b>	<b>74</b>
<i>2.1.1. Измерительные скважины: состав проводимых измерений, геологическое строение участка скважины, конструкция, особенности .....</i>	<i>78</i>
<i>2.1.1.1. Скважина Г-1 (53<sup>0</sup>03'N; 158<sup>0</sup>37'48"E) .....</i>	<i>78</i>
<i>2.1.1.2. Скважина Р-2 (53<sup>0</sup>05'25"N; 158<sup>0</sup>54'20"E) .....</i>	<i>92</i>
<i>2.1.1.3. Скважина Е-1 (53<sup>0</sup>16'N; 158<sup>0</sup>29'E) .....</i>	<i>95</i>
<i>2.1.1.4. Скважина К-33 (52<sup>0</sup>53'590"N; 158<sup>0</sup>11'470"E) .....</i>	<i>96</i>
<i>2.1.1.5. Скважина ГК-1 (53°17'6.45"N; 158°24'33.75"E) .....</i>	<i>98</i>
<b>2.2. Техническое и методическое обеспечение сети комплексных скважинных измерений Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона .....</b>	<b>101</b>
<i>2.2.1. Общая схема измерений.....</i>	<i>101</i>
<i>2.2.2. Датчики для геоакустических измерений .....</i>	<i>109</i>
<i>2.2.3. Методика и техника электромагнитных измерений .....</i>	<i>116</i>
<i>2.2.3.1. Уравнения макроскопической электродинамики .....</i>	<i>116</i>
<i>2.2.3.2. Измерения с подземными электрическими антеннами на Петропавловск–Камчатском геодинамическом полигоне .....</i>	<i>119</i>
<i>2.2.3.2.1. Конструкции подземных электрических антенн измерительных пунктов .....</i>	<i>125</i>
<i>2.2.3.2.2. О методе непрерывного мониторинга удельного сопротивления пород прискважинной зоны.....</i>	<i>134</i>
<b>2.3. Выводы .....</b>	<b>152</b>
<b>3. Глава 3. Проявление влияния электромагнитных воздействий на геоакустические процессы .....</b>	<b>155</b>

<b>3.1. Основные результаты геоакустических измерений на первом этапе исследований .....</b>	<b>155</b>
<b>3.2. Исследование возможных физических причин периодических вариаций уровня геоакустической эмиссии .....</b>	<b>162</b>
<i>3.2.1. Измерения на базе скважины Г-1.....</i>	<i>162</i>
3.2.1.1. Влияние метеофакторов на результаты геоакустических измерений .....	164
3.2.1.2. Результаты одновременных геоакустических и электромагнитных измерений в зоне скважины Г-1 .....	166
<i>3.2.2. Результаты измерений на базе скважины Р-2 .....</i>	<i>177</i>
3.2.2.1. Особенности электромагнитного излучения в зоне скважины Р-2 .....	177
<i>3.2.3. Результаты измерений на базе скважины К-33 .....</i>	<i>190</i>
<i>3.2.4. Проявление эффекта модулирующего воздействия внешнего электромагнитного излучения на интенсивность геоакустической эмиссии в экспериментах с образцами горных пород.....</i>	<i>194</i>
3.2.4.1. Основные результаты лабораторных экспериментов с образцами горных пород.....	195
<i>3.2.5. Результаты натурных экспериментов с искусственным источником электромагнитного воздействия.....</i>	<i>209</i>
<b>3.3. О связи эффекта суточной периодичности слабых землетрясений с вариациями естественного электромагнитного СНЧ излучения .....</b>	<b>214</b>
<b>3.4. Выводы.....</b>	<b>218</b>
<b>4. Глава 4. Исследование физических механизмов влияния переменных электрических полей на интенсивность геоакустической эмиссии .....</b>	<b>220</b>
<b>4.1. Оценка возможного влияния на амплитуды откликов ГАЭ пьезоэлектрических свойств пород .....</b>	<b>221</b>
<b>4.2. Влияние влагонасыщенности геосреды на амплитуды откликов ГАЭ .....</b>	<b>225</b>
<i>4.2.1. Особенности геологического строения участка скважины Г-1 на разных глубинах .....</i>	<i>226</i>

4.2.2. Результаты одновременных геоакустических измерений в скважине Г-1 на глубинах 270 м и 1012 м.....	227
4.2.3. Результаты натурного эксперимента на скважине Г-1 в 2014 г.....	230
4.2.3.1. О физическом смысле трендовых составляющих рядов ГАЭ.....	234
<b>4.3. Возможный механизм модулирующего электромагнитного влияния на интенсивность геоакустической эмиссии .....</b>	<b>240</b>
4.3.1. Строение двойного электрического слоя на границах раздела твердой и жидкой фаз горных пород.....	240
4.3.2. Возможный механизм модулирующего влияния внешнего ЭМИ звукового диапазона частот на интенсивность ГАЭ .....	243
4.3.2.1. Изменения амплитуд откликов ГАЭ при воздействии гармонического электрического поля с медленно меняющейся амплитудой напряженности.....	251
<b>4.4. Возможные причины и механизмы изменений характеристик ГАЭ во временных окрестностях землетрясений .....</b>	<b>253</b>
4.4.1. Влияние изменений влагонасыщенности геосреды на характер данных геоакустических и электромагнитных измерений во временных окрестностях землетрясений .....	254
4.4.2. Влияние электрокинетических процессов на характеристики ГАЭ.....	269
4.4.2.1. Теоретические предпосылки.....	269
4.4.2.2. Влияние электрокинетических процессов на характеристики ГАЭ по данным комплексных скважинных измерений.....	271
4.4.2.3. Результаты численных расчетов эволюции электрокинетического тока при подготовке тектонического землетрясения.....	276
<b>4.5. Выводы.....</b>	<b>278</b>
<b>5. Глава 5. Применение результатов исследований для развития методов комплексного геофизического мониторинга напряженно-деформированного состояния геосреды .....</b>	<b>280</b>
5.1. Отражение процессов подготовки сильных тектонических	

<b>землетрясений в данных комплексных скважинных измерений. Роль скважинных геоакустических измерений.....</b>	<b>280</b>
<i>5.1.1. Сильнейшие камчатские землетрясения 2001 – 2003 гг .....</i>	<b>281</b>
5.1.1.1. Рой сильных землетрясений в Авачинском заливе в октябре 2001 г .....	<b>284</b>
5.1.1.2. Землетрясения на интервале январь 2002 г. – июнь 2003 г. ....	<b>291</b>
5.1.1.3. Обсуждение результатов первого этапа измерений (2001 – 2003 гг.) .....	<b>302</b>
<i>5.1.2. Изменения параметров ГАЭ на завершающей стадии подготовки Тохокского мегаземлетрясения .....</i>	<b>304</b>
<i>5.1.3. Характер изменений напряженно – деформированного состояния геосреды в зоне скважины Г-1 после Тохокского мегаземлетрясения.....</i>	<b>312</b>
<i>5.1.4. Сильнейшие сейсмические события 2013 - 2016 гг.: отражение в результатах комплексных скважинных измерений .....</i>	<b>320</b>
5.1.4.1. Особенности изменений характеристик ГАЭ во временных окрестностях сильнейших камчатских сейсмических событий 2013 г. ....	<b>322</b>
5.1.4.2. Сильные землетрясения, произошедшие на интервале июнь 2013 г. – июнь 2015 г. ....	<b>322</b>
5.1.4.3. Жупановское землетрясение 30 января 2016 г.....	<b>325</b>
<b>5.2. Тенденции изменений регистрируемых величин на основных стадиях напряженно–деформированного состояния геосреды.....</b>	<b>328</b>
<i>5.2.1. Стадия уменьшения всесторонних сжимающих напряжений в районе скважины, влагонасыщенная геосреда .....</i>	<b>329</b>
<i>5.2.2. Стадия уменьшения всесторонних сжимающих напряжений в районе скважин, экстремально низкая влагонасыщенность геосреды.....</i>	<b>330</b>
<i>5.2.3. Стадия роста всесторонних сжимающих напряжений в районе скважины, влагонасыщенная геосреда .....</i>	<b>332</b>
<i>5.2.4. Стадия роста всесторонних сжимающих напряжений в районе скважины, экстремально низкая влагонасыщенность геосреды .....</i>	<b>334</b>
<i>5.2.5. Стадия повышения в районе скважины градиента порового</i>	

<i>давления, вектор градиента направлен вверх, влагонасыщенная геосреда.....</i>	<b>336</b>
<b>5.3. О применении результатов проводимых исследований для прогноза землетрясений.....</b>	<b>338</b>
<i>5.3.1. Результаты пробных прогнозов землетрясений в реальном времени в 2002 – 2003 гг. ....</i>	<b>338</b>
<i>5.3.2. Результаты пробных краткосрочных прогнозов землетрясений в реальном времени в 2004 – 2008 гг. ....</i>	<b>340</b>
<i>5.3.3. Результаты пробных прогнозов землетрясений в реальном времени на этапе 2010 - 2016 гг. ....</i>	<b>342</b>
<b>5.4. Выводы.....</b>	<b>349</b>
<b>Приложение 5.1.....</b>	<b>351</b>
<b>Приложение 5.2.....</b>	<b>352</b>
<b>Приложение 5.3.....</b>	<b>353</b>
<b>Приложение 5.4.....</b>	<b>354</b>
<b>Заключение.....</b>	<b>355</b>
<b>Список литературы .....</b>	<b>360</b>

## Введение

**Актуальность темы исследования.** Сложившийся к концу 70-х годов XX века переход к концепции «геофизической среды» [Садовский, 1979; Садовский, 1986; Садовский, Болховитинов, Писаренко, 1987] поставил целый ряд новых проблем, связанных с исследованием геофизических процессов, проходящих в сложных нелинейных энергонасыщенных средах. С самого начала к числу наиболее актуальных были отнесены такие направления исследований как изучение фрактальной структуры геофизической среды (геосреды), раскрытие механизмов модулирующего влияния различных слабых внешних воздействий на интенсивность геоакустических процессов, исследование влияния на тензочувствительность горных пород наличия в их структуре различных мезо- и микронеоднородностей. В ходе проводимых исследований достаточно быстро стало очевидным не только фундаментальное, но и большое прикладное значение большинства получаемых результатов.

Согласно современным представлениям, геоакустическая эмиссия (ГАЭ) в диапазоне частот единицы - сотни Гц связана в значительной мере с процессами переупаковки, фрагментации, консолидации и компакции в блочной геосреде, сопровождаемых трением, подрастанием и закрытием микро- и макротрещин, схлопыванием пор, происходящих непрерывно во флюидонасыщенной геосреде под воздействием тектонических напряжений, приливов, литостатического давления, сейсмических волн. Таким образом, ГАЭ непосредственно связана с наиболее характерными свойствами геофизической среды. И в этой связи исследование *in situ* геоакустических процессов представляется базой для значительного повышения уровня знаний о динамике геофизических процессов, протекающих в сейсмоактивных зонах.

Среди наиболее актуальных и интересных научных направлений, имеющих и большое прикладное значение, следует указать исследование эффектов модулирующего воздействия различных физических процессов и полей на интенсивность геоакустической эмиссии. (Под модуляцией ГАЭ в данном случае

понимается процесс, следствием которого являются изменения амплитуды ГАЭ по закону более низкочастотного воздействующего процесса). Геоакустическая эмиссия является примером проявления внутренней энергетики геосреды и по этой причине изменения ГАЭ под влиянием ряда внешних факторов отражает изменения состояния геосреды.

Изменения интенсивности ГАЭ под воздействием проходящих через геосреду сейсмических волн были отмечены в достаточно большом числе работ, начиная с 70-х годов XX века [Жадин, 1971; Гордеев, Рыкунов, 1976; Троицкий, 1987; Павленко, Яковлев, 1995; Hill et al., 1976]. Несколько позже получили развитие работы, связанные с исследованием модулирующего воздействия на интенсивность ГАЭ штормовых микросейсм [Дьяконов и др., 2010; Дьяконов, Троянов, 1989] и относительно медленных деформаций. В значительной мере толчком к активизации работ этого направления послужило открытие Л.Н. Рыкуновым, О.Б. Хаврошкиным и В.В.Цыплаковым эффекта модулирующего воздействия приливных деформаций на интенсивность ГАЭ [Рыкунов и др., 1980; Рыкунов и др., 1984]. На начальном этапе вокруг указанного открытия возникла острая научная полемика. Сомнения в реальности эффекта модуляции сейсмических шумов приливными деформационными процессами были в значительной мере связаны с высоким уровнем помех в местах регистрации, поскольку результаты были получены при измерениях на дневной поверхности. Вместе тем, установка геофонов в скважинах на глубинах порядка 800 – 1000 м позволяет снизить влияние шумов дневной поверхности для частот 30 – 160 Гц более чем на два порядка. В этой связи можно отметить, что сомнений в достоверности эффекта модуляции сейсмических шумов приливными деформационными процессами можно было бы избежать, подтвердив полученные результаты измерениями в достаточно глубоких скважинах.

Дальнейшие исследования эффекта модуляции сейсмических шумов приливными деформационными процессами не только подтвердили реальность эффекта, но также показали перспективность работ этого направления для задач мониторинга напряженно–деформированного состояния геосреды

сейсмоактивных регионов. Предложенный к настоящему времени физический механизм указанного эффекта связывает модулирующее воздействие приливных деформаций на уровень ГАЭ с амплитудно-зависимой диссипацией в микронеоднородной геосреде за счет наличия в ней «мягких» дефектов [Зайцев и др., 2008; Зайцев и др., 2011].

Исследования, связанные с эффектом модуляции сейсмических шумов приливными деформационными процессами, фактически явились первыми работами, показавшими целесообразность и актуальность исследований механизмов влияния различных внешних процессов и факторов на характеристики ГАЭ. Сильная реакция ГАЭ на приливные деформации, имеющие порядок  $10^{-8}$ , а также ряд других результатов, полученных в ходе натурных измерений, указывают на высокую тензочувствительность геоакустических процессов. С этим выводом согласуются и данные лабораторных экспериментов с образцами горных пород, а также результаты специально организованных натурных экспериментов. Работы, связанные с исследованием эффекта модуляции сейсмических шумов приливными деформационными процессами, в настоящее время наиболее активно проводятся на Камчатке [Салтыков и др., 1997; Салтыков и др., 2008]. В значительной мере указанные работы ориентированы на разработку метода прогноза землетрясений, базирующегося на особенностях откликов ГАЭ («высокочастотных сейсмических шумов, (ВСШ)») на приливные воздействия во временных окрестностях сильных сейсмических событий.

Кроме вышеуказанных результатов, связанных с эффектом модуляции ГАЭ различными *деформационными* процессами, в конце прошлого столетия по результатам скважинных геоакустических измерений были получены данные, указывающие на суточные вариации уровня ГАЭ, период которых составлял ровно 24 ч [Беляков, Кузнецов, Николаев, 1991; Беляков, Николаев, 1993; Беляков и др., 1996]. В этих случаях геоакустические измерения проводились в скважинах на глубинах до 3200 м с использованием геофонов типа МАГ с датчиками на основе магнитоупругих кристаллических ферромагнетиков.

В августе 2000 г. по инициативе чл.–корр. РАН А.В. Николаева (Институт физики Земли РАН) автором были начаты постоянные скважинные геоакустические измерения на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне с установкой геофона МАГ-3С в скважине Г-1 на глубине 1035 м. Полученные при этом результаты подтвердили наличие суточных вариаций ГАЭ, причинами которых не могли быть факторы экзогенного происхождения, связанные с шумами дневной поверхности. Между тем, попытки объяснения указанного эффекта модулирующим воздействием деформационных процессов, например, лунно-солнечных приливов [Беляков и др., 1999, 2000, 2002; Беляков, Лавров, Николаев, 2008, 2011, 2012] натолкнулись на очевидные противоречия.

По результатам первого этапа скважинных геоакустических измерений на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне автором была высказана гипотеза, связывающая суточные вариации ГАЭ с модулирующим влиянием внешнего электромагнитного излучения в зоне измерительной скважины [Гаврилов, Морозова, Сторчеус, 2006]. Исследование физической основы модулирующего воздействия на интенсивность ГАЭ слабых (с амплитудами напряженности электрического поля  $E \leq 100$  мВ/м) переменных электромагнитных полей явилось главной темой диссертационной работы. Приводимый выше краткий обзор истории развития этого научного направления, его настоящего состояния и основных результатов исследований эффектов модулирующего воздействия различных физических процессов и полей на интенсивность эндогенной ГАЭ указывает на несомненную *актуальность* этого направления.

**Степень разработанности темы.** Оценивая современное состояние исследований по теме диссертационной работы можно отметить, что к настоящему времени автору не известны аналогичные работы, направленные на изучение *in situ* модулирующего воздействия непрерывного сверхнизкочастотного (СНЧ) электромагнитного излучения малой напряженности на ГАЭ горных пород.

В определенной мере тема диссертационной работы перекликается с работами, связанными с исследованием эффектов активизации сейсмичности

после облучения коры мощными электромагнитными импульсами. Указанные работы проводились в 70-е годы прошлого столетия на Гармском, а позже на Бишкекском геодинимических полигонах. При этом было показано, что облучение коры мощными электромагнитными импульсами магнитогидродинамического (МГД) генератора, используемого в качестве источника при проведении глубинного электрического зондирования коры, вызывает заметную активизацию сейсмичности [Тарасов, 1997; Тарасов и др., 1999]. Позднее работы этого направления были продолжены на Бишкекском геодинимическом полигоне с использованием конденсаторно–тиристорного источника электромагнитных импульсов типа ЭРГУ-600-2 [Богомолов и др. 2006; Тарасов, Тарасова, Фроунд, 2013; Закупин и др., 2014]. Как показано в [Тарасов, 2010; Тарасов, Тарасова, 2010], облучение горных пород земной коры мощными электромагнитными импульсами значительно повышает скорость высвобождения упругих деформаций, что приводит к заметной дополнительной релаксации упругих напряжений в коре. Такие результаты в определенной мере согласуются с результатами скважинных геоакустических и электромагнитных измерений, проводимых автором на Петропавловск–Камчатском геодинимическом полигоне. Это позволяет предположить их принципиальное по своей физической сути сходство в отношении регистрируемой реакции геосреды, несмотря на огромные различия как в отношении значений напряженностей электрических полей, воздействующих на геосреду, так и в отношении энергетических уровней соответствующих сейсмических и геоакустических откликов среды.

Л.М. Богомоловым [Богомолов, 2013] на основании обобщения и анализа результатов лабораторных экспериментов с образцами горных пород, а также данных, полученных при электромагнитном зондировании на Бишкекском геодинимическом полигоне, делается вывод о фундаментальности эффекта эмиссионного отклика горных пород на воздействия электромагнитных импульсов ввиду «масштабируемости этого эффекта (качественного сходства откликов в широком диапазоне характерных длин) и его нечувствительности к

вещественному составу, физико-химическим и реологическим свойствам геоматериалов, а также к выбору параметров источника воздействий».

В 2009 – 2012 гг. на Бишкекском геодинамическом полигоне была проведена серия экспериментов с регистрацией откликов ГАЭ на сеансы ЭРГУ-600-2 геофонами, расположенными в неглубоких скважинах [Гаврилов, Богомоллов, Закупин, 2011; Закупин и др., 2014]. По данным измерений, в обработке результатов которых принимал участие автор, оценивались значения напряженности электрического поля, при которых начинали обнаруживаться отклики ГАЭ в сеансах электромагнитного зондирования коры импульсами тока источника ЭРГУ-600-2. Результаты, полученные при проведении измерений на Бишкекском геодинамическом полигоне с использованием источника электромагнитного воздействия ЭРГУ-600-2, показали, что отклики ГАЭ горных пород в условиях их естественного залегания в случае размещения геофонов в скважинах могут надежно регистрироваться уже при уровне напряженности воздействующего электрического поля порядка 0.5 мВ/м.

### **Цели и задачи исследований**

1. Установление физических причин, обуславливающих суточные вариации амплитуды ГАЭ по данным скважинных геоакустических измерений.
2. Установление механизма, объясняющего модулирующее воздействие слабых электромагнитных СНЧ полей на интенсивность ГАЭ.
3. Установление физических причин изменений амплитуд откликов ГАЭ на воздействие слабых электромагнитных СНЧ полей во временных окрестностях сильных землетрясений.
4. Оценка перспективности скважинных геоакустических и электромагнитных измерений для развития методов комплексного геофизического мониторинга напряженно–деформированного состояния геосреды и прогноза землетрясений.

**Методология и методы исследований.** Главный акцент в работе сделан на анализе результатов многолетних измерений, полученных автоматизированной сетью непрерывных комплексных скважинных геофизических измерений Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона. Такой подход определялся пониманием крайней сложности геофизических процессов, проходящих в нелинейных энергонасыщенных геосредах. В этой ситуации анализ комплексных геофизических измерений *in situ*, становится ***отправной точкой*** для дальнейших теоретических исследований.

Сеть непрерывных комплексных скважинных геофизических измерений Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона была создана по инициативе, под руководством и при непосредственном участии автора. При ее создании автор придерживался следующих основных принципов.

1. Геоакустические (и не только) измерения в *достаточно глубоких скважинах* во многих случаях позволяют рассчитывать на получение результатов, практически недостижимых при измерениях на поверхности.

2. В целях минимизации влияния на результаты измерений различных локальных факторов геоакустические и электромагнитные измерения должны проводиться одновременно на нескольких *территориально разнесенных измерительных пунктах*.

3. *Комплексность* измерений рассматривалась как необходимое условие для успешного решения задач, связанных с исследованием физической основы эффектов модулирующего воздействия слабых электромагнитных излучений на интенсивность ГАЭ. При выборе видов измерений, *дополняющих* скважинные геоакустические и электромагнитные измерения, приоритет отдавался видам и методам измерений, данные которых могли иметь ясный физический смысл. При этом учитывалась специфика конкретных видов измерений, как правило, делающая нецелесообразным слишком широкое комплексирование различных видов измерений на одном измерительном пункте. По этой причине при создании сети скважинных измерений Петропавловск - Камчатского геодинамического

полигона требование комплексности относилось не к каждому измерительному пункту, а к сети в целом.

***Дополнительные направления исследований.*** В дополнение к комплексным скважинным измерениям на Петропавловск–Камчатском геодинамического полигоне для исследования физической основы эффектов модулирующего воздействия слабых электромагнитных излучений на интенсивность ГАЭ проводились:

- *лабораторные эксперименты по физическому моделированию* эффектов модулирующего воздействия электромагнитных полей на интенсивность ГАЭ с образцами горных пород;
- *ряд натурных экспериментов* на скважинах Петропавловск–Камчатского геодинамического полигона;
- *натурный эксперимент* на Бишкекском геодинамическом полигоне с искусственным источником электромагнитного воздействия (совместно с сотрудниками Научной станции РАН в г. Бишкеке).

Обобщение результатов, получаемых в рамках вышеуказанных направлений работ, осуществлялось в ходе *теоретических исследований*.

**Научная новизна.** Важнейшие научные результаты, полученные впервые, сводятся к следующему.

1. Установлено неизвестное ранее явление модулирующего воздействия слабых электромагнитных СНЧ полей на интенсивность геоакустической эмиссии горных пород в условиях их естественного залегания.

2. Предложен и описан физический механизм, объясняющий модулирующее воздействие слабых электромагнитных СНЧ полей на интенсивность ГАЭ.

3. Показано, что изменения амплитуд окликов ГАЭ на воздействие слабых электромагнитных СНЧ полей связаны с изменениями напряженно–деформированного состояния геосреды в зоне измерений.

4. Установлено, что наиболее значимым фактором, влияющим на изменения амплитуд окликов ГАЭ на внешнее электромагнитное воздействие во временных

окрестностях сильных землетрясений, является суммарная площадь соприкосновения жидкой и твердой фаз в порово-трещинном пространстве контролируемой геофоном шумовой зоны, определяющая общее число потенциальных источников ГАЭ в указанной зоне.

5. Показано, что в случаях, когда порово–трещинное пространство шумовой зоны геофона содержит значительное число капилляров переменного сечения и при этом радиусы многих капилляров соизмеримы с толщиной двойных электрических слоев, значимое влияние на амплитуды откликов ГАЭ могут оказывать также электрокинетические процессы.

6. Установлено, что при достаточно высокой влагонасыщенности контролируемой геофоном шумовой зоны изменения трендовой составляющей рядов ГАЭ отражают изменения скорости фильтрации жидкого флюида. В случае экстремально низкой флюидонасыщенности пород изменения трендовой составляющей рядов ГАЭ связаны, в основном, с изменениями величин сил трения скольжения между гранулами пород и бортами существующих трещин.

7. Показано, что общепланетарный эффект суточной периодичности слабых землетрясений, выражающийся в возрастании числа слабых землетрясений в темное время суток, обусловлен воздействием на геосреду естественного электромагнитного излучения СНЧ диапазона частот, что указывает на фундаментальность эффекта модулирующего воздействия внешнего электромагнитного СНЧ излучения на интенсивность геоакустических процессов.

8. Показано, что в рамках решавшихся задач применение подземных вертикальных электрических антенн, основным конструктивным элементом которых является обсадная колонна скважины, имеет ряд ощутимых преимуществ перед наземными антеннами.

9. Разработан новый метод непрерывного мониторинга удельного сопротивления пород прискважинной зоны, где в качестве зондирующего сигнала используется непрерывное фоновое электромагнитное излучение техногенного или природного происхождения, а в качестве датчиков – подземные электрические антенны.

10. Показано, что разработанные методы комплексного геофизического мониторинга напряженно–деформированного состояния геосреды, основой которых являются данные скважинных геоакустических измерений и измерений с подземными электрическими антеннами, могут с успехом использоваться в региональных системах среднесрочного и краткосрочного прогноза землетрясений.

**Личный вклад автора.** Все перечисленные выше научные результаты получены лично автором. Результаты, представленные в п. 5 и п. 6, получены при участии И.А. Пантелеева.

**Теоретическая значимость работы** связана, в первую очередь, с открытием эффекта модулирующего воздействия слабых непрерывных электромагнитных СНЧ полей на интенсивность геоакустической эмиссии горных пород в условиях их естественного залегания, а также с установлением и описанием физического механизма указанного эффекта. Значительный вклад в теоретические представления о физических закономерностях и особенностях механизмов генерации ГАЭ вносят также результаты анализа физических причин и механизмов, обуславливающих изменения амплитуд откликов ГАЭ на электромагнитное воздействие на различных стадиях напряженно–деформированного состояния геосреды, в том числе, во временных окрестностях сильных тектонических землетрясений.

**Прикладное значение работ.** Результаты исследований с 2002 г. используются для развития методов геофизического мониторинга напряженно–деформированного состояния геосреды сейсмоактивных регионов. С 2009 г. новые методы комплексного геофизического мониторинга напряженно–деформированного состояния геосреды, основу которых составляют геоакустические скважинные измерения и электромагнитные измерения с подземными антеннами, активно используются для подготовки регулярных (в обычном режиме – каждые две недели) заключений о сейсмической опасности для

Камчатского края. С начала 2010 г. в реальном времени по данным комплексных скважинных измерений на Петропавловск–Камчатском геодинамическом полигоне были сделаны четыре успешных прогноза сильных камчатских землетрясений, в том числе, прогноз сильнейшего ( $M_w=7.2$ ) Жупановского землетрясения, произошедшего 30.01.2016 г. на эпицентральной  $Re=107$  км от г. Петропавловска-Камчатского. Предполагается, что новые методы комплексного геофизического мониторинга напряженно–деформированного состояния геосреды, базирующиеся на геоакустических скважинных измерениях и электромагнитных измерениях с подземными антеннами, могут быть адаптированы для применения и на других геодинамических полигонах.

### **Основные защищаемые положения**

1. Выявлен ранее неизвестный эффект модулирующего воздействия слабых электромагнитных СНЧ полей на интенсивность геоакустической эмиссии горных пород в условиях их естественного залегания.

2. Установлен и описан предполагаемый физический механизм модулирующего воздействия электромагнитных СНЧ полей на интенсивность геоакустической эмиссии горных пород в условиях их естественного залегания.

3. Установлено, что изменения амплитуд откликов ГАЭ на внешнее электромагнитное воздействие во временных окрестностях относительно сильных землетрясений связаны с изменениями напряженно–деформированного состояния геосреды в зоне измерений, приводящих к изменениям объема, влагонасыщенности и суммарной площади соприкосновения жидкой и твердой фаз порово-трещинного пространства контролируемой геофоном шумовой зоны. При определенных параметрах порово–трещинного пространства шумовой зоны значимое влияние на амплитуды откликов ГАЭ могут оказывать также электрокинетические процессы.

4. Разработанные методы комплексного геофизического мониторинга напряженно–деформированного состояния геосреды, основой которых являются данные скважинных геоакустических измерений и измерений с подземными

электрическими антеннами, перспективны для использования в региональных системах среднесрочного и краткосрочного прогноза землетрясений.

5. Эффект модулирующего воздействия на интенсивность геоакустических процессов слабых электромагнитных СНЧ полей имеет общепланетарный масштаб ввиду повсеместного наличия электромагнитного СНЧ излучения атмосферного происхождения.

**Апробация работы.** Основные положения и результаты диссертационной работы докладывались и обсуждались на следующих конференциях:

- VI Международной научно-технической конференции "Современные методы и средства океанологических исследований" (Москва, 2000);
- II и IV Всероссийских симпозиумах «Сейсмоакустика переходных зон» (Владивосток, 2001, 2005);
- Юбилейной сессии Камчатского научного центра ДВО РАН «Современный вулканизм и связанные с ним процессы» (Петропавловск-Камчатский, 2002);
- Международной геофизической конференции "Проблемы сейсмологии III-го тысячелетия" (Новосибирск, 2003);
- XIII General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics (Japan, Sapporo, 2003);
- IV Международном совещании по субдукционным процессам в Японской, Курило- Камчатской и Алеутской островных дугах «Взаимосвязь между тектоникой, сейсмичностью, магмообразованием и извержениями вулканов в вулканических дугах» (Петропавловск-Камчатский, 2004);
- II Международном симпозиуме "Активный геофизический мониторинг литосферы Земли" (Новосибирск, 2005);
- Третьем международном симпозиуме "Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке" (Бишкек, Кыргызстан, 2005);
- XVI, XX, XXV сессиях Российского Акустического Общества (Москва, 2005, 2008, Таганрог, 2012);

- VII, VIII, IX, X Международных школах–семинарах «Физические основы прогнозирования разрушения горных пород» (Борок, 2005, Санкт-Петербург, 2010, Иркутск, 2013, Апатиты, 2016);
- Ежегодных конференциях, посвященных Дню вулканолога (Петропавловск-Камчатский, 2005, 2009);
- Научно-технической конференции «Геофизический мониторинг Камчатки» (Петропавловск-Камчатский, 2006);
- Межрегиональной научно-практической конференции «Роль системообразующего фактора в процессе формирования и развития объединяющихся территорий» (Петропавловск-Камчатский, 2006);
- IV, V, VI Международных конференциях «Солнечно-земные связи и физика предвестников землетрясений» (с. Паратунка Камчатского края, 2007, 2010, 2013, 2016);
- Международной геологической конференции «Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов» (Казань; 2007);
- Региональной научно-технической конференции «Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока России» (Петропавловск–Камчатский, 2007);
- Четырнадцатой международной конференции «Связь поверхностных структур земной коры с глубинными» (Петрозаводск, 2008);
- IV Международном симпозиуме "Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы" (Бишкек, Кыргызстан, 2008);
- Двенадцатой научной конференции по радиофизике (Нижний Новгород, 2008);
- Всероссийской конференции «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН» (Москва, 2008);

- IV Всероссийском симпозиуме по вулканологии и палеовулканологии (Петропавловск-Камчатский, 2009);
- II, III, IV, V Региональных научно-технических конференциях «Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России» (Петропавловск-Камчатский, 2009, 2011, 2013, 2015);
- Научной конференции, посвященной 65-летию Института морской геологии и геофизики ДВО РАН «Геодинамические процессы и природные катастрофы в Дальневосточном регионе» (Южно-Сахалинск, 2011);
- V Международном симпозиуме «Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов» (Бишкек, Кыргызстан, 2011);
- Международном научно-практическом семинаре «Мониторинг окружающей среды-2012» (Севастополь, 2012);
- Научной конференции «Сессия научного совета РАН по акустике» (Таганрог, 2012);
- Третьей тектонофизической конференции в ИФЗ РАН «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле» (Москва, 2012);
- Тринадцатой международной конференции «Физико–химические и петрофизические исследования в науках о Земле» (Москва - Борок, 2012);
- Третьей молодежной тектонофизической школе-семинаре (Москва, 2013);
- 8-th Biennial Workshop on Japan-Kamchatka-Alaska Subduction Processes JKASP-2014 (Japan, Sapporo, 2014);
- Международной конференции «Современные информационные технологии для фундаментальных научных исследований в области наук о Земле» (Петропавловск-Камчатский, 2014);
- XI Всероссийском съезде по фундаментальным проблемам теоретической и прикладной механики (Казань, 2015).
- VI Российско-Китайском научном форуме «Проблемы нелинейной геомеханики на больших глубинах» (Апатиты, 2016).

### **Публикации.**

По теме диссертации опубликовано 77 работ, в том числе:

- 24 статьи *в ведущих научных рецензируемых изданиях, входящих в перечень ВАК РФ,*
- три статьи *в зарубежных изданиях, включенных в систему цитирования Web of Science,*
- разделы в трех коллективных монографиях.

**Благодарности.** Автор признателен члену-корреспонденту РАН А.В.Николаеву, по инициативе которого были начаты скважинные геоакустические измерения на Камчатке, а также сотрудникам ИФЗ РАН А.С. Белякову и В.С. Лаврову за помощь в организации измерений. Искреннюю признательность автор выражает члену-корреспонденту РАН Г.А. Соболеву за внимание к работе и значительное влияние на формирование ключевых представлений автора о физике исследовавшихся процессов. Представленные в диссертации результаты не могли бы быть получены без помощи и непосредственного участия в многолетних исследованиях надежных соратников – коллег по работе Ю.Ю. Бусс, Ю.А. Власова, В.П. Денисенко, Ю.В. Морозовой, Е.В. Полтавцевой, О.В.Федористова, которым автор выражает глубокую благодарность и искреннюю признательность. Автор искренне благодарен сотрудникам Камчатского филиала ГС РАН Г.В. Рябинину и А.В. Наумову за многочисленные плодотворные дискуссии, способствовавшие более глубокому пониманию целого ряда вопросов. Полезные замечания, способствовавшие улучшению содержания диссертации, автор получал от коллег по работе в ИВиС ДВО РАН И.Ф. Делеменя, И.В. Мелекесцева, М.А. Магуськина. Автор считает необходимым выразить признательность директорам института, в котором в течение многих лет проводились исследования - академику С.А. Федотову и академику Е.И. Гордееву - за поддержку работ по комплексным скважинным измерениям на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне. Автор

искренне благодарен соавторам публикаций, в творческом сотрудничестве с которыми был получен ряд интересных научных результатов: Л.М. Богомолу, А.В. Дещеревскому, В.И. Журавлеву, А.С. Закупину, С.Ф. Тимашеву, Ю.С. Полякову, А.Я. Сидорину, А.В. Сторчеусу, А.К. Троянову. Особую признательность как соавтору публикаций автор приносит И.А. Пантелееву, плодотворное сотрудничество с которым позволило более глубоко вникнуть в решение ряда актуальных научных задач. Значительную положительную роль сыграла поддержка и интерес к работе со стороны коллег из ИФЗ РАН, ИКИР ДВО РАН, ИПФ РАН, ФТИ РАН, ОИВТ РАН, НС РАН, МИТПЗ РАН: А.А. Авагимова, В.В. Богданова, И.Н. Диденкулова, А.Д. Завьялова, А.И. Малеханова, М.В. Родкина, Н.Т. Тарасова, которым автор также выражает свою признательность.

Особую благодарность и признательность за мудрость и долготерпение автор выражает своей жене Н.К. Гавриловой.

## Глава 1. Геоакустическая эмиссия и ее связь с напряженно-деформированным состоянием геосреды

### 1.1. Характерные черты геосреды сейсмоактивных регионов

Рассмотрим наиболее характерные и важные с позиций темы исследований черты геосреды сейсмоактивных регионов. Под термином «геосреда» будет иметься в виду *«геофизическая»* среда в понимании М.А. Садовского [Садовский, 1979; Садовский, 1986; Садовский, Болховитинов, Писаренко, 1987]. К двум характерным свойствам геофизической среды М.А. Садовский относил блочно-иерархическую структуру (кусковатость) и постоянное колебательное движение в широкой полосе частот, означающее способность геосреды не только поглощать, но и излучать энергию. Кроме этого, употребление термина *«геофизическая»* среда указывает на то, что изучаемые в этом случае физические процессы рассматриваются на относительно коротких (в сравнении с геологическим временем) временных интервалах, подчеркивая этим еще одно отличие от *«геологической»* среды. Как отмечал М.А. Садовский, «... открытая система отдельностей горной породы квазистационарна – в ней все время протекают процессы перераспределения и трансформации энергии и массы, поступающих извне. При этом изменяются свойства системы – она перестраивается. Так, отдельности, составляющие среду, изменяют свою конфигурацию, переупаковываются, образуя новые агрегаты блоков, ограниченные вновь образующимися прослойками. В них, в свою очередь, возникают процессы, отличающиеся и масштабом и природой. Иными словами, свойства среды все время изменяются около некоторого среднего, фонового состояния, определяемого средним уровнем энергомассообмена с внешним миром». [Садовский, 1989]. Постоянство колебательных движений земной коры обеспечивается внешними источниками энергии, такими, как Солнце, поле тяготения, тепловой поток, тектонические движения и т.п. [Садовский, 1986]. При этом активность реальной геосреды оказалась присущей широкому диапазону

глубин и характерной для всего естественного разнообразия геологических и тектонических условий [Рыкунов, Хаврошкин, Цыплаков, 1979; Николаев и др., 1985].

Кроме блочно-иерархической структуры геосреды и постоянства ее колебательного движения в широкой полосе частот к фундаментальным свойствам реальной геосреды относят еще три ее свойства [Николаев, Проблемы нелинейной сейсмологии, 1987; Развитие методов и средств экспериментальной геофизики, 1996]:

- физическую нелинейность, под которой понимается нелинейность связи напряжений и деформаций;
- изменения физических свойств во времени под действием эндогенных и экзогенных процессов;
- взаимодействие физических полей геосреды.

Физическая нелинейность является следствием структурных особенностей геосреды - ее неоднородности, трещиноватости, пористости и других дефектов структуры разных масштабных уровней. При этом наиболее существенное влияние на нелинейные свойства геосреды оказывает трещиноватость. Кроме этого значительное влияние на степень нелинейности характеристик геосреды оказывает ее текущее напряженное состояние [Николаев, 1987].

Применительно к исследованиям, связанным с мониторингом напряженно-деформированного состояния (НДС) геосреды, к важнейшему свойству практически всех горных пород относится наличие в их микроструктурах некоторых структурных неоднородностей, общим свойством которых является их многократно более высокая по сравнению с окружающим однородным материалом «мягкость» (податливость). Характерные размеры таких неоднородностей значительно превышают атомарный размер, но являются малыми в сравнении с длиной упругой волны («микронеоднородные» или «мезоскопические» - по англоязычной терминологии - среды). В этом случае на длине волны находится много дефектов, а их распределение в пространстве статистически однородно, так что такую среду в среднем можно считать

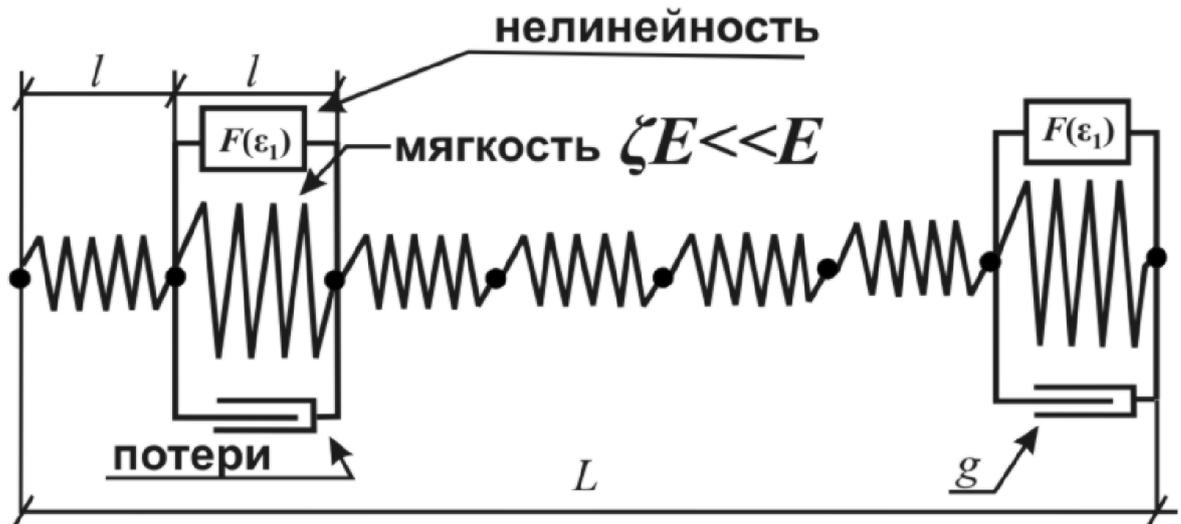
«акустически однородной» или «макрооднородной» на участках, больших по сравнению с размерами дефектов, но малых по сравнению с длиной волны [Зайцев, Гурбатов, Прончатов-Рубцов, 2009; Назаров, Радостин, 2007]. Исходя из среднего значения скорости упругих продольных волн в реальной геосреде  $V=5.5$  км/с средняя длина упругой волны на частотах 100 - 500 Гц будет составлять от 54 м до 11 м. Таким образом, для указанного диапазона частот к микронеоднородным гранулированным средам можно отнести среды с размерами гранул, линейные размеры которых достигают 10 – 50 см.

Для горных пород наиболее характерными мягкими дефектами являются трещины и межзеренные контакты в гранулированных средах. Следствием высокой сжимаемости мягких дефектов является многократное (на порядки) возрастание локальной деформации и скорости деформации на таких структурных неоднородностях, что приводит к значительному повышению средней (макроскопической) нелинейности соответствующего объема среды. Так согласно многим моделям дефектов трещина может быть практически полностью закрыта при создании в среде средней деформации сжатия  $\varepsilon$ , примерно равной ее аспект-отношению  $\varepsilon \approx d/L$ , где  $d$  и  $L$  – характерные значения раскрытия («толщины») и диаметра трещины соответственно [Mavko, Nur, 1978]. Типичные значения этого отношения для трещин микронеоднородных неоднородностей горных пород составляют  $10^{-4} \div 10^{-3}$ . Фактически это означает, что податливость (мягкость) трещины примерно в  $10^3 \div 10^4$  раз выше, чем у вмещающей однородной жесткой среды. Очевидно, что объемы геосреды с развитыми микронеоднородными неоднородностями с мягкими включениями типа трещин должны характеризоваться высокой тензочувствительностью и быть перспективными для мониторинга НДС среды.

Как отмечено выше, для горных пород к характерным мягким дефектам относятся также межзеренные контакты в гранулированных средах. Термин «гранулированные» или «зернистые» принято использовать тогда, когда специфический масштабный уровень в блочной иерархии отражает микроструктуру среды. К гранулированным средам относятся самые различные

геоматериалы, начиная от сыпучих грунтов и заканчивая консолидированными средами как алевролит, песчаник и т.п. В том числе, к консолидированным гранулированным средами относятся и поликристаллические изверженные породы (гранит, гранодиорит и т.п.) [Гольдин, 2004]. В силу относительно малой площади соприкосновения локальная жесткость у контактов между гранулами оказывается многократно ниже, чем у основного объема зерен. Концентрация энергии упругой деформации в области контактов приводит к аномально высоким значениям нелинейных акустических характеристик гранулированных сред и зависимости этих характеристик от структуры среды [Беляева, Зайцев, Островский, 1993]. В этом случае гранулированная среда находится в метастабильном состоянии и способна к переупаковке под воздействием даже незначительных по величине напряжений и деформаций. Как отмечено в [Баженова, Вильман, Есипов, 2005], шумоподобный спектр флуктуаций в гранулированных средах в области высоких частот (более  $10^1$  Гц) может быть связан в таких случаях с быстрым перескоком точек контактов или их разрушением под действием нагрузки среды.

К настоящему времени разработано большое число моделей упругого тела, содержащего различные мягкие дефекты-включения, которым могут соответствовать реальные трещины, контакты зерен или их комбинации [Назаров, Радостин, 2007; Zaitsev, 2000; Зайцев, Гурбатов, Прончатов-Рубцов, 2009]. Не ставя задачи обзора таких моделей, отметим, что эти модели позволяют, в том числе, проводить детальный анализ влияния соотношения характеристик упругой однородной матрицы и неоднородностей с мягкими включениями. В качестве примера можно указать на реологическую модель микронеоднородной среды с контрастно-мягкими включениями [Zaitsev, 1996; Беляева, Зайцев, 1997; Беляева, Зайцев, 1998; Зайцев, Назаров, Беляева, 2001], схематично представленную на рисунке 1.1.



**Рисунок 1.1.** Реологическая модель среды, содержащей контрастно-мягкие дефекты, на которых локализованы наибольшие отклонения от закона Гука и диссипация. (Согласно [Зайцев, Гурбатов, Прончатов-Рубцов, 2009]).

В этом случае однородная среда-матрица, вмещающая дефекты, рассматривается как идеально линейный и непоглощающий материал, описываемый законом Гука:  $\sigma = E\varepsilon$ . Все отклонения от линейного закона Гука и диссипация считаются локализованными на мягких дефектах-включениях. Важнейшими параметрами дефектов является их относительная (в сравнении с модулем упругости  $E$  вмещающей среды) податливость, характеризуемая малым параметром  $\zeta \ll 1$ , а также концентрация  $\nu$  (в одномерном случае это относительное содержание мягких включений на единицу длины). Подчеркивается, что если деформацию  $\varepsilon_1$  дефектов измерять в их собственном масштабе (при средней деформации среды  $\varepsilon \ll \varepsilon_1$ ), то как собственная нелинейность дефекта, так и поглощение на нем характеризуются вполне обычными, а не повышенными уровнями. Только присутствие окружающей относительно более жесткой среды-матрицы обеспечивает многократное возрастание деформации на дефектах, что может приводить и к значительному повышению средней (макроскопической) нелинейности материала.

Локальное уравнение состояния, учитывающее отмеченные свойства отдельного дефекта с параметром мягкости  $\zeta$ , имеет вид:

$$\sigma = \zeta E [\varepsilon_1 + F(\varepsilon_1)] - g d\varepsilon_1 / dt \quad (1.1)$$

Коэффициент  $g$  характеризует эффективную «вязкость» дефектов, а функция  $F(\dots)$  описывает их нелинейность. Показывается, что для квазистатического предела, когда вязким слагаемым в уравнении (1.1) можно пренебречь, и при степенной нелинейности дефектов  $F(\varepsilon_1) = \gamma^{(n)} \varepsilon_1^n$  макроскопическая связь «напряжение — деформация» во всем возможном диапазоне концентрации дефектов  $0 \leq \nu \leq 1$  принимает следующую простую форму [Zaitsev, 1996]:

$$\sigma = \varepsilon \cdot E_{eff} \{1 + \varepsilon^{n-1} \cdot \gamma_{eff}^{(n)}\}, \quad (1.2)$$

где  $E_{eff} / E = 1 / (1 - \nu + \nu / \zeta)$ ,  $\gamma_{eff}^{(n)} / \gamma^{(n)} = (1 - \nu + \nu / \zeta^n) / (1 - \nu + \nu / \zeta)^n$ ,  $n > 1$ .

Выражение (1.2) показывает, что локальное повышение деформации на мягких дефектах (связанное с их показателем относительной мягкости  $\zeta \ll 1$ ) существенно сильнее проявляется в возрастании нелинейных членов в уравнении состояния, нежели в уменьшении линейного модуля упругости. При этом для показателя мягкости дефектов  $\zeta$  существует диапазон очень малых их концентраций  $\zeta^n < \nu < \zeta \ll 1$ , где линейный модуль все еще остается практически неизменным, а нелинейный параметр  $\gamma_{eff}^{(n)}$  материала уже многократно возрастает (рисунок 1.2).

Указанный результат представляется весьма важным для интерпретации данных комплексного геофизического мониторинга напряженно-деформированного состояния геосреды сейсмоактивных регионов.



**Рисунок 1.2.** Относительные изменения модуля упругости  $E_{eff}/E$  и параметра квадратичной ( $n = 2$ ) нелинейности  $\gamma_{eff}^{(2)} / \gamma^{(2)}$  микронеоднородной среды, содержащей дефекты с типичным для трещин показателем относительной мягкости  $\zeta = 10^{-4}$ . (Согласно [Зайцев, Гурбатов, Прончатов-Рубцов, 2009]).

К важнейшим свойствам геофизической среды следует также отнести ее **флюидонасыщенность**. Как отмечает И.Г. Киссин, «двухфазная геологическая среда, содержащая флюиды, по своим физическим характеристикам (прочностные свойства, плотность, электропроводность и др.) существенно отличается от однофазной твердой среды [Киссин, 2009, 2011]. Присутствие флюидов в геоматериалах, слагающих земную кору, сильно влияет на их свойства. Поэтому многие особенности строения земной коры и развивающихся в ней процессов могут получить удовлетворительное объяснение только при учете воздействия флюидов» [Киссин, 2009].

Действительно, как показывают результаты многочисленных исследований, наиболее сильная реакция геофизических полей на изменения напряженно-деформированного состояния геосреды, как правило, приурочена к межблоковым

промежуткам [Киссин, 2006, 2007; Костюченко и др., 2002; Кочарян, Спивак, 2003], высокая тензочувствительность которых, согласно современным представлениям, объясняется развитыми микронеоднородными неоднородностями с мягкими включениями. В то же время, в случае флюидонасыщенной геосреды следствием высокой сжимаемости мягких включений будут также существенные изменения *проницаемости* среды, что в свою очередь должно повлечь изменения скорости фильтрации, уровня и дебита воды скважин, удельного сопротивления пород, различных характеристик геоакустической эмиссии и пр.

Таким образом, обобщая представления о геофизической среде, заложенные М.А. Садовским и его последователями, можно указать на следующие наиболее характерные и важные с позиций темы исследований черты геосреды сейсмоактивных регионов.

1. Блочно-иерархическая структура геосреды: кусковатость, гранулированность, зернистость. Наличие развитых микронеоднородных неоднородностей с мягкими включениями типа трещин, пор и межзеренных контактов. Как следствие - физическая нелинейность геосреды.

2. Энергонасыщенность геосреды, постоянство происходящих в ней колебательных движений в широкой полосе частот, означающее способность геосреды не только поглощать, но и излучать энергию.

3. Насыщенность (в различной степени) геосреды флюидами в жидкой и газовой фазах.

4. Изменение физических свойств геосреды во времени под действием эндогенных и экзогенных процессов.

## **1.2. Источники геоакустической эмиссии**

Под геоакустической эмиссией (ГАЭ) будем понимать шумы эндогенного происхождения в реальной геофизической среде (геосреде) в диапазоне частот от

$10^{-2}$  Гц до единиц кГц. Следует отметить, что до настоящего времени не сложилась четкая терминология в классификации шумов Земли по частотному составу. Наряду с термином «геоакустическая эмиссия» используются термины «сейсмоакустическая эмиссия», «геоакустические шумы», «сейсмоакустические шумы». Также используется термин «высокочастотные сейсмические шумы», понимая при этом, как правило, частотный диапазон от единиц до десятков Гц [Хаврошкин, 1999]. На наш взгляд, термин «геоакустическая эмиссия» наиболее удачен в сравнении с другими терминами: приставка *гео-* говорит о принадлежности к геосреде, термин *акустическая* указывает на частотный диапазон, а *эмиссия* – на процессы генерации геосредой упругих волн.

При обсуждении лабораторных экспериментов, связанных с изучением механических свойств горных пород на образцах, будет использоваться наиболее употребляемый при этом термин «акустическая эмиссия (АЭ)».

Можно отметить, что термин «*геоакустика*», которым Ю.В. Ризниченко обозначил область знаний, связанных с «*исследованием Земли акустическими методами и решением относящихся к ней проблем*» впервые появился в отечественной научной литературе во вступительной статье Ю.В. Ризниченко к сборнику «Геоакустика. Использование звука и ультразвука в сейсмологии, сейсморазведке и горном деле» [Ризниченко, 1966]. Название сборника отражает основные направления исследований, с которыми связывалась геоакустика в 60-е годы прошлого столетия. Согласно [Ризниченко, 1966] это: моделирование сейсмических волн; изучение механических свойств горных пород на образцах; определение упругих свойств горных пород и изучение строения сред в условиях естественного залегания; ***изучение условий напряженного состояния и разрушения пород в горных выработках.***

Последнее из указанных направлений подразумевало не только исследования, связанные с предсказанием горных ударов, но и более тесное взаимодействие горняков и сейсмологов ввиду некоторого подобия горных ударов землетрясениям.

В общем случае своим происхождением ГАЭ обусловлена естественными эндогенными и экзогенными процессами, а также источниками антропогенного (техногенного) происхождения. Естественные экзогенные источники шумов связаны с воздействием на поверхность Земли ветра и осадков, с движением воды в водоемах и другими природными процессами на поверхности Земли. В рамках данной работы основное внимание уделяется геоакустической эмиссии, обусловленной естественными эндогенными процессами внутри геосреды.

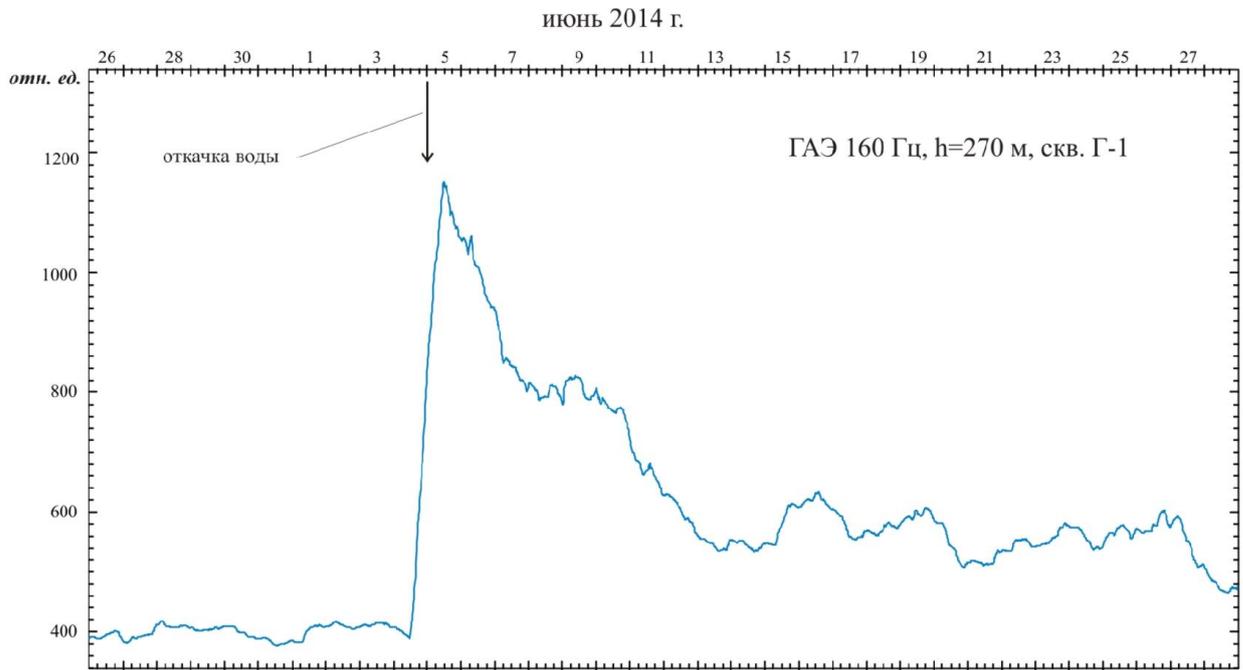
В общем случае эндогенные процессы, с которыми могут быть связаны основные источники ГАЭ, по мнению автора, условно можно разделить на две группы.

Во-первых, это процессы переупаковки, фрагментации, консолидации и компакции в блочной геосреде, сопровождаемых трением, подрастанием и закрытием микро- и макротрещин, схлопыванием пор, происходящих непрерывно в геосреде под воздействием тектонических напряжений, приливов, литостатического давления, сейсмических волн. К этой группе можно также отнести процессы перемещения дислокаций при переходе границы двух сред с разными модулями упругости [Бойко, Нацик, 1978; Нацик, Чишко, 1982] и процессы двойникования [Шатемиров, Тилегенов, 2006].

Во-вторых, как показывают исследования последних лет, не в меньшей степени основные источники ГАЭ могут быть связаны с движением жидкой фазы (флюида) в порово-трещинном пространстве геосреды [Басниев и др., 2006; Panteleev, Gavrilov, 2015; Гаврилов, Пантелеев, 2016; Гаврилов, Наумов, 2017].

В качестве наглядного примера влияния на характеристики ГАЭ фильтрационных процессов в порово-трещинном пространстве прискважинной зоны можно привести результаты натурального эксперимента, проведенного на скважине Г-1 Петропавловск–Камчатского геодинамического полигона в июне 2014 г. [Гаврилов, Пантелеев, 2016]. В ходе эксперимента 04.06.2014 г. из скважины была проведена откачка около 50 л воды, что вызвало приток жидкости в порово-трещинное пространство шумовой зоны геофона, установленного на

глубине 270 м. На рисунке 1.3 представлены результаты геоакустических измерений, полученные в ходе этого эксперимента.



**Рисунок 1.3.** Изменения уровня ГАЭ на глубине 270 м при откачке 50 л воды в скважине Г-1. Данные сглажены двухсуточным окном.

Как можно видеть из приводимых данных, в начальный момент после откачки воды уровень ГАЭ (см. рисунок 1.3) вырос почти на 200% в сравнении со средним уровнем за предыдущие 10 суток. Результаты многолетних исследований на Петропавловск–Камчатском геодинамическом полигоне позволяют сделать вывод, что при *достаточной влагонасыщенности* пород изменения трендовых составляющих рядов ГАЭ с точностью до постоянных коэффициентов отражают изменения скорости фильтрации жидкости, под которой понимается величина [Паффенгольц и др., 1978; Мироненко, 2005]:

$$V = Q/\omega,$$

где  $Q$  – суммарный расход жидкости для всего объема фильтрующей горной породы,  $\omega$  – все поперечное сечение фильтрующей горной породы. В случае натурального эксперимента на скважине Г-1 рост скорости фильтрации жидкости в шумовой зоне геофона можно объяснить притоком жидкости в порово-трещинное

пространство прискважинной зоны, вызванное изменениями порового давления вследствие откачки воды из скважины [Гаврилов, Пантелеев, 2016].

Необходимо подчеркнуть, что роль фильтрационных процессов как источника ГАЭ и индикатора геодинамических процессов в геоакустических измерениях представляется к настоящему времени значительно недооцененной. Между тем, нельзя не учитывать, что исследуемые геоакустические процессы, как правило, происходят в двухфазной среде (твердая порода – жидкий флюид). В этой связи повсеместность фоновых геоакустических шумов, включая асейсмичные районы, в значительной мере может объясняться повсеместностью процессов фильтрации. Крайне высока роль фильтрационных процессов и как индикатора геодинамических процессов. В работах И.Г. Киссина [Киссин, 2009; 2011; 2015] отмечается высокая тензочувствительность флюидонасыщенных сред, проявляющаяся как реакция на изменения напряженно–деформированного состояния геосреды, в ходе которых происходят изменения проницаемости геосреды, перераспределение поровых давлений и последующая интенсификация фильтрационных процессов. Полученные к настоящему времени результаты показывают, что указанные процессы достаточно адекватно отражаются в данных скважинных геоакустических измерений [Panteleev, Gavrilov, 2015; Гаврилов, Пантелеев, 2016; Гаврилов, Наумов, 2017].

### **1.3. Особенности геоакустических процессов по данным скважинных измерений**

Достоверность результатов исследований источников и спектральных характеристик ГАЭ эндогенного происхождения, а также целого ряда других направлений исследований, в значительной степени зависит от уровня экзогенных шумов дневной поверхности. Установка геофонов в достаточно глубоких скважинах позволяет значительно уменьшить влияние шумов дневной поверхности. Кроме этого, скважинные измерения позволяют исследовать геоакустические процессы в условиях естественного залегания пород, тем самым

получая возможность учитывать влияние на эти процессы флюидонасыщенности пород и ряда других факторов.

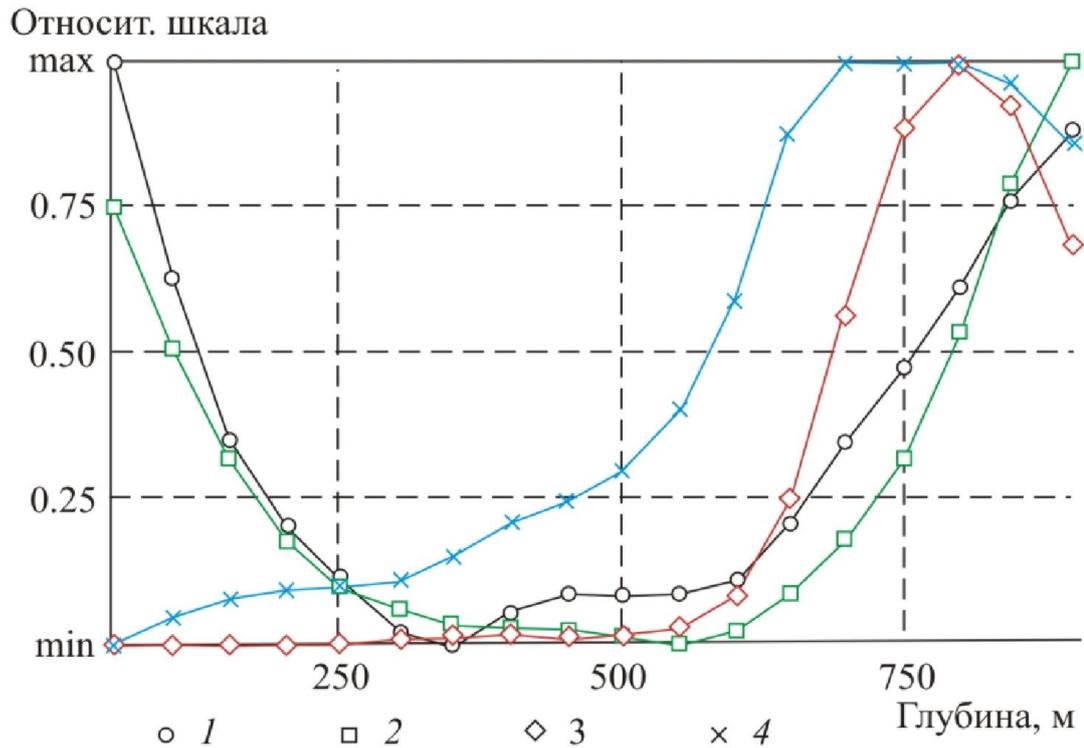
### **1.3.1. Изменения с глубиной шумов дневной поверхности**

Обзор результатов скважинных сейсмологических и геоакустических измерений, позволяет сделать следующие выводы, касающиеся влияния шумов дневной поверхности на результаты измерений.

1. Уровень шумов на дневной поверхности в условиях крупных промышленных городов очень высок и неустойчив. Диапазон изменений амплитуд шума во времени в таких случаях превышает два порядка. Установка геофонов в скважинах на глубинах порядка 300-400 м уже приводит к стабилизации уровня шумов, который меняется на таких глубинах в основном от дневного времени к ночному в два-три раза [Гальперин и др., 1978; Гаврилов и др., 2006; Gavrilov et al., 2008].

2. Наиболее резко изменения шумового фона происходит на глубинах в первые сотни метров [Douse, 1964; Гальперин и др., 1978; Беяков и др., 1999; Гаврилов и др., 2006; Gavrilov et al., 2008].

3. При скважинных измерениях на отдельных глубинах на фоне общего убывания уровня шумов могут наблюдаться локальные возрастания шумов, связанные с волноводными явлениями [Douse, 1967]. Подобными причинами, на наш взгляд, может быть обусловлено возрастание уровня ГАЭ во всем частотном диапазоне на глубинах более 600 м, которое можно видеть по данным рисунка 1.4 [Беяков и др., 1999]. Аналогичные данные приводятся в [Гаврилов и др., 2006; Gavrilov et al., 2008], (см. главу 2).



**Рисунок 1.4.** Вертикальное распределение амплитуд ГАЗ в частотных полосах 33 Гц (1), 160 Гц (2), 580 Гц (3) и 1250 Гц (4) в относительных единицах. ( Согласно [Беляков и др., 1999]).

4. На достаточно больших глубинах различия в интенсивности шумов для разных районов и изменчивость шума во времени в пределах одного участка существенно уменьшаются в сравнении с уровнем шумов для дневной поверхности [Hirano et al., 1961].

5. Максимальные амплитуды шума независимо от глубины соответствуют низкочастотным составляющим спектра [Douse, 1964; Гальперин и др., 1978; Гаврилов и др., 2014; Gavrilov et al., 2008].

Следует также отметить, что, как показали специально проведенные исследования [Levin, Lyna, 1958], при условии хорошо зацементированной обсадной колонны скважины и прижима, обеспечивающего надежное прижатие геофона к стенке обсадной трубы, волновые формы землетрясений и шумов в диапазоне 15 – 70 Гц не искажаются влиянием обсадной колонны.

Можно отметить, что практически все указанные особенности скважинных измерений, включая эффект возрастания шумов, связанных с волноводными

явлениями, согласуются с результатами измерений на скважинах Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона (см. главу 2).

### **1.3.2. Фоновые спектральные характеристики ГАЭ по данным скважинных измерений**

Рассмотрим результаты, характеризующие «фоновые» спектральные характеристики ГАЭ, имея в виду результаты, полученные на временных интервалах, на которых воздействием на уровень ГАЭ относительно быстрых внешних воздействий можно пренебречь.

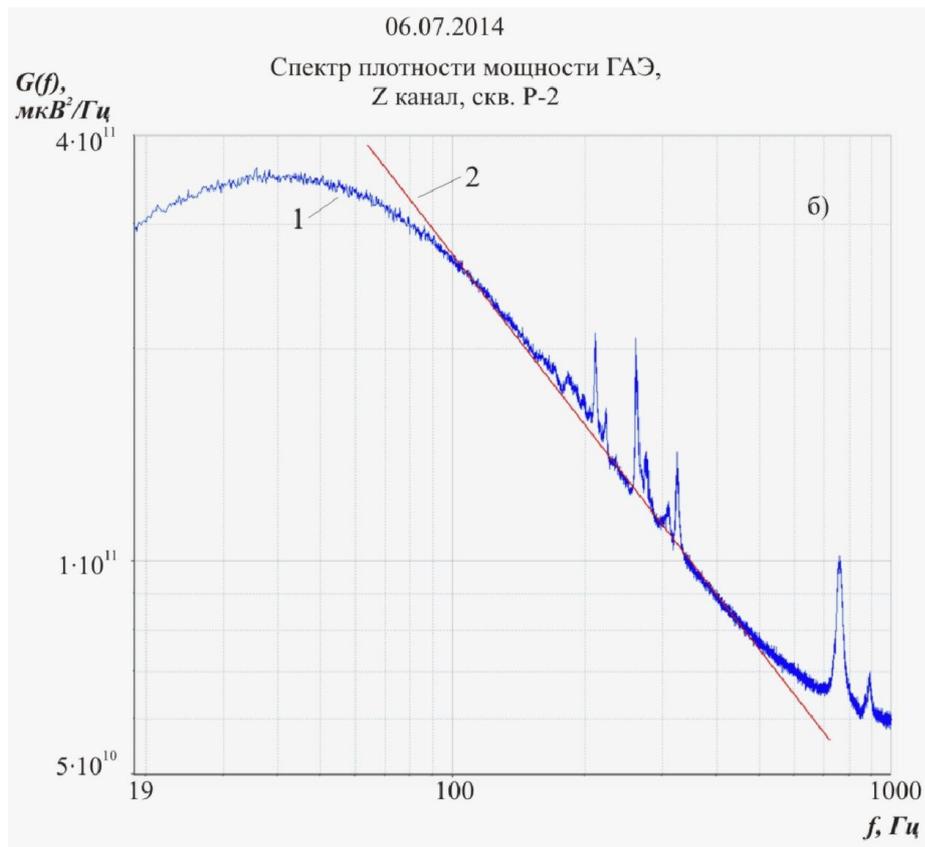
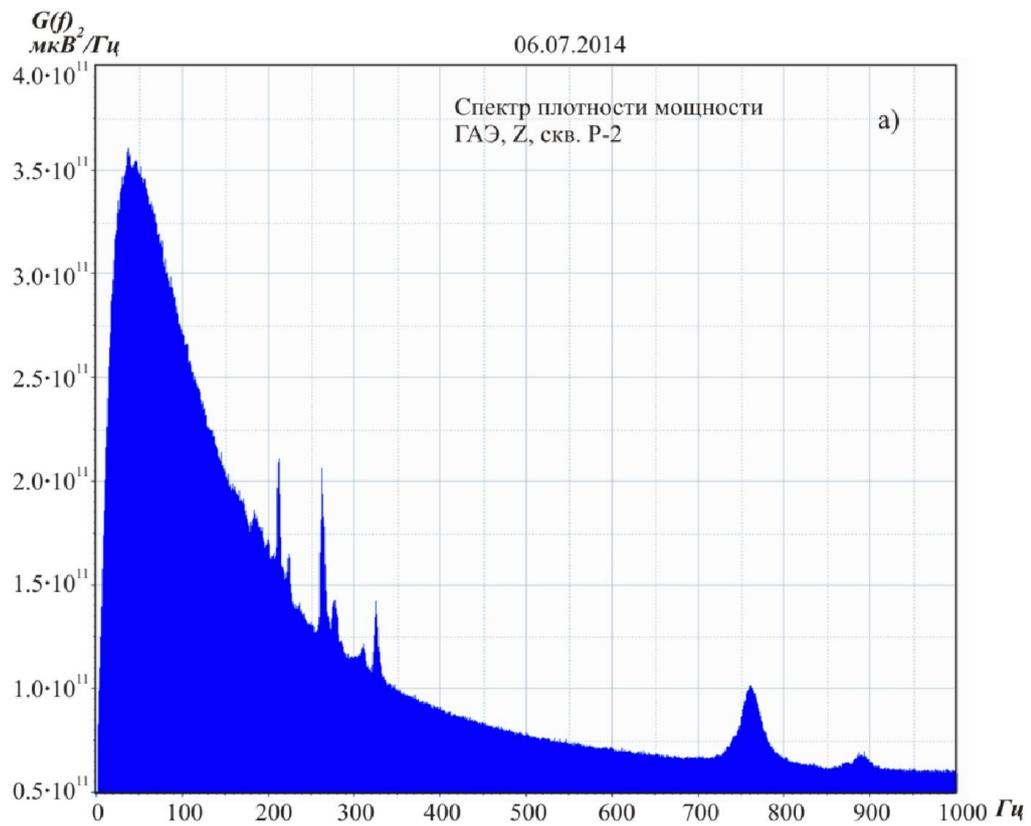
Воспользуемся для этой цели данными, полученными при геоакустических измерениях на глубине 730 м в скважине Р-2, относящейся к Петропавловск-Камчатскому геодинамическому полигону. Скважина расположена в 20 км от г. Петропавловска-Камчатского в лесной зоне на значительном удалении от источников различных техногенных помех. Местоположение скважины Р-2 и значительная глубина установки геофона дают возможность получать при геоакустических измерениях данные, практически не осложненные воздействием различных экзогенных факторов.

Структуры пород в районе скважины Р-2 преимущественно алевропсоммитовые, реже псаммоалевритовые и алевритовые. До глубины 1500 м преобладают алевропесчаники, алевролиты, песчаники в неравномерном переслаивании, в том числе песчаники с примесью гравия [Отчет..., 1995].

Для геоакустических измерений в скважине Р-2 использовался трехкомпонентный геофон с пьезоэлектрическими датчиками типа А1612 производства ЗАО «Геоакустика» совместно с предварительными и линейными усилителями собственной разработки. Рабочий диапазон частот датчиков составляет 0.1÷1000 Гц по уровню 0.7, номинальное значение коэффициента преобразования  $1.0 \text{ В} \cdot \text{с}^2 \cdot \text{м}^{-1}$ . Среднеквадратическое значение собственных шумов датчиков в диапазоне 0.2÷400 Гц не превышает  $2 \cdot 10^{-5} \text{ м} \cdot \text{с}^{-2}$ . Сигнал на выходе датчиков пропорционален ускорению. Для проведения измерений, связанных с

исследованием спектров ГАЭ использовался измерительный цифровой модуль Zet220 производства ЗАО “Электронные технологии и метрологические системы”. В состав модуля входит 24-разрядный АЦП, позволяющий проводить измерения по 16 синфазным /8 дифференциальным каналам с суммарной частотой преобразования до 8 кГц. Обработка данных, полученных с использованием модуля Zet220, проводилась пакетом программ WinПОС (разработка НПП «Мера»).

Пример спектра плотности мощности ГАЭ, полученного по результатам измерений в скважине Р-2 на глубине 730 м, представлен на рисунке 1.5.



**Рисунок 1.5.** Пример спектра плотности мощности ГАЗ, полученного по результатам измерений в скважине P-2 на глубине 730 м: (а) - линейный масштаб; (б) – билогарифмический масштаб.

Из данных, представленных на рисунке 1.5, следует, что на частотах выше 40 Гц, спектр ГАЭ соответствует фликкер-шуму. Это особенно хорошо видно при представлении результатов измерений в билогарифмическом масштабе (рисунок 1.5, б), где явно видна тенденция к обратно пропорциональной зависимости спектральной плотности мощности от частоты.

В этом случае вид спектра в первом приближении можно описать как:

$$S = F^{-k},$$

где  $S$  – амплитуда спектра мощности,  $F$  – частота,  $k$  – некоторая константа. В данном случае показатель степени  $k=0.8$ .

Следует подчеркнуть, что аналогичный характер, соответствующий фликкер-шуму, имеют также спектры ГАЭ, полученные по данным измерений в скважинах Г-1 и К-33 Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона [Гаврилов, Пантелеев, Рябинин, 2014].

Фликкер-шум, иначе называемый шумом мерцания, был впервые обнаружен [Johnson, 1925] при исследовании дробового шума электронных ламп на низких частотах. Как показывают результаты многочисленных исследований, фликкер-шум характерен для очень широкого круга природных процессов. В том числе, это относится и к процессам, проходящим в геосреде, что *связывается с фрактальными свойствами геосреды* [Тимашев, 1984, 1992, 1993, а, б; Шустер, 1988; Vak et al., 1987, 1988, 1989; Бак, Чэн. 1991].

Интересно отметить, что вывод о связи фликкер-шума с фрактальными свойствами геосреды согласуется с результатами исследований физических причин фликкер-шума в радиотехнике. Представленные в [Christesen, Pearson, 1936; Vernamont, 1937; Congrad, 1955; Разина, 1960] и в ряде других публикаций результаты показали, что фликкер-шум характерен для *гранулированных* сопротивлений, представляющих собой конгломерат (обычно пленку) из хорошо проводящих, достаточно малых частиц, в то время как у проволочных сопротивлений фликкер-шум не обнаруживается. Наиболее возможная причина фликкер-шума для гранулированных сопротивлений связывается с флуктуациями

проводимости, обусловленной флуктуациями величины сопротивления между гранулами [Малахов, 1968].

По мнению П. Бака с коллегами [Bak et al., 1987, 1988, 1989; Бак, Чэн, 1991] фликкер-шум отражает внутреннюю динамику самоорганизации нелинейных динамических систем с формирующимися и перестраивающимися в ходе их эволюции масштабно-инвариантными (самоподобными, фрактальными) метастабильными структурами. Это в свою очередь создает фрактальную структуру колебаний фликкер-шума, представляющих собой суперпозицию сигналов различных амплитуд и длительностей, величины которых определяются размерами и энергоемкостью фрактально масштабированных метастабильных структур в системе, эволюционирующей от одного критического состояния к другому. Таким образом, подобное понимание физической сути фликкер-шума в геосреде, связывает фликкер-шум не только с *фрактальными свойствами геосреды*, но также с такими ее свойствами как энергонасыщенность и постоянство колебательных движений в широкой полосе частот.

#### **1.4. Процессы, способные оказывать модулирующее воздействие на уровень геоакустической эмиссии**

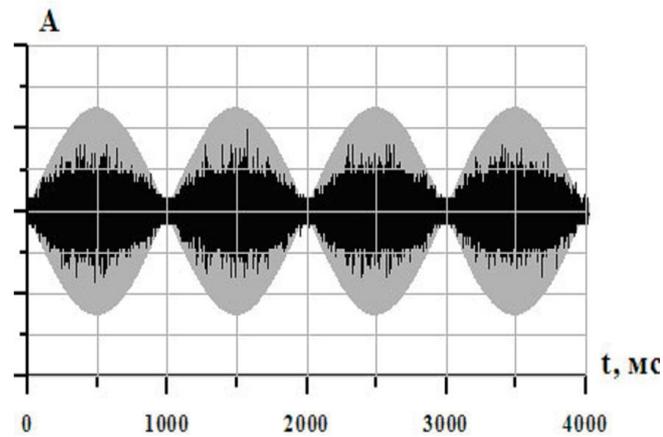
Исследование эффектов модулирующего воздействия различных физических процессов на амплитуду ГАЭ является, на наш взгляд, одним из наиболее интересных научных направлений, имеющим также и большое прикладное значение. Под модуляцией ГАЭ в данном случае понимается процесс, следствием которого являются изменения амплитуды ГАЭ по закону более низкочастотного воздействующего процесса.

### **1.4.1. Возбуждение ГАЭ под воздействием сейсмических волн от землетрясений**

Переупаковка гранулированной геосреды под воздействием проходящих через геосреду упругих волн отмечена как по результатам измерений *in-situ*, так и в ходе различных лабораторных экспериментов. При этом во всех случаях в спектрах помимо частот источника возмущений также присутствуют частоты, относящиеся к спектру ГАЭ.

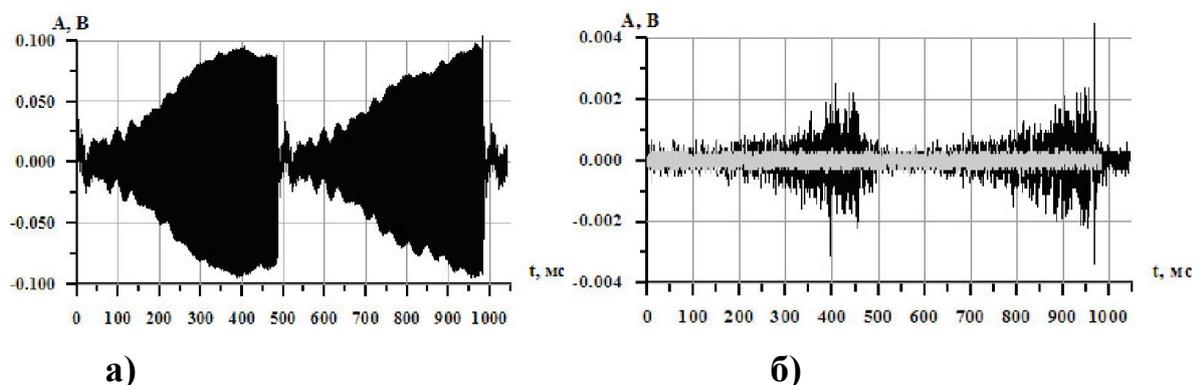
#### **1.4.1.1. Результаты лабораторных экспериментов**

Результаты одного из лабораторных экспериментов, иллюстрирующих возбуждение акустической эмиссии при распространении упругих волн в гранулированной среде, представлены в [Гущин, Рубцов, 2009]. Измерения проводились в цилиндрическом баке высотой 0.7 м, диаметром 0.7 м, заполненном сухим речным песком. На поверхности песка был установлен пьезокерамический стержневой вибратор. При проведении эксперимента было обнаружено, что в моменты прохождения через песок высокочастотных импульсов (частота заполнения 8-9 кГц, длительность 1-3с) уровень АЭ значительно возрастал во всей полосе частот, используемой при анализе. Такой же эффект наблюдался при излучении высокочастотного амплитудно - модулированного колебания (рисунок 1.6). Серым фоном на рисунках показана осциллограмма зондирующего сигнала, черным — осциллограмма шума вне полосы частот зондирующего сигнала.



**Рисунок 1.6.** Изменение уровня шумовой помехи при прохождении через слой песка модулированного колебания. По оси ординат отложена амплитуда сигнала в относительных единицах, ось абсцисс — текущее время в мс. Серый фон - осциллограмма зондирующего сигнала (несущая частота 8.5 кГц), черная кривая - осциллограмма шумового сигнала в полосе 0.2-7 кГц. Заглубление приемника – 0.3 м, разница в усилении зондирующих и шумовых сигналов 400. (Согласно [Гущин, Рубцов, 2009]).

Из данных, приводимых на рисунке 1.6, следует, что изменение уровня АЭ достаточно жестко связано с изменением уровня зондирующего сигнала. Этот вывод подтверждается и данными рисунка 1.7, на котором приведены результаты измерений при прохождении через песок высокочастотных ( $F=11.5$  кГц) колебаний, амплитуда которых изменялась по пилообразному закону. Прием колебаний осуществлялся на глубине 0.3 м.



**Рисунок 1.7.** Осциллограммы высокочастотного ( $F=11.5$  кГц) колебания принятого на глубине 0.3 м (а) и сопровождающее его изменение уровня АЭ в полосе частот 0.5–10 кГц (б). Серая кривая — осциллограмма шума в полосе частот 0.5–10 кГц при отсутствии зондирующего сигнала.

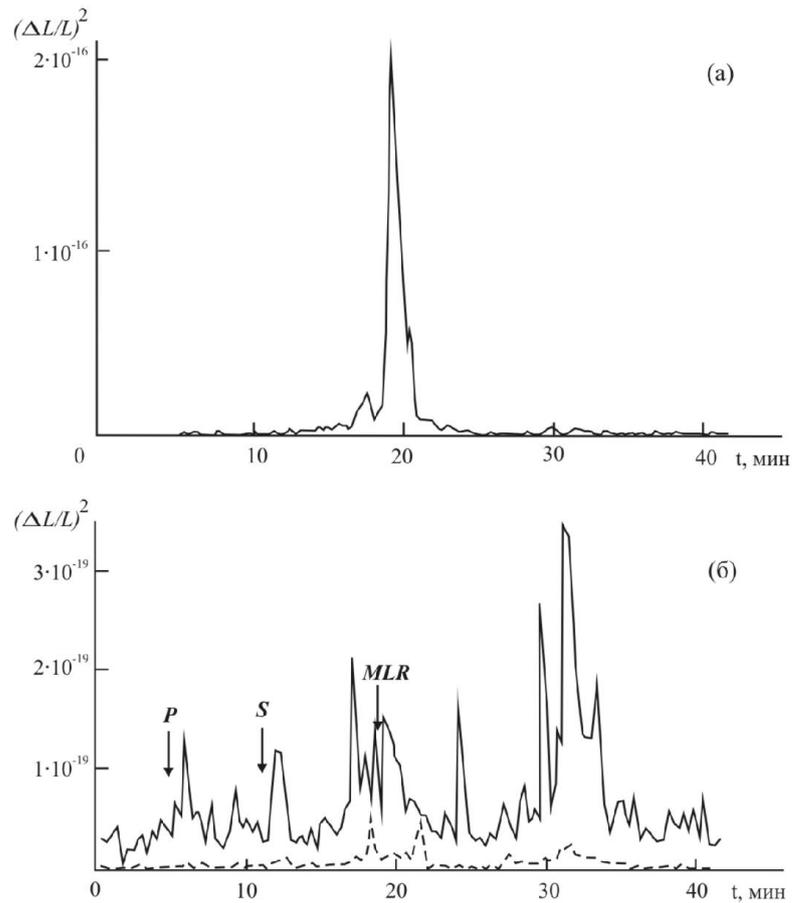
Результаты указанного эксперимента, так же, как результаты, приводимые в [Баженова и др., 2005], показывают, что при распространении упругих волн в гранулированной среде возникает акустическая эмиссия, механизм которой связан с взаимным трением гранулированных частиц. При этом уровень АЭ при воздействии на среду сейсмической волны, не зависит от частоты зондирующего сигнала, а определяется только его амплитудой. Причем, как можно видеть из данных, представленных на рисунке 1.6 и рисунке 1.7, связь амплитуды возбуждаемого в геосреде сигнала от амплитуды зондирующего сигнала носит нелинейный характер. В целом указанные результаты являются примерами проявления физической нелинейности блочно-иерархической геосреды, что выражается в нелинейной связи напряжений и деформаций. Как показано в [Баженова и др., 2005], подобная закономерность типична для гранулированных сред, к которым относятся многие горные породы, и отражает нелинейность акустических характеристик таких сред, для которых механические свойства определяются в существенной мере контактами между гранулами.

#### 1.4.1.2. Результаты натуральных измерений

Изменения интенсивности ГАЭ под воздействием *проходящих через геосреду сейсмических волн* отмечено в достаточно большом числе работ [Жадин, 1971; Гордеев, Рыкунов, 1976; Троицкий, 1987; Павленко, Яковлев, 1995; Hill et al., 1976]. Согласно результатам, представленным в [Павленко, Яковлев, 1995], воздействие низкочастотных сейсмических волн от далекого умеренного землетрясения ( $R_e=3770$  км,  $M=5.8$ ) проявляется в значительном возрастании интенсивности ГАЭ в диапазоне частот  $6\div 25$  Гц (рисунок 1.8).

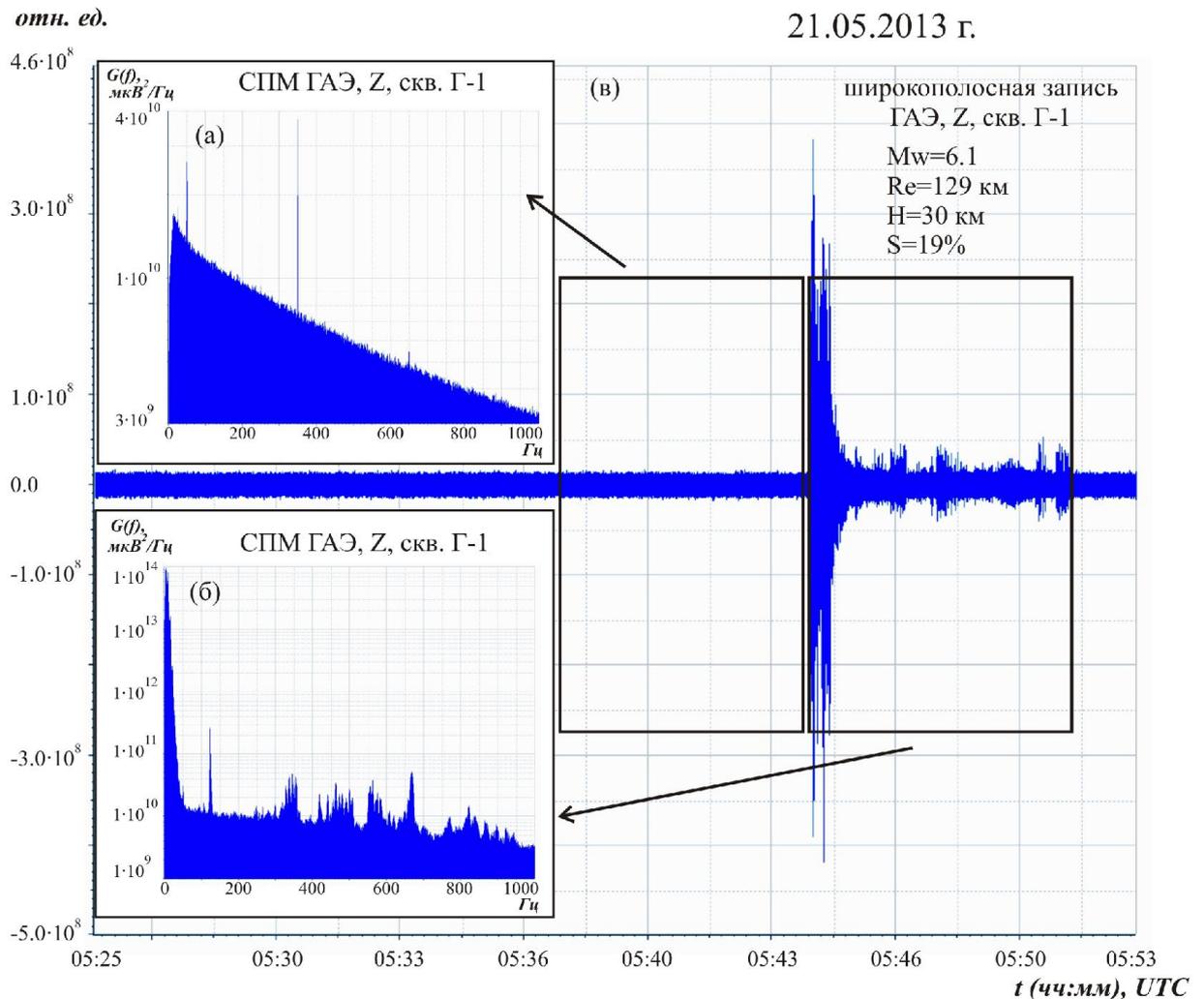
Аналогичные результаты, связанные с воздействием на геосреду низкочастотных сейсмических волн от далекого умеренного землетрясения, были получены при регистрации ГАЭ на сейсмостанции «Москва» 17.02.1998 г. [Николаев и др., 2005]. В этом случае была зарегистрирована ГАЭ,

инициированная землетрясением с магнитудой около 6.5, произошедшим в северной части Атлантического океана на глубине 18 км. Геоакустические измерения проводились с использованием трехкомпонентного геофона МАГ-3С с датчиками на основе магнитоупругих кристаллических ферромагнетиков [Беляков, 2000], установленного на постаменте сейсмостанции. Сигнал на выходе датчиков указанного типа пропорционален скорости ускорения, т.е. третьей производной от смещения. Соответственно крутизна амплитудно–частотной характеристики (АЧХ) датчиков в этом случае составляет 60 дБ на декаду изменения частоты, обеспечивая очень высокую чувствительность высокочастотных каналов. В системе регистрации использовались третьоктавные ( $\Delta F/F_0=0.23$ ) фильтры с центральными частотами  $F_0$ , равными 30, 160, 500 и 1000 Гц. Геоакустическое излучение, инициированное прохождением сейсмических волн, было зарегистрировано по всем четырем частотным каналам. Его продолжительность составила более 30 мин.



**Рисунок 1.8.** Изменение интенсивности сигнала землетрясения с магнитудой  $M=5.8$  и эпицентральной расстоянием 3770 км (а) и изменение интенсивности высокочастотной компоненты (б): сплошной линией – в частотном диапазоне 6 – 12 Гц, пунктиром – в диапазоне 13 – 25 Гц. (Согласно [Павленко, Яковлев, 1995]).

Можно отметить, что возрастание интенсивности ГАЭ после землетрясений стабильно регистрировалось и по результатам скважинных геоакустических измерений на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне. Приводимые на рисунке 1.9 данные позволяют сравнить спектры ГАЭ, полученные при измерениях в скважине Г-1 на глубине 1012 м накануне землетрясения (рисунок 1.9а) и на 6-минутном интервале после момента землетрясения (рисунок 1.9б). Можно видеть, что под воздействием проходящих через геосреду сейсмических волн значительно возросла интенсивность ГАЭ в достаточно широкой высокочастотной области.



**Рисунок 1.9.** Пример изменений спектров ГАЭ под воздействием проходящих через геосреду сейсмических волн: (а) – спектр ГАЭ накануне землетрясения; (б) - спектр ГАЭ на 6-минутном интервале после момента землетрясения; (в) – запись землетрясения.

Результаты лабораторных и натуральных экспериментов показывают, что при воздействии низкочастотных сейсмических волн спектральный состав ГАЭ остается в основном неизменным, т.е. изменяется лишь интенсивность ГАЭ. Такой результат указывает на то, что спектр ГАЭ в зоне измерений определяется параметрами геосреды. В этой связи можно указать на результаты натурального эксперимента, описанного в [Садовский, Болховитинов, Писаренко, 1987], в ходе которого в скважинах регистрировались геоакустические возмущения малой амплитуды, связанные с работой бурового станка. Исследованиями было установлено, что множественные отражения упругой волны, распространяющейся в блочной среде, приводят к появлению сложного волнового поля,

напоминающего коду землетрясения. При частоте 20 ударов в секунду бурового инструмента регистрировалось около 250 импульсов с видимой частотой 1 кГц. При этом было отмечено отсутствие простой зависимости затухания от частоты сигнала. Такой результат авторы связывают в значительной мере с тем, что спектр сигнала, пришедшего в точку регистрации, зависит в первую очередь от свойств блочной среды, а конкретнее – от преимущественных размеров блоков породы. В качестве подтверждения в [Садовский, Болховитинов, Писаренко, 1987] приводятся спектры колебаний, полученные в ходе подобных натуральных экспериментах, характерными особенностями которых являются четко выраженные максимумы. Наличие таких максимумов объясняется авторами возникновением «стоячих» волн в отдельных блоках породы. Связь преимущественного размера блока  $L_i$  с частотой  $f_i$  определяется зависимостью  $f_i=c/L_i$ , где  $c$  – скорость продольных волн в горной породе.

Отметим, что возможный механизм возбуждения ГАЭ под воздействием сейсмических волн не противоречит реологическим моделям геосреды, содержащей контрастно-мягкие дефекты [Зайцев, Гурбатов, Прончатов-Рубцов, 2009].

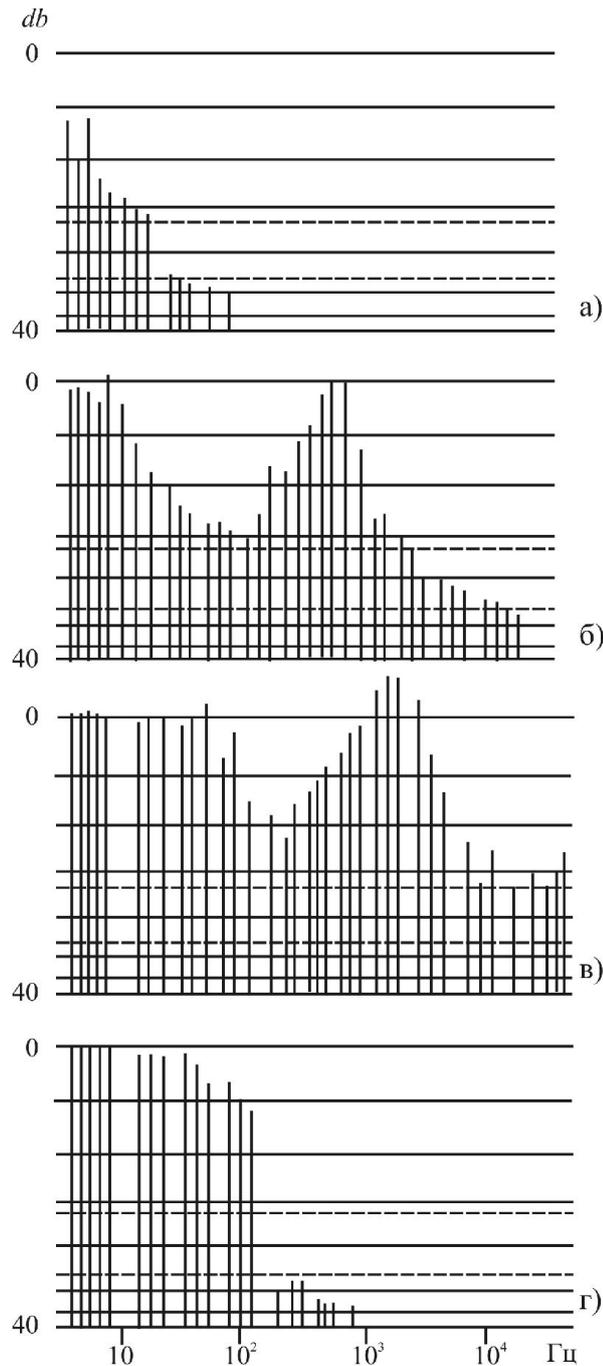
## 1.4.2. Модуляция уровня геоакустической эмиссии медленными деформационными процессами в литосфере Земли

### 1.4.2.1. Результаты натуральных и лабораторных экспериментов

Наиболее часто при проведении экспериментов для исследования свойств гранулированных сред в качестве материала используется песок, хотя, как отмечал М.А. Садовский [Садовский, 1989], песок, конечно, нельзя считать идеальным эквивалентом реальной геосреды. Вместе с тем, многие свойства песка как гранулированной (зернистой) сыпучей среды позволяют считать его практически идеальным материалом для проведения многих экспериментов, в том числе тех, результаты которых представляют очевидный интерес для понимания физических причин, влияющих на спектральные характеристики ГАЭ.

Природная сортировка песчинок по гранулометрическому составу позволяет исследовать особенности спектров ГАЭ - наличие преобладающих (резонансных, доминирующих) частот, их связь с размерами гранул, с параметрами сжатия, трения, водонасыщенности. Как правило, результаты таких экспериментов одновременно иллюстрируют и суть физических механизмов генерации ГАЭ при *медленных деформациях геосреды*.

В качестве примера, подтверждающего такой вывод, ниже приводятся результаты натуральных экспериментов, описанных в [Вильчинская, Николаевский, 1984]. В этом случае исследовалась геоакустическая эмиссия плотных влажных песков (средний размер зерен 0.3 мм) в условиях естественного залегания. Для исследования спектров колебаний, возникающих при различных механических воздействиях на песок, в ненарушенном песчаном массиве были вырыты два шурфа с расстоянием между ними 50 см. Массив между шурфами сжимался соосно с постепенно увеличивающейся нагрузкой до полного разрушения массива. На рисунке 1.10 приведены данные, отражающие характер изменений спектра сигналов ГАЭ при изменениях нагрузки на массив песка. При небольшом уплотнении песка спектр ГАЭ был сосредоточен в полосе 2 – 20 Гц.



**Рисунок 1.10.** Изменения спектра сигналов ГАЭ при сжатии до разрушения массива песка в естественном залегании: а – уплотнение песка, б – начало неупругих деформаций, в – течение грунта, г – полное разрушение структуры песка. Согласно [Вильчинская, Николаевский, 1984].

Увеличение сдвигающего напряжения (допредельная неупругость) приводило к увеличению амплитуд всех частотных составляющих в указанной полосе частот с последующим расширением спектра ГАЭ до 80 Гц (рисунок 1.10а). При дальнейшем увеличении сдвигающего напряжения спектр ГАЭ

продолжал расширяться и с началом заметных предельных деформаций диапазон частот ГАЭ достигал 20 кГц с максимумами на частотах 2-16 Гц (главный максимум) и 630 Гц (рисунок 1.10б). Длительность описанного процесса нагружения грунта до его полного разрушения занимала 60 с.

Близкие результаты, также указывающие на связь ГАЭ с процессами переупаковки геосреды, были получены в лабораторных экспериментах, описанных в [Сибиряков, Бобров, 2008]. Как и в предыдущем случае использовался песок (более крупнозернистый с размерами зерен 2-3 мм), который находился в отрезке стальной трубы диаметром 40 мм и высотой 80 мм. Нагрузка образца осуществлялась с помощью пресса вертикального действия через верхнее и нижнее отверстия трубы. Давление на образец возрастало до 16 МПа за 10 с. Как и в предыдущем эксперименте, было показано, что ГАЭ в сжатом песке начиналась практически уже с «нулевых» давлений и продолжалась после окончания работы нагнетающего насоса. Спектр ГАЭ был сосредоточен в диапазоне 30 – 1000 Гц и не был связан с частотой внешнего воздействия (движениями поршня).

Результаты обоих экспериментов показывают, что при квазистатическом нагружении геосреды ГАЭ появляется уже при самом низком уровне напряжений и является следствием процесса переупаковки. Единичный акт ГАЭ происходит при каждой необратимой подвижке и связан с неравновесным проскальзыванием. Дискретный характер спектра ГАЭ в результатах эксперимента, описанного в [Вильчинская, Николаевский, 1984] отражает гранулированность использованной в экспериментах горной породы (песка). Если рассматривать песок как систему частичек с  $n$  степенями свободы, каждая из которых имеет определенную массу  $m$  и коэффициент упругости  $\alpha$  контактов частиц, то такая система, согласно [Хайкин, 1971], должна иметь дискретный спектр собственных частот, определяемый уравнением

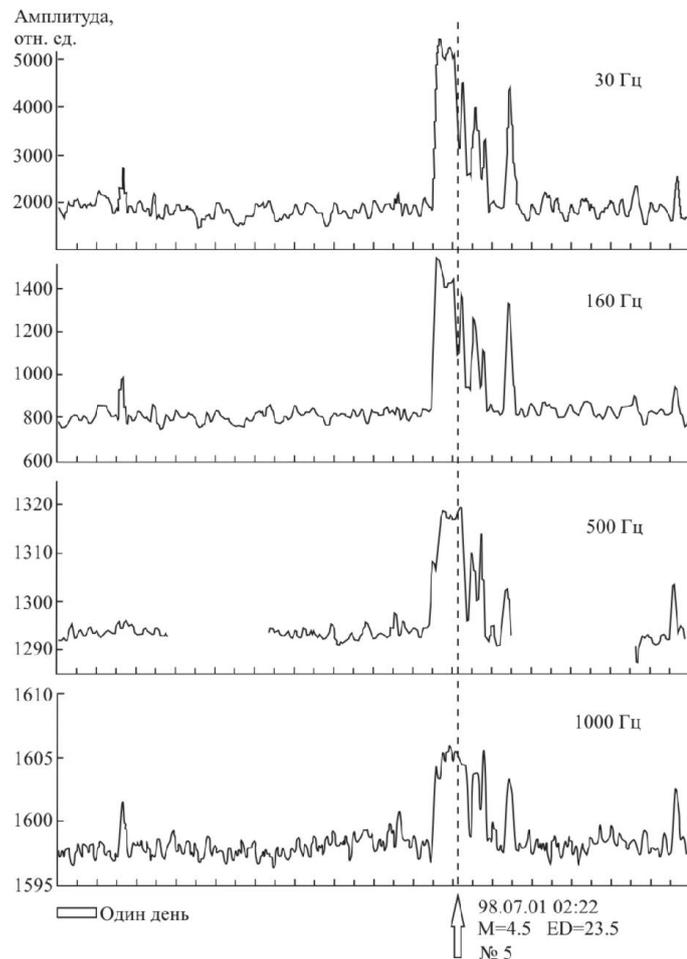
$$\omega_k \approx 2\sqrt{\alpha/m} \sin \frac{k\pi}{2(n+1)}, k = 1, 2, \dots, n. \quad (1.3)$$

#### 1.4.2.2. Изменения характеристик ГАЭ перед сильными сейсмическими событиями

Надежных данных, указывающих на рост интенсивности ГАЭ непосредственно *перед* сильными сейсмическими событиями, отмечено сравнительно немного. В качестве одного из таких примеров можно привести результаты, полученные при проведении геоакустических измерений в сейсмологической обсерватории Мацуширо [Горбатиков и др., 2001]. Измерения проводились трехкомпонентным геофоном МАГ-3С, установленным в главном тоннеле обсерватории на глубине 100 м от поверхности. В системе регистрации использовались третьоктавные фильтры с центральными частотами  $F_0$ , равными 30, 160, 500 и 1000 Гц. Сигналы на выходах фильтров детектировались, сглаживались интеграторами и затем осреднялись на 30-секундном интервале.

Основные результаты геоакустических измерений в обсерватории Мацуширо были получены на интервале февраль 1998 г. – сентябрь 1998 г. За этот период в радиусе 150 км от обсерватории произошло 27 землетрясений с магнитудами  $M_S=3.7\div 5.2$ . Из этих землетрясений для анализа были отобраны 10 наиболее сильных событий и одно наиболее близкое. Анализ результатов измерений показал, что для пяти из 11 указанных землетрясений были зарегистрированы повышения уровня ГАЭ, которые начинались примерно за 12 ч до землетрясения и спадали после землетрясения до фонового уровня приблизительно за такое же время. Близкие по характерам аномалии ГАЭ были зарегистрированы при измерениях во временной окрестности разрушительного Спитакского землетрясения ( $M=7.1$ ) произошедшего в Армении в декабре 1988 г. [Моргунов и др., 1991]. В этом случае аномальный рост уровня ГАЭ в частотном диапазоне 800-1200 Гц был зарегистрирован за 16 часов до Спитакского землетрясения, произошедшего на эпицентральной расстоянии около 80 км. Сразу после землетрясения имело место продолжение роста уровня ГАЭ продолжительностью примерно 24 ч.

Наиболее выразительный пример результатов, полученных в ходе геоакустических измерений в обсерватории Мацуширо приведен на рисунке 1.11. На рисунке можно видеть наличие повышенного уровня широкополосной ГАЭ во временной окрестности землетрясения.



**Рисунок 1.11.** Пример изменений интенсивности ГАЭ во временной окрестности землетрясения. (Согласно [Горбатиков и др., 2001]).

Из представленных на рисунке данных видно, что по своему характеру аномалии ГАЭ *до* и *после* момента землетрясения существенно различаются.

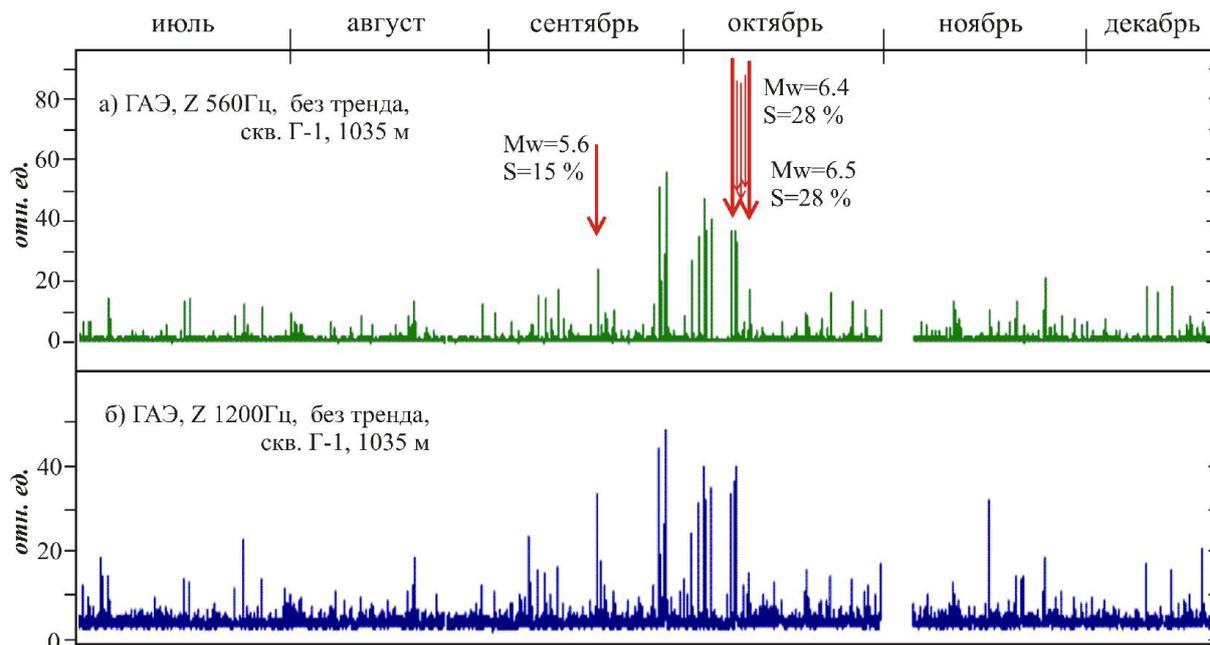
Аналогичный характер имели изменения уровня ГАЭ и для остальных четырех землетрясений, во временных окрестностях которых были зарегистрированы повышения уровня ГАЭ. На наш взгляд, существенная разница в характерах изменений интенсивности ГАЭ *до* и *после* землетрясений указывает на *разный генезис* этих аномалий. Логично предположить, что изменения уровня

ГАЭ *после* землетрясений, зарегистрированные в ходе указанных измерений, связаны с *воздействием* землетрясений (см. раздел 1.4.1.2), в отличие от аномалий ГАЭ, предшествующих сейсмическим событиям.

Рост интенсивности ГАЭ, предвещающий рой сильных землетрясений в районе Авачинского залива (восточное побережье Камчатки) в октябре 2001г., был зарегистрирован в ходе измерений на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне при регистрации в скважине Г-1 на глубине 1035 м [Гаврилов, Бусс, 2015; Gavrilov, Naumov, 2017]. Отметим, что для этих измерений, также как при измерениях в обсерватории Мацуширо, применялся геофон типа МАГ-3С [Беляков, 2005]. Аналогичной была и аппаратура аналоговой части измерительных трактов – полосовые фильтры, детекторы средневыпрямленных значений на выходах фильтров и пр. Однако измерения на Петропавловск-Камчатском полигоне, в отличие от измерений в обсерватории Мацуширо, проводились в скважине на достаточно большой глубине, что является большим преимуществом, позволяющим значительно увеличивать реальную чувствительность геоакустических измерений за счет снижения шумов дневной поверхности.

Наиболее интересные результаты в ходе измерений в скважине Г-1 во временной окрестности роя сильных землетрясений в октябре 2001 г. были получены для самых высокочастотных каналов (центральные частоты фильтров 560 Гц и 1200 Гц). Как можно видеть из данных, приводимых на рисунке 1.12, примерно за 38 суток до основных землетрясений роя значительно возросло число высокоамплитудных импульсов геоакустической эмиссии по высокочастотным (560 и 1200 Гц) каналам.

2001 г.



**Рисунок 1.12.** Результаты геоакустических измерений по высокочастотным геоакустическим каналам во временной окрестности роя землетрясений в октябре 2001 г. (скважина Г-1, глубина 1035 м, Z-компонента): (а) - ряд среднеквадратических значений ГАЭ для канала 560 Гц; (б) - ряд СКЗ ГАЭ для канала 1200 Гц. (Согласно [Гаврилов, Бусс, 2015; Gavrilov, Naumov, 2017]).

В главе 4 показывается, что основной причиной таких результатов могло быть значительное возрастание сил трения скольжения между гранулами пород и бортами существующих трещин вследствие значительного снижения влагонасыщенности прискважинной зоны.

### 1.4.2.3. Модуляция ГАЭ штормовыми микросейсмами

Интенсивные штормовые микросейсмы состоят преимущественно из поверхностных волн Рэля и Лява в диапазоне периодов  $4 \div 10$  с и  $12 \div 20$  с (соответственно - микросейсмы первого и второго рода). На глубинах до первых километров деформации под воздействием штормовых микросейсм могут составлять  $\varepsilon \approx 10^{-12} - 10^{-9}$  [Рыкунов, 1967]. Результаты геоакустических измерений в скважинах при использовании высокочувствительной аппаратуры указывают на модулирующее воздействие штормовых микросейсм на интенсивность

геоакустических процессов [Дьяконов и др., 2010; Дьяконов, Троянов, 1989]. В том числе, подобные результаты были получены при скважинных геоакустических измерениях на Камчатском геодинамическом полигоне, проведенные с участием автора в 2009 г. [Дьяконов и др., 2010]. Измерения проводились в скважинах Г-1 и Р-2 с использованием программно-аппаратурного комплекса, разработанного в Институте геофизики УрО РАН [Астраханцев, Троянов, 1998]. Для геоакустических измерений использовались акселерометры ДНЗ с коэффициентами преобразования  $6-10 \text{ мкВ} \cdot \text{с}^2/\text{мм}$ . Частотный диапазон измерений составлял  $0.1 \div 5.0 \text{ кГц}$ . Результаты спектрально – временного анализа данных геоакустических измерений показали наличие временной изменчивости амплитудного уровня сигналов ГАЭ в скважинах Г-1 и Р-2 с доминирующими периодами штормовых микросейсм. Для скважины Г-1 временная изменчивость амплитуд ГАЭ на глубине 780 м соответствовала периодам штормовых микросейсм диапазона 10—20 с и более. Для скважины Р-2 модуляция амплитуд ГАЭ на глубине 700 м имела место для диапазона периодов от 2 с до 4 с.

#### **1.4.2.4. Модулирующее воздействие на уровень ГАЭ деформационных процессов приливного происхождения**

Значительное число работ, посвящено оценкам влияния на ГАЭ *деформационных процессов приливного происхождения*. Интерес к указанной теме исследований можно объяснить, в первую очередь, тем, что в этом случае основные параметры воздействия детерминированы и рассчитываются с высокой точностью. Приливные деформации раскладываются на ряд гармонических составляющих, основными из которых являются: полусуточная лунная главная компонента  $M_2$ , период  $T=12.42 \text{ ч}$ ; суточная лунно-солнечная деклинационная компонента  $K_1$ ,  $T=23.93 \text{ ч}$ ; суточная лунная главная компонента  $O_1$ ,  $T=25.82 \text{ ч}$ . Указанные составляющие дают в сумме более 68% от общего потенциала приливов [Нешиба, 1991]. Максимальная величина относительной деформации земной коры, вызванная лунно-солнечными приливами, составляет около  $3 \cdot 10^{-8}$ .

Начало исследованиям эффекта модуляции ГАЭ («высокочастотных сейсмических шумов (ВСШ)») приливными воздействиями было положено работами под руководством Л.Н. Рыкунова [Рыкунов и др., 1980; Рыкунов и др., 1984]. На начальном этапе гипотеза о модулирующем воздействии приливных деформаций на интенсивность ГАЭ вызвала острую научную полемику [Гальперин и др., 1987]. Сомнения в реальности эффекта модуляции сейсмических шумов были в значительной степени связаны с высоким уровнем помех в местах регистрации, с недостаточной длительностью наблюдений и упрощенной методикой обработки результатов измерений.

С конца 1980-х годов исследования модулирующего воздействия приливных деформаций на геоакустическую эмиссию начали активно проводиться на Камчатке [Гордеев и др., 1991; Салтыков и др., 1997; Салтыков и др., 2008].

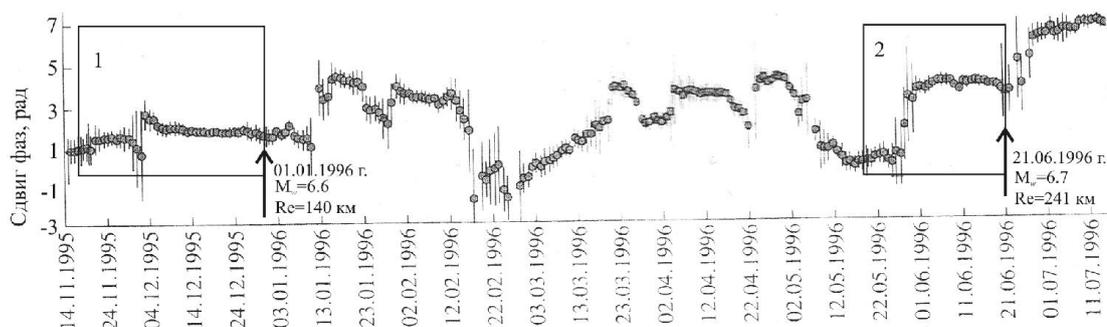
В указанных измерениях в качестве датчика сигналов ВСШ применялся резонансный узкополосный вертикальный сейсмометр с чувствительным пьезокерамическим элементом. Чувствительность датчика - не хуже  $10^9$  В/м (с учетом предварительного усилителя), частота собственных колебаний  $f_0=30$  Гц, добротность  $Q=100$ . Использование датчика с таким высоким значением добротности дает возможность регистрировать лишь огибающую ВСШ для частоты  $f_0=30$  Гц. Датчики устанавливались на глубинах до десятков метров, чтобы исключить влияние поверхностных температурных колебаний и ветров (периоды штормовой погоды при необходимости исключались из данных). Вариации огибающей ВСШ с периодами основных приливных волн выделялись из рядов наблюдений известным методом наложения эпох [Buijs-Ballot, 1847; Серебренников, Первозванский, 1965].

В результате обработки рядов с типичной продолжительностью несколько месяцев были статистически надежно выделены вариации интенсивности с периодичностью, соответствующей основным приливным компонентам  $O_1$ ,  $M_2$ ,  $N_2$ . Типичная наблюдаемая глубина модуляции интенсивности ВСШ составляла от 2 до 8 процентов. В целом результаты указанных исследований позволили

выявить статистически значимые приливные эффекты в сейсмических шумах [Салтыков и др., 1997; Салтыков и др., 2008] и фактически снять сомнения в факте эффекта модуляции ГАЭ («высокочастотных сейсмических шумов, (ВСШ)») приливными воздействиями. Вместе с тем, в ходе исследований были выявлены два важных свойства отклика ВСШ на приливное воздействие.

Во-первых, была выявлена нестабильность во времени эффекта модуляции интенсивности ВСШ приливными воздействиями: участки существования приливной компоненты сменяются участками ее отсутствия [Салтыков и др., 2008]. Можно предположить, что это свойство, наряду с «территориальной нестабильностью» указанного эффекта, могло быть одной из основных причин острой дискуссии [Гальперин и др., 1987] по поводу реальности эффекта модуляции сейсмических шумов.

Вторая важная особенность отклика ВСШ на приливное воздействие выражается в изменениях во времени фазовых соотношений между теоретически рассчитываемой определенной волной приливного гравитационного потенциала и выделяемой из рядов огибающей ВСШ гармонической компонентой с соответствующим приливным периодом (*параметр  $\Delta\phi$* ). За несколько недель – первых месяцев перед землетрясениями с магнитудой  $M \geq 6.0$  с эпицентрными расстояниями до 400 км в большинстве случаев наблюдалась стабилизация параметра  $\Delta\phi$  (рисунок 1.13). Указанная закономерность легла в основу метода прогноза землетрясений [Патент..., 1998].



**Рисунок 1.13.** Пример временного хода параметра  $\Delta\phi$  перед сильными землетрясениями. (Согласно [Салтыков и др., 1998]).

Несмотря на то, что исследования модуляции уровня ГАЭ под воздействием приливных деформаций проводятся уже более 30 лет, известно небольшое число работ, позволяющих предложить удовлетворительный физический механизм указанного эффекта. К числу таких работ можно отнести исследования, результаты которых представлены в [Зайцев, Матвеев, 2006, Зайцев и др., 2011], где модулирующее воздействие приливных деформаций на уровень ГАЭ связывается с амплитудно-зависимой диссипацией в микронеоднородной геосреде за счет наличия в ней «мягких» дефектов.

Необходимо отметить, что до последнего времени все результаты, связанные с исследованием эффекта модуляции уровня ГАЭ под воздействием приливных деформаций, были получены при размещении сейсмоакустических датчиков вблизи дневной поверхности (не глубже 35 м), т.е. в условиях весьма высокого уровня помех экзогенного происхождения. Очевидно, что использование рядов ГАЭ, полученных при измерениях в достаточно глубоких скважинах, дает возможность более надежно оценивать влияние приливных процессов на геоакустическую эмиссию. Так, согласно результатам, представленным в [Гаврилов и др., 2006; Gavrilov et al., 2008], при измерениях на скважине Г-1, расположенной в районе г. Петропавловска-Камчатского, установка геофонов в скважинах на глубинах порядка 800 – 1000 м позволяет снизить влияние шумов экзогенного происхождения на дневной поверхности для частот 30 – 160 Гц более чем на два порядка. В этой связи под руководством и непосредственном участии автора были получены и проанализированы данные трехкомпонентных геоакустических измерений на глубине 730 м в скважине Р-2 (53.080°N; 158.9°E), расположенной в лесном массиве в 20 км на северо-восток от г. Петропавловска-Камчатского на значительном удалении от источников различных техногенных помех [Полтавцева, Власов, Гаврилов, 2013]. (Подробные данные о техническом обеспечении измерений приведены в главе 2). Для выделения откликов ГАЭ на приливные воздействия использовался метод наложения эпох. Были обработаны ряды данных геоакустических измерений на предмет выделения суточной  $O_1$  (период 25.82 ч) и полусуточной  $M_2$  (период

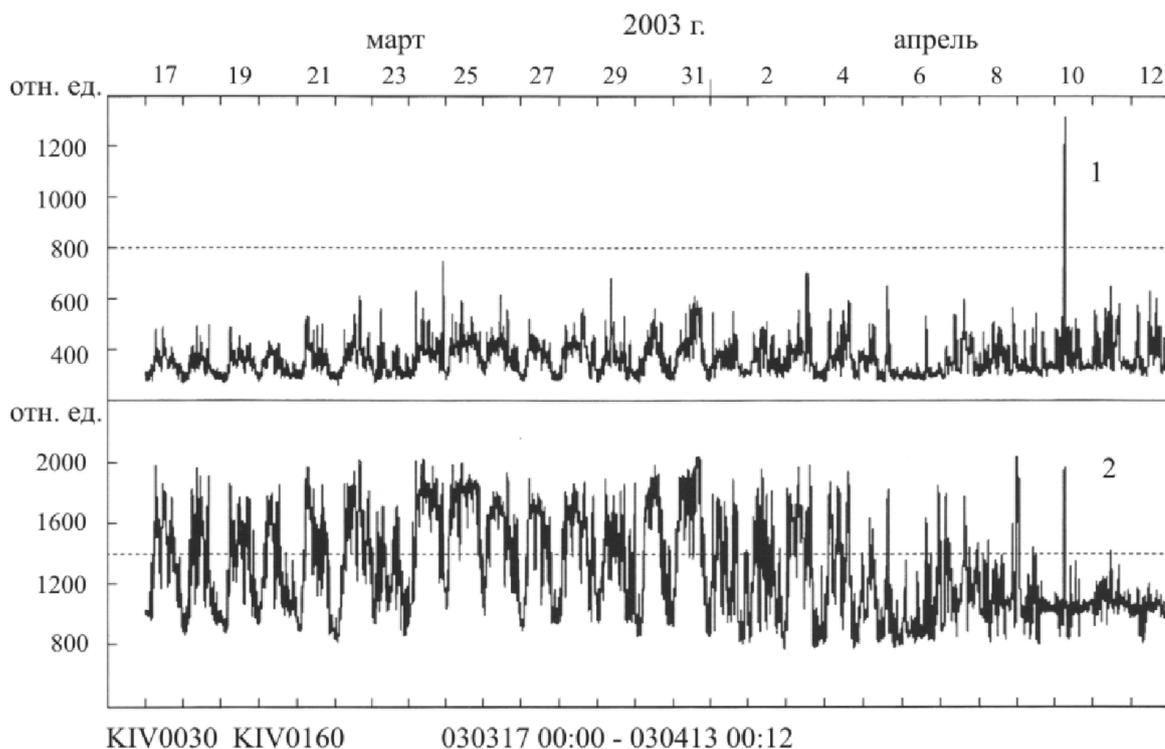
12.42 ч) приливных гармоник. Проведенные исследования показали, что ряды данных геоакустических измерений в скважине Р-2 на глубине 730 м содержат периодические составляющие с периодами, соответствующими периодам приливных волн  $O_1$  и  $M_2$ , подтвердив таким образом влияние приливных процессов на геоакустическую эмиссию.

Таким образом, как показывает представленный выше обзор, на современном этапе исследований реальность эффектов модуляции ГАЭ различными низкочастотными *деформирующими процессами* уже не вызывает сомнений. При этом результаты, связанные с исследованием эффекта модуляции уровня ГАЭ приливными деформациями, указывают, в том числе, на их перспективность для задач мониторинга напряженно-деформированного состояния геосреды сейсмоактивных регионов.

### **1.5. О результатах высокочувствительных скважинных широкополосных измерений ГАЭ**

Скважинные геоакустические измерения с использованием геофонов типа МАГ [Беляков, 2005] с датчиками на основе магнитоупругих кристаллических ферромагнетиков, начало которых относится к 1985 г., выявили вариации уровня ГАЭ, период которых составлял ровно 24 ч [Беляков, Кузнецов, Николаев, 1991; Беляков, Николаев, 1993; Беляков и др., 1996, 1998, 1999, 2000, 2002; Беляков, Лавров, Николаев, 2008, 2011, 2012]. При этом вариации уровня ГАЭ с периодом  $T=24.0$  ч наблюдалось при скважинных измерениях, проводившихся авторами в различных районах России и ряда зарубежных стран. Измерения ГАЭ проводились на глубинах до 3200 м. В стандартном варианте системы регистрации исходные сигналы с выхода геофона разделялись полосовыми узкополосными третьоктавными фильтрами на четыре полосы с центральными частотами 30, 160, 500 и 1000 Гц с измерением средневыпрямленных значений сигналов на выходах каждого из фильтров, последующим вычислением средних значений сигналов на интервале в одну минуту и записью данных в память

персонального компьютера. Характерный пример данных таких измерений в частотных полосах 30 Гц и 160 Гц представлен на рисунке 1.14. Измерения проводились в скважине на глубине 70 м в г. Кисловодске. На приводимом рисунке на интервале 17 марта – 5 апреля 2003 г. хорошо видны суточные вариации уровня ГАЭ, зарегистрированные по обоим каналам.

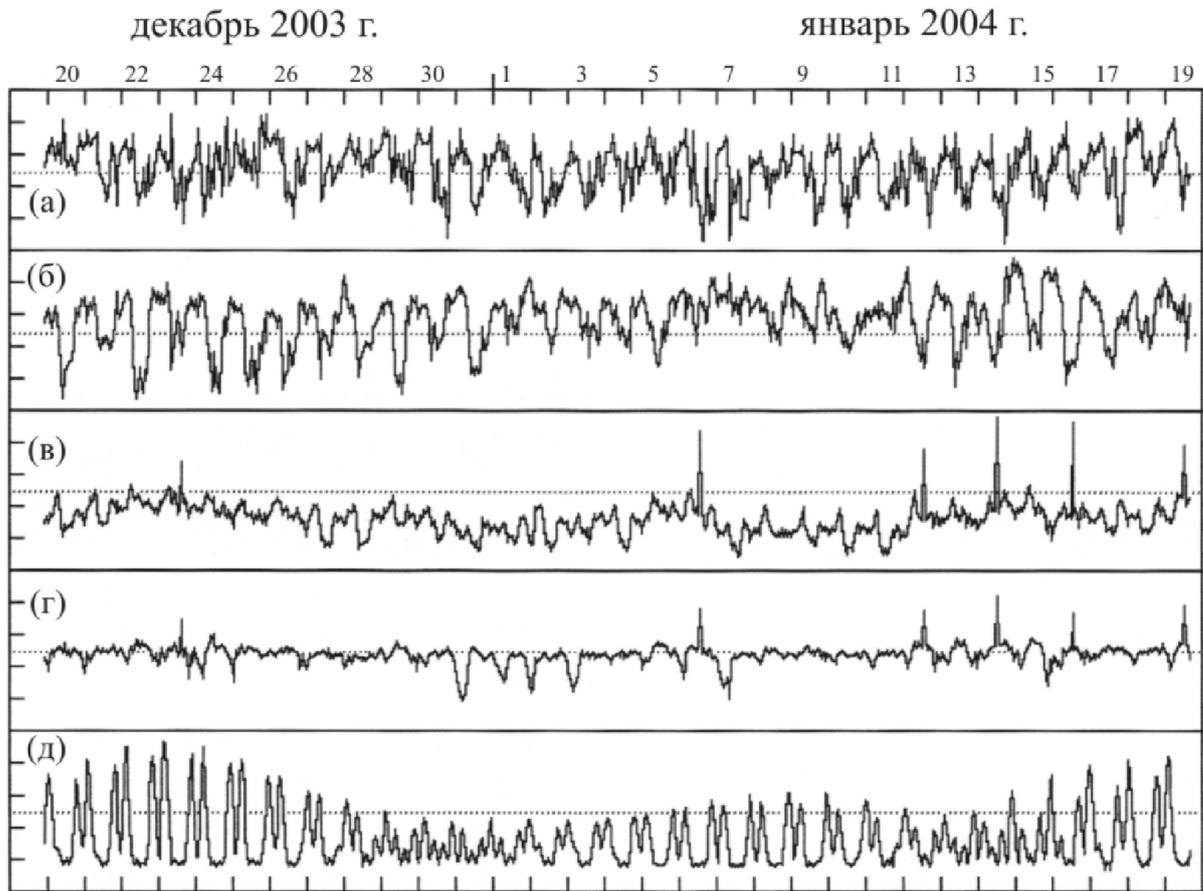


**Рисунок 1.14.** Пример результатов геоакустических измерений в частотных полосах 30 Гц (1) и 160 Гц (2) в скважине на глубине 70 м в г. Кисловодске. (Согласно Николаев и др., 2005).

Подобные результаты, указывающие на наличие во временных рядах ГАЭ вариаций с периодом ровно 24.0 ч, были получены в том числе, при проведении измерений в штольне геофизической обсерватории «Обнинск» на глубине 30 м (рисунок 1.15). В этом случае также использовался геофон типа МАГ (вертикальная компонента) и регистрация с измерением средневывпрямленных значений сигналов на выходах третьоктавных полосовых фильтров с последующим осреднением сигналов. Как и в предыдущем случае, временные ряды данных содержат хорошо выраженную суточную компоненту.

Касаясь возможных причин появления суточной компоненты во временных рядах ГАЭ, следует отметить, что в большинстве случаев геоакустические

измерения проводились в скважинах на значительных глубинах, что позволяло существенно уменьшить влияние шумов дневной поверхности.

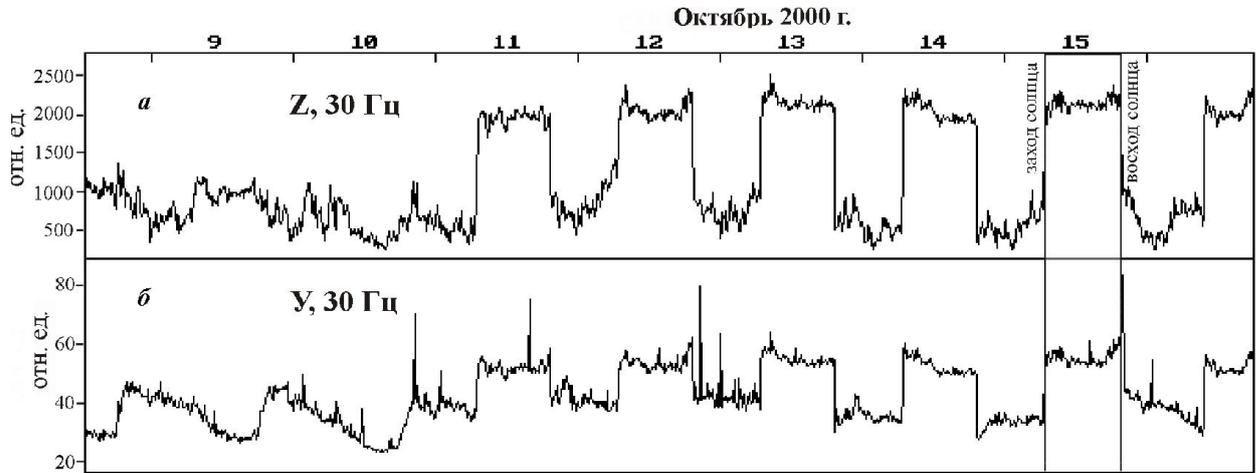


**Рисунок 1.15.** Фрагмент временных рядов измерений вертикальной компоненты ГАЭ в штольне геофизической обсерватории «Обнинск» на глубине 30 м: (а) – частотный канал 30 Гц; (б) - частотный канал 160 Гц; (в) - частотный канал 500 Гц; (г) - частотный канал 1000 Гц. Интервал осреднения везде 15 мин. (д) – суммарная расчетная лунно-солнечная деформация. Время по оси абсцисс – локальное солнечное (+3 час к Гринвичскому времени). (Согласно [Беляков, Журавлев, Лукк, 2011]).

Штольня геофизической обсерватории «Обнинск», созданная в известняках на глубине 30 м в удаленном от техногенных шумов месте, также отличается низким уровнем помех. По этой причине связь суточных вариаций ГАЭ с помехами экзогенного происхождения выглядит маловероятной.

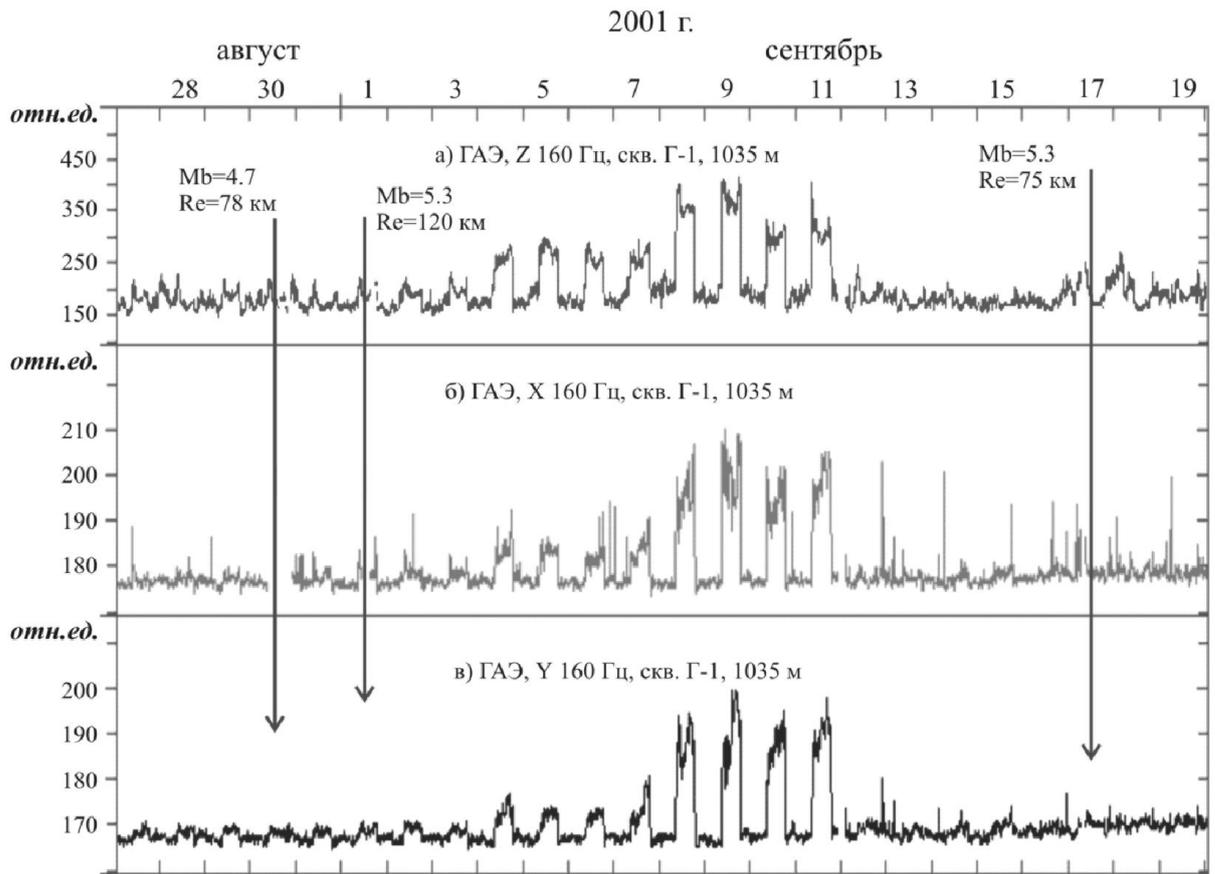
В августе 2000 г. по инициативе А.В. Николаева постоянные скважинные геоакустические измерения были начаты на Камчатке с установкой геофона МАГ-

ЗС в скважине Г-1 на глубине 1035 м. Указанные измерения подтвердили результаты, связанные с регистрацией в скважинах вариаций ГАЭ с периодом ровно 24 ч [Гаврилов, Морозова, Сторчеус, 2006] (рисунок 1.16).



**Рисунок 1.16.** Примеры суточных вариаций среднеквадратических значений (СКЗ) ГАЭ при измерениях на глубине 1035 м в скважине Г-1: а – ряд ГАЭ для вертикальной компоненты Z, частотный канал 30 Гц; б - ряд ГАЭ для горизонтальной компоненты Y, частотный канал 30 Гц. По оси абсцисс – время UT (-13 ч по сравнению с местным временем). (Согласно [Гаврилов, Морозова, Сторчеус, 2006]).

Кроме этого было установлено, что перед землетрясениями с магнитудами  $M_{LH} \geq 5.0$  в зоне радиусом  $R \leq 300$  км от пункта измерений и землетрясениями с  $M_{LH} \geq 5.5$  в зоне  $300 < R \leq 550$  км отмечалась деградация суточных вариаций (рисунок 1.17).

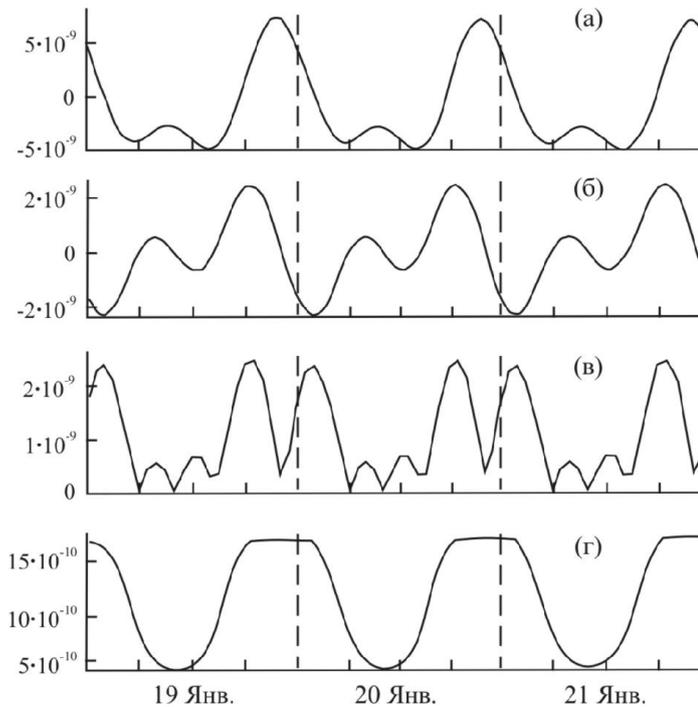


**Рисунок 1.17.** Пример деградации суточных вариаций ГАЗ во временных окрестностях землетрясений по данным регистрации в скважине Г-1 на глубине 1035 м: а) - ряд СКЗ ГАЗ для вертикальной компоненты Z, частотный канал 160 Гц; б) - ряд СКЗ ГАЗ для горизонтальной компоненты X, частотный канал 160 Гц; в) - ряд СКЗ ГАЗ для горизонтальной компоненты Y, частотный канал 160 Гц. По оси абсцисс – время UT (-13 ч по сравнению с местным временем).

### 1.5.1. Интерпретация результатов высокочувствительных скважинных широкополосных геоакустических измерений

В [Беляков и др., 1999], а также в своих более поздних публикациях [Беляков и др., 2000, 2002; Беляков, 2001; Беляков, Лавров, Николаев, 2008, 2011, 2012], авторы связывают суточные вариации ГАЗ («подземного фонового звука» (ПФЗ) по терминологии авторов) с воздействием лунно-солнечных приливов. Для подтверждения такой гипотезы авторы сравнивали зарегистрированные суточные вариации ГАЗ с расчетными данными абсолютной скорости изменений относительной объемной деформации земной коры от *солнечной* компоненты

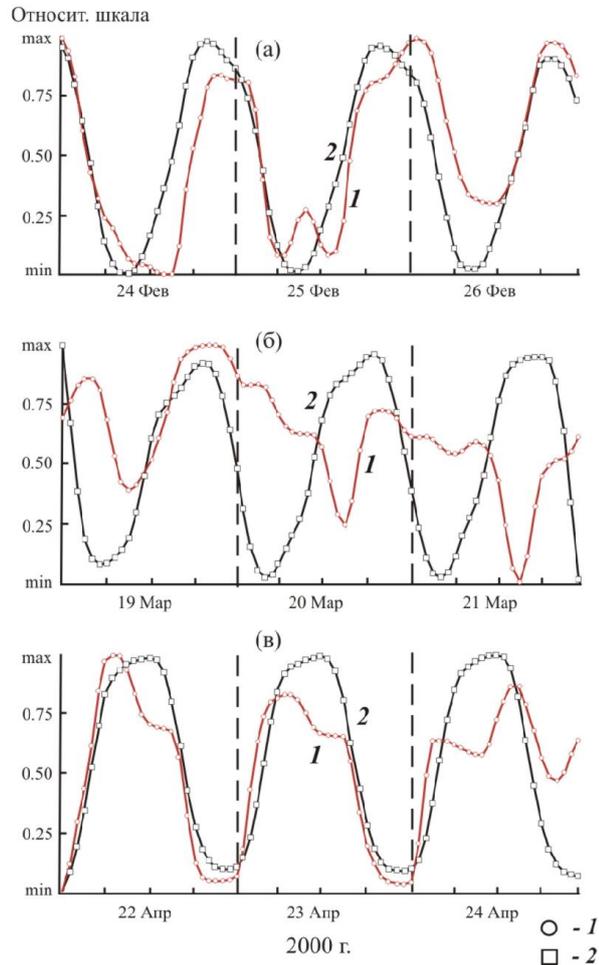
прилива, получаемых путем обработки данных относительной объемной деформации от солнечной компоненты  $S_1$  прилива, рассчитанными по программе Tardy3 (автор В.Л. Барабанов), (рисунок 1.18).



**Рисунок 1.18.** Энергетическая оценка солнечной компоненты приливной деформации в единицах относительной деформации. (Согласно [Беляков, 2001]).

Рассчитанная кривая (см. рисунок 1.18) использовалась в качестве «энергетической оценки действия солнечной компоненты приливной деформации в земной коре, как энергетическая модель процесса, модулирующего или инициирующего ГАЭ, выделенный из общего сейсмоакустического шума» [Беляков и др., 2002]. На рисунке 1.19 в результаты, полученные при геоакустических измерениях в штольне ЦОМЭ ГС РАН на глубине 30 м, в качестве примера приведены в сравнении с «расчетной энергетической моделью» [Беляков и др., 2002]. Как указывают авторы, при визуальном сравнении рядов ПФЗ с расчетной энергетической моделью обнаруживается регулярное и стабильное для случайного процесса образования шума совпадение по амплитуде и фазе. В зависимости от места измерения такое совпадение наблюдается в

разных частотных полосах с коэффициентом корреляции 0.6 – 0.8. При этом отмечается, что корреляция повышается при увеличении глубины измерений, что особенно сказывается на данных высокочастотных каналов ГАЭ.



**Рисунок 1.19.** Трехсуточные фрагменты данных, полученных в Обнинске (шкалы относительные): 1 – ГАЭ, 2 – солнечная компонента приливной деформации. (Согласно [Беляков и др., 2002]).

В то же время, авторы указывают, что *сравнение зарегистрированных суточных вариаций ГАЭ с «аналогичной энергетической оценкой лунной компоненты приливной волны стабильного совпадения не обнаруживает, а коэффициент их корреляции близок к нулю»* [Беляков и др., 2002]. По мнению авторов, это свидетельствует о том, что «солнечные гармоники изменяют интенсивность на высоких частотах фонового звука, а лунные на низких» [Беляков и др., 1999].

Такие результаты и их объяснение указывают на очевидные противоречия, на которые наталкиваются попытки объяснить представленные выше результаты воздействием деформационных процессов приливного происхождения, в том числе, привлекая для этой цели «энергетическую модель». В первую очередь, на это указывает то, что в этом случае основной период вариаций ГАЭ (ровно 24.0 ч) не связан с периодами наиболее интенсивных приливных компонент:  $M_2$  ( $T=12.42$  ч),  $K_1$  ( $T=23.93$  ч) и  $O_1$  ( $T=25.82$  ч). Выше указывалось, что по результатам геоакустических измерений на глубине 730 м в скважине Р-2 Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона были выделены периодические составляющие с периодами, соответствующими периодам приливных волн  $M_2$  и  $O_1$ , подтвердив таким образом влияние приливных процессов на геоакустическую эмиссию [Полтавцева, Власов, Гаврилов, 2013]. Однако при этом надо подчеркнуть следующее. Исходные ряды данных, полученные при геоакустических измерениях в скважине ГАЭ, содержали составляющую с периодом 24.0 ч, амплитуда которой значительно превышала амплитуду остальных спектральных составляющих. Выделение периодических компонент с периодами приливных волн  $O_1$  ( $T_{O_1} = 25.82$  ч) и  $M_2$  ( $T_{M_2} = 12.42$  ч) было бы невозможно без использования специальных методов обработки (в данном случае - метода наложения эпох) и наличия достаточно длинных – четырехмесячных – исходных рядов ГАЭ. Для подтверждения приливного происхождения периодичностей, выделенных из исходных рядов геоакустических данных, потребовалась дополнительная обработка рядов ГАЭ, суть которой была связана с вычитанием из исходных рядов ГАЭ компонент с периодами 12.0 ч и 24.0 ч и последующим выделении методом наложения эпох приливных периодичностей  $O_1$  и  $M_2$  из таких «очищенных» от компонент с периодами 12.0 ч и 24.0 ч рядов. Таким образом, приводимые результаты указывают на то, что приливные компоненты ГАЭ и компонента ГАЭ с периодом 24.0 ч имеют **разный** генезис.

Оценивая результаты, представленные в данном разделе, подчеркнем следующее.

1. Не вызывает сомнений, что результаты, полученные в ходе геоакустических широкополосных измерений в достаточно глубоких скважинах, указывают на то, что в этих случаях речь может идти о модулирующем воздействии на уровень ГАЭ некоего физического процесса.

2. Предложенное в [Беляков и др., 1999, 2000, 2002; Беляков, Лавров, Николаев, 2008, 2011, 2012] объяснение указанного эффекта следствием воздействия лунно-солнечных приливов наталкивается на очевидные противоречия, в том числе, и при привлечении для объяснения эффекта «энергетической модели».

3. Исследование физической основы указанного эффекта представляется полезным для развития теоретических представлений о природе геоакустической эмиссии. Кроме этого, исследование эффекта может иметь большое прикладное значение, связанное с развитием методов мониторинга напряженно-деформированного состояния геосреды для сейсмоактивных регионов.

## **Глава 2. Методы, подходы и техническая база исследований влияния электромагнитных излучений на характеристики геоакустической эмиссии**

*Комплексные скважинные измерения.* Многолетние работы, связанные с темой диссертации, условно можно разделить на два основных этапа. На первом этапе практически все решаемые задачи были связаны с исследованием физической основы эффектов модулирующего воздействия слабых электромагнитных излучений на интенсивность ГАЭ. На втором этапе на основе научных результатов, полученных в ходе первого этапа, также получило развитие прикладное направление, связанное с разработкой новых методов непрерывного мониторинга напряженно-деформированного состояния геосреды, базирующихся на синхронных скважинных геоакустических и электромагнитных измерениях. В соответствии с содержанием работ по этапам менялись методы и подходы к решаемым задачам, а также и техническая база исследований.

Вместе с тем, на всем протяжении работ главный акцент делался на результаты *непрерывных комплексных скважинных геофизических измерений*. Геоакустические (и не только) измерения в достаточно глубоких скважинах во многих случаях позволяют рассчитывать на получение результатов, практически недостижимых при измерениях на поверхности. *Комплексность* измерений рассматривалась как необходимое условие для успешного решения задач, связанных с исследованием физической основы эффектов модулирующего воздействия слабых электромагнитных излучений на интенсивность ГАЭ.

Касаясь *выбора видов измерений* важно подчеркнуть, что в зависимости от геодинамических и сейсмотектонических условий конкретного региона, а также научного, инженерного и организационного потенциалов коллективов, представляющих регион, подходы к выбору методов мониторинга напряженно-деформированного состояния геосреды могут и должны различаться. Тем не менее, можно сформулировать следующие, достаточно очевидные общие принципы, которым, по мнению автора, должны отвечать методы геофизического мониторинга напряженно-деформированного состояния геосреды для систем

среднесрочного и краткосрочного прогноза землетрясений. (В данном случае термин «методы *геофизического* мониторинга» указывает на то, что речь идет об использовании данных различных видов *геофизических*, но не сейсмометрических измерений).

1. Используемый комплекс методов мониторинга должен позволять контролировать изменения параметров геосреды, служащих основой для идентификации текущей стадии напряженно-деформированного состояния геосреды в зоне измерений. При этом особое внимание должно уделяться методам, позволяющим с достаточно высокой достоверностью идентифицировать заключительную стадию процесса подготовки близких сильных землетрясений. Анализ данных комплексных геофизических измерений должен позволять отличать подготовку «рядовых» сейсмических событий от землетрясений, представляющих значительную потенциальную опасность.

2. Использование того или иного метода геофизического мониторинга напряженно-деформированного состояния геосреды в системе среднесрочного и краткосрочного прогноза землетрясений допустимо лишь при условии понимания физического смысла получаемых при этом результатов.

3. Выбор методов мониторинга должен отвечать возможностям практической реализации соответствующих измерений, в том числе, возможности обеспечения непрерывного многолетнего функционирования введенных в эксплуатацию технических средств.

Касаясь вопросов выбора видов измерений и методов мониторинга напряженно-деформированного состояния геосреды, в качестве примера можно отметить, что в значительной степени благодаря привлечению к интерпретации результатов геоакустических измерений на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне данных гидрогеохимического и гидрогеодинамического скважинного мониторинга (минерализации, дебита и уровня воды скважин) удалось достичь осязаемого продвижения в понимании физической основы влияния внешнего ЭМИ на интенсивность ГАЭ. Начальный объем этих данных был получен от Камчатского филиала ГС РАН. Убедившись в

необходимости указанных видов измерений для решения поставленных задач, по инициативе, под руководством и при непосредственном участии автора были организованы автоматизированные измерения уровня воды на скважине Р-2 Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона, автоматизированные измерения удельной электропроводности воды скважины Г-1, а на следующем этапе начаты работы по организации непрерывных телеизмерений электропроводности и дебита воды на скважине ГК-1.

Необходимо учитывать, что каждый конкретный вид измерений имеет свою специфику и нецелесообразно пытаться объединять на каждом пункте резко отличающиеся по своим требованиям виды измерений. Например, измерения дебита воды самоизливающихся скважин с большим расходом нецелесообразно комбинировать с высокочувствительными геоакустическими измерениями из-за значительного уровня шумов, связанных с движением воды в скважине и в прискважинной зоне. Таким образом, речь должна идти о комплексности измерений в рамках *территориально-распределенной сети*, а не каждого измерительного пункта.

Требуемая конфигурация *территориально-распределенной сети* комплексных скважинных измерений определяется рядом факторов, в том числе, спецификой решаемых задач. Как правило, во избежание влияния различных локальных факторов крайне желательно, чтобы анализируемые данные были получены по результатам одновременных измерений на нескольких территориально разнесенных пунктах. В этой связи для задач, решавшихся в рамках данной работы, кроме всего было важно, чтобы зоны измерительных скважин отличались характеристиками преобладающего типа внешнего ЭМИ, воздействующего на геосреду: естественное ЭМИ, техногенное, комбинация естественного и техногенного ЭМИ. Очевидно, что наличие такой сети измерений дает возможность лучше понять физику исследуемых процессов. В любом случае, как показывает опыт создания сети комплексных скважинных измерений на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне, создание каждого нового пункта такой сети - это «штучная» работа, гораздо более сложная и

дорогостоящая в сравнении, например, с созданием сети сейсмологических наблюдений. Учитывая очень высокую стоимость бурения новых скважин при создании такой сети, приходится ориентироваться на использование скважин, ранее пробуренных для других целей и не всегда отвечающих решаемым задачам. Это обстоятельство, а также ряд других факторов (достаточно высокая стоимость технических средств и затрат на обеспечение непрерывного функционирования измерительных пунктов и пр.), как правило, значительно ограничивают число измерительных пунктов сети комплексных скважинных измерений. Указанное обстоятельство приводит к необходимости тщательного учета особенностей каждого измерительного пункта сети: геологического строения участка скважины, конструкции скважины и пр. Как показывает многолетний опыт исследований на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне, для каждого нового измерительного пункта, вводимого в режим непрерывного мониторинга, необходимо проведение ряда предварительных измерений для определения оптимальной глубины установки геофонов, выбора рабочих частотных диапазонов, обуславливаемых конкретной электромагнитной обстановкой в зоне скважины, чувствительности измерений и др. (см. раздел 2.1.1.1).

В отношении подходов к решению *вопросов технического обеспечения исследований*, проводимых на скважинах Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона необходимо подчеркнуть следующее. Как известно, по ряду причин разработки отечественных технических средств, предназначенных для оснащения геодинамических полигонов, за последние 25 лет резко сократились. При этом из-за низкого уровня финансирования возможность приобретения зарубежной аппаратуры, как правило, ограничена. В этой ситуации крайне важное значение приобретает уровень инженерно-технического потенциала коллектива, ведущего работы на полигоне, а именно - способность разрабатывать, внедрять в эксплуатацию собственные аппаратные и программные средства, а также обеспечивать на должном уровне непрерывное функционирование созданной сети. В первую очередь это относится к работам, связанным с разработкой новых методов мониторинга напряженно-

деформированного состояния геосреды и прогноза землетрясений, которые, как правило, требуют использования нестандартных технических средств [Гаврилов и др., 2016]. Такой подход полностью оправдал себя при выполнении подобных работ на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне.

***Дополнительные направления работ.*** В дополнение к комплексным скважинным измерениям на Петропавловск-Камчатском геодинамического полигоне для исследования физической основы эффектов модулирующего воздействия слабых электромагнитных излучений на интенсивность ГАЭ проводились:

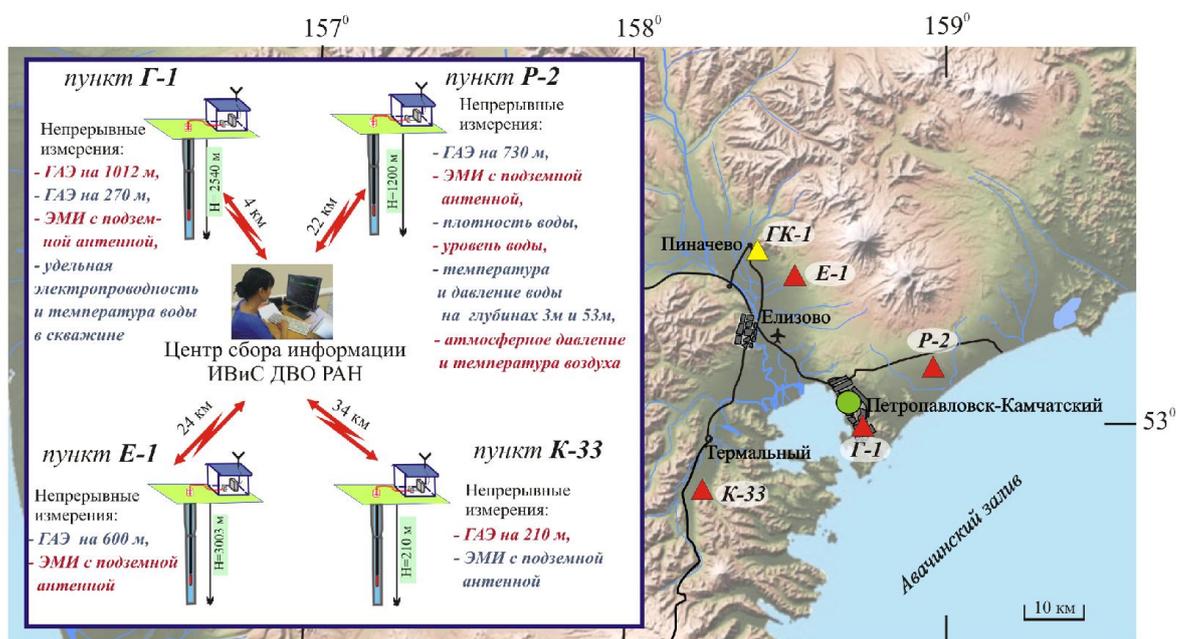
- лабораторные эксперименты по физическому моделированию эффектов модулирующего воздействия электромагнитных полей на интенсивность ГАЭ с образцами горных пород;
- ряд натурных экспериментов на скважинах Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона;
- натурный эксперимент на Бишкекском геодинамическом полигоне с искусственным источником электромагнитного воздействия (совместно с сотрудниками Научной станции РАН в г. Бишкеке).

Обобщение результатов, получаемых в рамках вышеуказанных направлений работ, осуществлялось в ходе *теоретических исследований*.

## **2.1. Конфигурация сети комплексных скважинных измерений Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона**

Начало стабильных практически непрерывных скважинных геоакустических измерений на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне относится к августу 2000 года к моменту установки геофона МАГ-3С в скважине Г-1. По состоянию на июль 2015 г. автоматизированная сеть комплексных скважинных измерений Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона состояла из четырех непрерывно функционирующих радиотелеметрических пунктов, созданных на базе скважин Г-1, Р-2, Е-1, К-33, а

также Центра сбора и обработки информации, расположенного в здании ИВиС ДВО РАН (рисунок 2.1).



**Рисунок 2.1.** Конфигурация сети комплексных скважинных измерений Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона. Пояснения в тексте.

Сеть создана по инициативе, под руководством и при непосредственном участии автора. На рисунке 2.1 также указано расположение скважины ГК-1, на которой сотрудниками КФ ГС РАН проводятся многолетние режимные гидрогеохимические и гидрогеодинамические измерения. Получаемые при этом данные также используются при обработке данных геоакустических измерений.

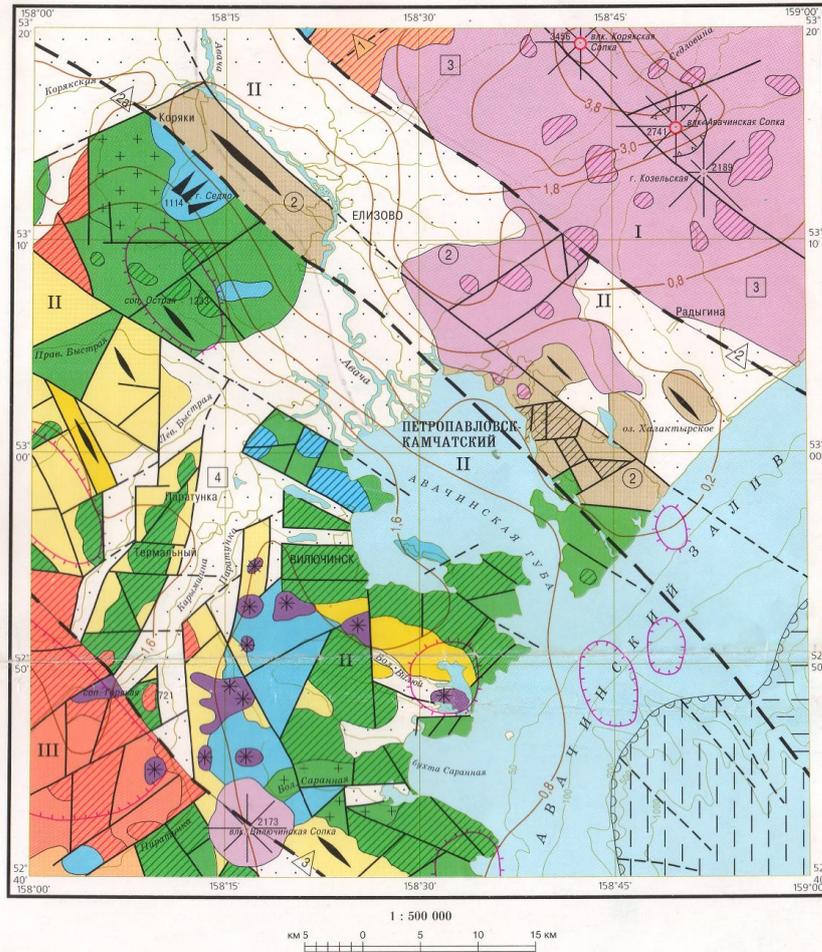
**Общая геолого-геофизическая характеристика Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона.** Район Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона является частью Курило-Камчатской сейсмоактивной зоны, протянувшейся вдоль восточного побережья Камчатки, Курильских островов и о-ва Хоккайдо примерно на 2500 км.

Тектоническая схема района Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона [Государственная..., 2000] приведена на рисунке 2.2. Схема показывает, что на всей площади полигона широко развиты разрывные нарушения. Разломы северо-западного направления (их азимут простирания  $330^{\circ}$ ) ограничивают

Малкинско-Петропавловскую зону блоковых дислокаций. Указанные разломы выражены протяженными аномалиями в магнитном и гравитационном полях, а также градиентными зонами. Участки разломов характерны мощными зонами дробления и милонитизации мощностью в десятки и сотни метров. Наиболее молодой системой нарушений является субширотная, связанная с субмеридиональными грабенами долин рек Паратунки илевой Быстрой [Государственная..., 2000].

Камчатский регион, включая район Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона, относится к одному из самых сейсмоактивных районов мира. Здесь возникают самые крупные в Северной Евразии землетрясения с магнитудой более 8.0. Согласно [Салтыков, Кравченко, 2004] среднегодовое (за 42 года) значение выделяющейся сейсмической энергии для региона составляет  $6.2 \cdot 10^{14}$  Дж.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СХЕМА



У С Л О В Н Ы Е    О Б О З Н А Ч Е Н И Я

<p><b>ВТОРОЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС</b> (образования островной дуги на коре океанического типа), верхнемеловые: а) вулканогенно-осадочные отложения, б) субвулканические тела</p> <p><b>ТРЕТИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС</b> (образования островной дуги на коре переходного типа)</p> <p><b>Нижний структурный подъярус.</b></p> <p>Вулканогенно-осадочные отложения а) эоценовые, б) олигоцен-миоценовые</p> <p>Миоценовые: а) гилабиссальные комплексы, б,в) образования андезитовой формации б) субвулканические тела, в) эффузивно-пирокластические покровы</p> <p><b>Средний структурный подъярус:</b></p> <p>Плиоценовая андезито-базальтовая формация: а) субвулканические тела, б) эффузивно-пирокластические образования</p> <p>Плиоцен-эоплейстоценовая риодацитовая формация а) субвулканические тела, б) покровные пирокластические образования</p> <p><b>Верхний структурный подъярус</b></p> <p>Плейстоцен-голоценовая андезито-базальтовая формация:</p> <p>Образования стратовулканов а) экструзии, б) лавовые потоки, пирокластические отложения</p> <p>Образования, связанные с формированием кальдер и экструзивных вулканов а) экструзии, б) покровы лав, туфов и игнимбритов</p> <p>Голоценовая базальтовая формация, шлаковые конусы и лавовые потоки</p> <p>Рыльте отложения плейстоцен голоценового возраста преимущественно флювиального генезиса</p>	<p><b>Тектонические нарушения</b></p> <p>Разделяющие неоструктуры первого порядка</p> <p>Региональные разломы</p> <p>Разломы а) достоверные, б) предполагаемые</p> <p>Нарушения вулканотектонического генезиса</p> <p>Плейстоценовые и голоценовые стратовулканы</p> <p>Реликты первичных вулканических моноклиналей и периклиналей</p> <p>Действующие вулканы</p> <p>Гравитационные максимумы и минимумы</p> <p>Изолинии глубин залегания кровли мезозойских образований (цифры – глубины в км)</p> <p>Основное простираение складчатых структур</p> <p>Бровка континентального склона</p> <p>Тектонически нарушенные зоны на континентальном склоне и их простираение</p> <p><b>Цифровые обозначения</b></p> <p>Структуры первого порядка: I – Южно-Валагинская блоковая зона, II – Малкинско-Петропавловская складчато-глыбовая зона, III – Южно-Камчатская блоковая зона</p> <p>Структуры второго порядка: ② – Авачинский горст, ③ – Авачинский грабен, ④ – Паратунский грабен</p> <p>Региональные нарушения: △ – Жупановский разлом, △ – Авачинский разлом, △ – Петропавловский разлом, △ – Вилючинский линеамент</p>
--	--

Рисунок 2.2. Тектоническая схема Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона (Согласно [Государственная..., 2000]).

При этом более 70% сейсмической энергии выделяется в Камчатской сейсмофокальной зоне - в зоне субдукции Тихоокеанской плиты под Охотоморскую, где происходит около 70% всех сейсмических событий с  $K_S^{\Phi 68} \geq 8.6$  (класс  $K_S^{\Phi 68}$  - класс по шкале С.А.Федотова [Федотов, 1972]). Самые сильные землетрясения, которые могут вызвать разрушительные колебания грунта и спровоцировать цунами, возникают на глубине до 80 км в сравнительно узкой полосе между океаническим желобом и Камчаткой [Левина и др., 2008].

### **2.1.1. Измерительные скважины: состав проводимых измерений, геологическое строение участка скважины, конструкция, особенности**

#### **2.1.1.1. Скважина Г-1 (53<sup>0</sup>03'N; 158<sup>0</sup>37'48"E)**

Скважина Г-1 явилась первым пунктом сети комплексных скважинных измерений Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона. Выбор скважины Г-1 был обоснован, в первую очередь, двумя факторами: значительной глубиной скважины (2542 м) и простотой решения вопросов, связанных с обслуживанием измерительной аппаратуры, т.к. скважина расположена в пределах г. Петропавловска-Камчатского, всего в пяти километрах от ИВиС ДВО РАН. Последнему фактору придавалось немаловажное значение, поскольку создаваемый измерительный пункт являлся первым пунктом скважинных геоакустических наблюдений на Камчатке, и на его базе предполагалась отработка многочисленных вопросов аппаратного, программного и методического характера. Кроме этого принималась во внимание расположение скважины Г-1 в зоне глубинного разлома, что позволяло надеяться на достаточную эффективность проводимых геоакустических наблюдений.

Очевидно, что с расположением скважины Г-1 в пределах городской территории связан повышенный уровень шумов техногенного происхождения - транспорт, промышленные предприятия и т.п. Однако предполагалось, что в определенной мере указанный недостаток будет компенсироваться размещением

геофона в скважине на значительной глубине (более 1000 м). В настоящее время можно уверенно сказать, что выбор скважины Г-1 оправдался. На указанной скважине был получен основной объем данных геоакустических и электромагнитных измерений и наиболее значимые научные результаты.

Скважина Г-1 (рисунок 2.3) расположена на окраине г. Петропавловска-Камчатского, на удалении около 15 км от береговой черты Авачинского залива (см. рисунок 2.1). Окончание бурения скважины - первый квартал 1987 г.



**Рисунок 2.3.** Общий вид измерительного пункта Г-1.

Бурение скважины проводилось в целях поиска участков, перспективных для получения промышленных притоков термальных вод на территории г. Петропавловска-Камчатского. Скважина имеет глубину 2542 м, обсажена на всю глубину. В интервале глубин 1710 ÷ 1799 м и 2530 ÷ 2536 м имеется перфорация. После окончания бурения дебит скважины Г-1 в июне 1987 г. 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. По состоянию на декабрь 2015 г. уровень воды находился на уровне дневной поверхности, дебит самоизлива воды на поверхность не превышал 0.00003 л/с.

***Состав измерений, проводимых в режиме непрерывного мониторинга.***

Начало непрерывных измерений на скважине Г-1: август 2000 г.

По состоянию на декабрь 2016 г. на базе скважины Г-1 проводились:

- трехкомпонентные геоакустические измерения на глубине 1012 м;
- измерения вертикальной компоненты ГАЭ на глубине 270 м;
- электромагнитные измерения в СНЧ диапазоне с использованием подземной электрической антенны;
- электромагнитные измерения в СНЧ диапазоне с использованием наземной электрической антенны;
- измерения удельной электропроводности воды скважины.

Режим всех измерений - непрерывный. Данные передаются в ИВиС ДВО РАН по телеметрическим каналам по запросу оператора (в обычном режиме - ежедневно, кроме выходных и праздничных дней).

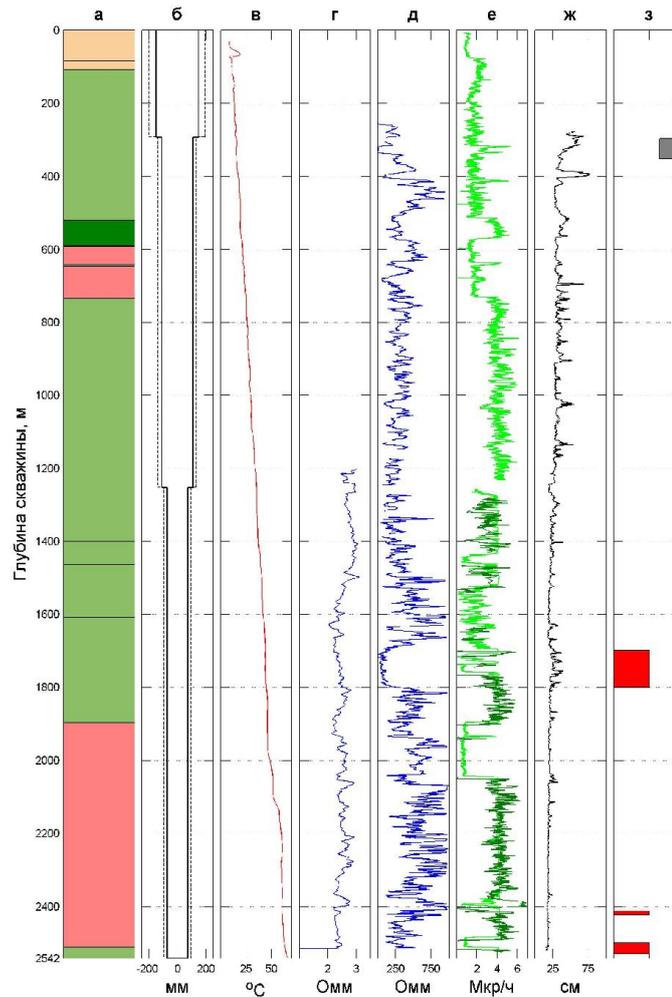
Кроме указанных измерений на скважине Г-1 с дискретностью трое суток проводятся режимные гидрогеохимические измерения, осуществляемые сотрудниками КФ ГС РАН. Получаемые при этом данные измерений минерализации воды скважины Г-1 также используются при обработке результатов геоакустических измерений. Минерализация в этом случае определяется по анализам в лабораторных условиях проб воды скважины, которые берутся из верхнего слоя воды скважины. Минерализация рассчитывается как сумма концентраций основных показателей катионно-анионного состава воды ( $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ). В составе воды скважины Г-1 преобладают хлор-ион, среднемноголетнее значение концентрации которого составляет 6600 мг/л и натрий-ион (4200 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 %.

***Геологическое строение участка скважины.*** Скважина Г-1 расположена в пределах Петропавловского горста в зоне пресечения трех различно-ориентированных систем разломов: регионального разлома северо-западного

направления, субмеридионального и субширотного (см. рисунок 2.2). По данным [Отчет, 1988; Забарный и др., 1990] в геологическом строении района скважины принимают участие рыхлые четвертичные отложения, залегающие в интервале 0-108 м, и верхнемеловые породы, представленные чередованием метаморфизованных алевролитов, аргиллитов и сланцев (рисунок 2.4).

Породы в интервале глубин 108-520 м представлены сланцеподобными алевролитами, переходными к тонкозернистым песчаникам. (Необходимо отметить, что при бурении скважины Г-1 керновый материал был получен для глубин от 401 м и более, т.е. данные геологического разреза (см. рисунок 2.4) для глубин менее 401 м не подтверждены результатами исследования кернового материала). По данным измерений удельного сопротивления пород (см. рисунок 2.4) влагонасыщенность пород на глубине установки дополнительного геофона (270 м) несколько выше в сравнении с влагонасыщенностью пород на глубине установки основного геофона (около 1000 м). В интервале глубин от 300 м до 500 м отмечается значительное уменьшение влагонасыщенности. Данные измерений удельного сопротивления пород на глубинах менее 250 м отсутствуют.

Строение вулканогенно-осадочной толщи меловых пород осложнено внедрениями в интервалах 589-641 м, 647-734 м, 1897-2510 м диоритов раннеплейстоценового возраста, представляющих периферийные зоны экструзивного массива горы Мишенной. Породы на глубине установки основного геофона в скважине Г-1 (около 1000 м), представлены аргиллитами с прожилками кварца.



**Рисунок 2.4.** Скважина Г-1: **а** - схематический стратиграфический разрез по стволу скважины; **б** - схема конструкции скважины; **в** - термограмма по скважине; **г** и **д** - кривые резистивиметрии; **е** - кривые гамма-каротажа; **ж** - кривая кавернометрии; **з** - предполагаемые интервалы водопритока термальных вод, выявленные по результатам промыслово-геофизических исследований (красные прямоугольники). Серым прямоугольником на диаграмме **з** обозначен аварийный интервал. Согласно [Отчет..., 1988].

С увеличением глубины толща становится более тонкозернистой. Отмечается, что в породе очень развито прожилковое окварцевание. Толщина прожилок составляет от долей миллиметра до 2 см. Окварцевание произошло по трещинам, ориентированным по различным направлениям от горизонтальных до вертикальных с преобладанием последних.

Породы в интервале глубин 734 - 1400 м представлены плотными переслаивающимися черными и темно-серыми аргиллитами с прожилками кварца, мощность которых достигает 8 см. Слоистость расположена преимущественно под углом  $30^{\circ}$  и заметна лишь по прожилкам кварца. Прожилки расположены вдоль сланцеватости породы под углом  $45^{\circ}$  к оси керна. Во всем интервале 734 - 1400 м наблюдаются вертикальные трещины с шириной открытия 1 - 5 мм, залеченные кварцем. Необходимо подчеркнуть, что в конце указанного интервала глубин расположена довольно мощная зона дробления и брекчирования пород мощностью 2-4 м. Как отмечено в [Отчет...,1988], возможно в этом интервале скважиной подсечен разрыв, выходящий на поверхность.

Согласно результатам исследования кернового материала, весьма высокая плотность кварцевых прожилков и жил молочно-белого альпийского кварца отмечена для всей толщи пород в районе скважины Г-1 начиная с глубины 108 м, составляя от 5% до 30% от общего объема пород в разрезе, увеличиваясь с глубиной. По результатам исследований кернового материала удельное сопротивление пород  $\rho$  для глубин 1002 - 1064 м составило  $\rho=4240$  Ом·м, пористость  $K_{п}=0.19\%$ . Результаты определения коэффициентов проницаемости образцов из кернового материала показали, что породы на указанных глубинах практически непроницаемы для газовой компоненты [Отчет..., 1988].

В результате бурения скважины Г-1 не было вскрыто никаких мощных водоносных горизонтов и трещиноватых зон. Верхняя толща четвертичных отложений оказалась не обводненной. По данным геофизических исследований подземные воды вскрыты скважиной в интервалах глубин 1700 - 1800 м, 2412 - 2422 м, 2500 - 2530 м. Согласно данным геофизических исследований наиболее водообильной является трещиноватая зона в интервале 1700 - 1800 м. Это хорошо видно по резкому падению удельного сопротивления пород на этом интервале глубин (см. рисунок 2.4). По мнению авторов [Отчет..., 1988], выведенные воды могут быть отнесены к трещинно- жильным водам глубинной зоны затрудненного водообмена. Предполагается, что скважиной Г-1 вскрыта периферийная зона

циркуляции, фильтрация в пределах которой происходит по тектоническим трещинам малой раскрытости.

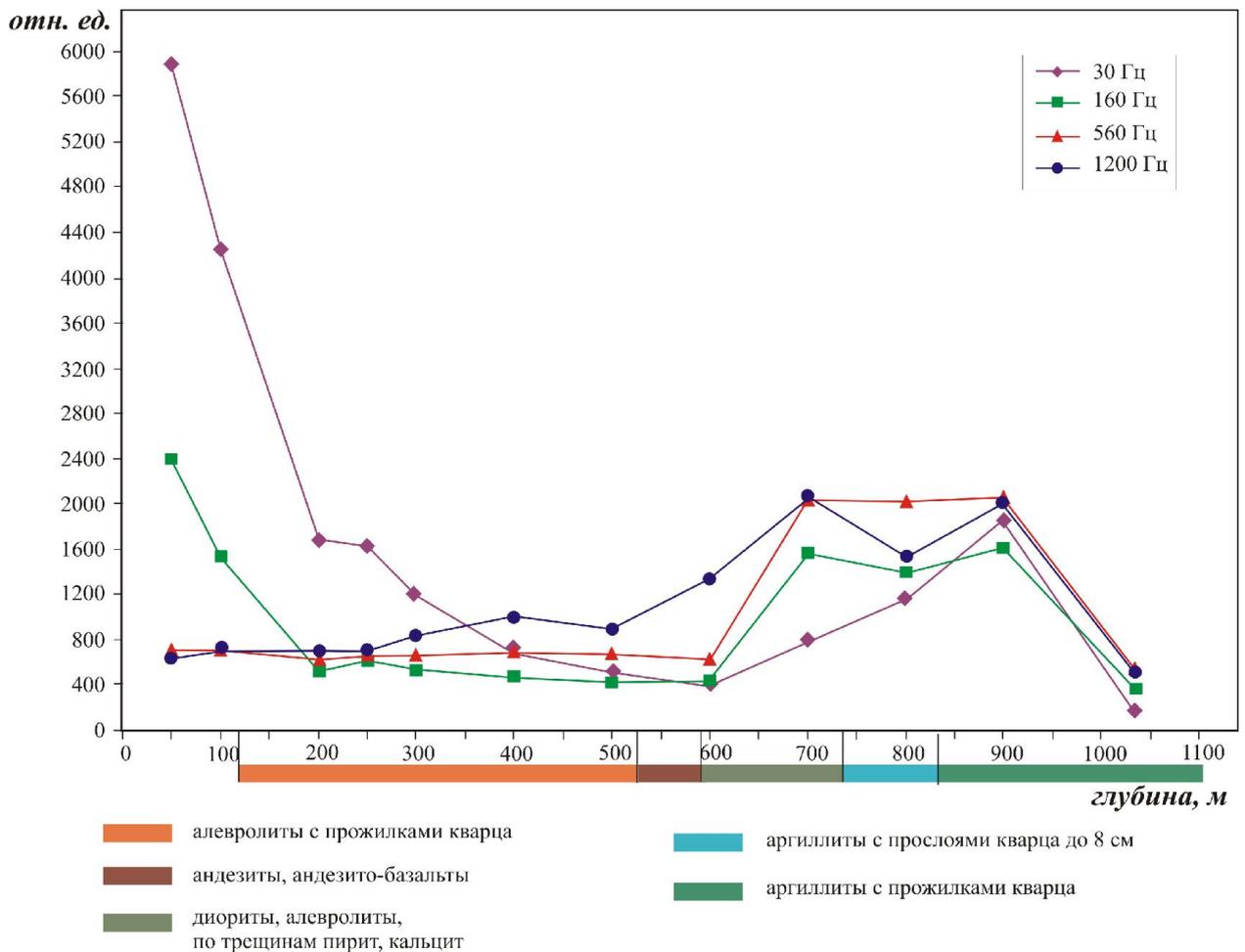
**Закономерности изменений уровня шумов с глубиной.** Перед началом непрерывных геоакустических измерений с установкой геофона на глубине 1035 м на скважине Г-1 были проведены измерения для оценки изменений уровня шумов с глубиной [Гаврилов и др., 2006]. Основные измерения были проведены с геофоном МАГ-3С (использовался один из горизонтальных датчиков) в процессе погружения, начиная с глубины 50 м. Для оценки изменений уровня ГАЭ в интервале глубин  $0 \div 50$  м были проведены дополнительные измерения с менее чувствительным однокомпонентным геофоном МАГ-50.

При погружении гидрофона запись сигналов ГАЭ проводилась сеансами по 8 - 10 мин через каждые 50 м до глубины 300 м и через каждые 100 м в интервале глубин 300 - 1035 м.

Исходный широкополосный сигнал с выхода геофона разделялся полосовыми третьоктавными фильтрами на четыре полосы с центральными частотами 30, 160, 560 и 1200 Гц с измерением средневыпрямленных значений сигналов на выходах фильтров. График изменений уровня шумов с глубиной, построенный по результатам измерений горизонтальной компоненты сигнала геофона МАГ-3С, представлен на рисунке 2.5. Как следует из приводимых данных, до глубин 300-400 м наблюдалось резкое снижение уровня шумов для диапазонов 30 Гц и 160 Гц. Наиболее значительным было уменьшение шумов до глубины 200 м, где уровень шумов в диапазонах 30 Гц и 160 Гц понизился примерно на 11.5÷13.5 дБ по сравнению с уровнем шумов на глубине 50 м. По результатам измерений с геофоном МАГ-50 снижение уровня шума для этих диапазонов в интервале глубин от дневной поверхности до глубины 50 м составило около 6 дБ. С учетом этого результата можно считать, что для диапазона 30 Гц и 160 Гц уровень шумов на глубине 200 м снизился примерно на 17÷20 дБ (в 7÷10 раз) по сравнению с уровнем шумов на дневной поверхности.

С увеличением глубины происходило дальнейшее более плавное уменьшение уровня шумов в низкочастотных диапазонах. На глубине 600 м в

диапазоне 30 Гц уровень шумов в сравнении с уровнем шумов на дневной поверхности понизился примерно на 30 дБ. В интервале глубин от 600 м до 900 м было отмечено значительное повышение уровня шумов для всех частотных диапазонов. При этом в наибольшей степени (на 12-13 дБ) уровень шумов возрос для каналов 30 и 160 Гц.



**Рисунок 2.5.** Изменение уровня ГАЭ с глубиной в скважине Г-1 для горизонтальной компоненты сигнала ГАЭ в разных полосах частот. Согласно [Gavrilov et al., 2008].

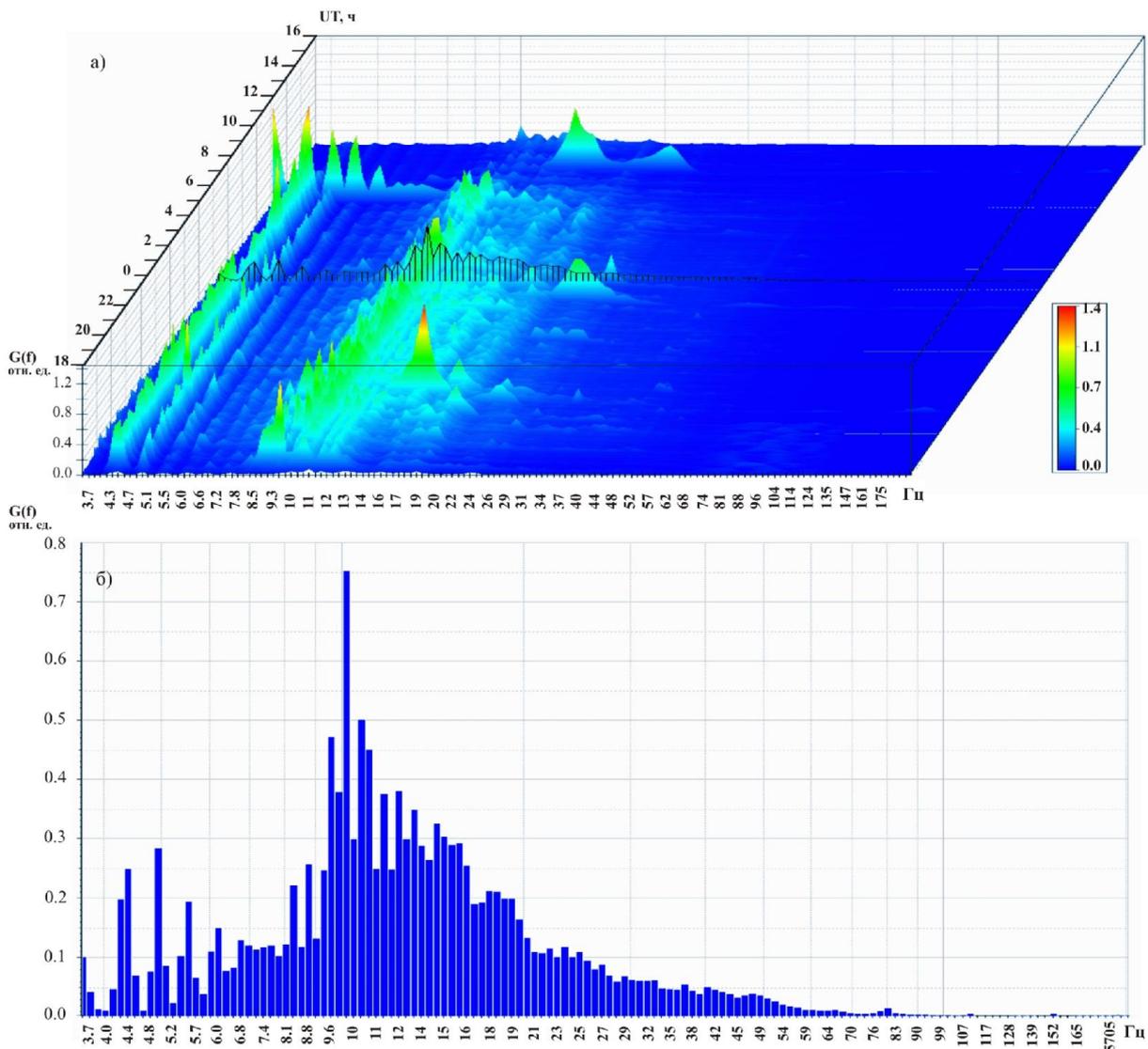
При дальнейшем погружении геофона до глубины 1035 м уровень шумов вновь снизился для всех частотных диапазонов, где достиг своих минимальных значений. Таким образом, установка датчиков в скважине Г-1 на глубине около 1000 м в наибольшей степени отразилась на снижении уровня шумов для низкочастотных каналов (30 и 160 Гц). В конечном итоге в диапазоне 30 Гц уровень шумов снизился на 40 дБ (на два порядка), в диапазоне 160 Гц - на 17 дБ

(почти на порядок) в сравнении с уровнями шумов на поверхности. При этом наиболее резкое снижение шумов в этих диапазонах частот наблюдалось до глубин 200 - 400 м.

*Для высокочастотных каналов 560 и 1200 Гц* характер изменений уровня шумов с глубиной был иным. До глубины 500 м изменения уровня шумов были незначительными для обоих каналов. В диапазоне глубин 600 - 900 м имел место значительный рост уровня шумов по обоим каналам, достигавший 7 - 10 дБ в сравнении с уровнем шумов для глубины 500 м. На глубине 1035 м минимальный уровень шума для канала 560 Гц снизился на 3 дБ в сравнении с минимальным уровнем на поверхности, а для частоты 1200 Гц - на 1.6 дБ.

Оценивая полученные результаты, можно отметить следующее. Быстрое убывание уровня шумов до глубины 200 м в скважине Г-1, расположенной в черте города Петропавловска-Камчатского, соответствует результатам, полученным для различных районов с высоким уровнем шумов антропогенного происхождения [Гальперин и др., 1978]. Антропогенное происхождение шумов подтверждают данные, приводимые на рисунке 2.6, на котором приведен трехмерный амплитудный 1/24-октавный спектр геоакустических шумов для глубины 80 м, полученный по результатам измерений с гидрофоном ЦГП-4. Спектр рассчитан методом БПФ и представлен в виде среднеквадратичных значений (СКЗ). Из приводимых данных видно, что основная часть шумов для глубины 80 м в скважине Г-1 приходится на дневное время и сосредоточена в полосе частот от первых Гц до 70 Гц с максимумом на частоте около 10 Гц, что говорит об их антропогенном происхождении (прежде всего, транспорт). Дополнительным подтверждением поверхностного расположения основных источников шумов для частот в полосе от первых Гц до 70 Гц являются данные рисунка 2.5, показывающие, что на глубине 1035 м уровень шумов в диапазоне 30 Гц снизился на 40 дБ (на два порядка), в то время как для диапазона 160 Гц снижение шумов составило 17 дБ (менее одного порядка).

23.09.2010 г.



**Рисунок 2.6.** Спектральные характеристики шумов по данным измерений с цифровым гидрофоном на глубине  $H=80$  м. Время  $UT$ : -12 ч местного времени.

Более сложным является вопрос о причинах значительного повышения уровня шумов для всех частотных каналов в интервале глубин от 600 м до 900 м (см. рисунок 2.5). Можно указать на три, связанные с этим результатом возможные причины.

Во-первых, повышенная в сравнении с интервалом 100 - 600 м неоднородность горных пород: как следует из данных, представленных на рисунке 2.5, в интервале глубин от 520 м до 1100 м скважина проходит через четыре горизонтальных слоя горных пород с четко выраженными границами. До глубины 520 м подобная горизонтальная слоистость отсутствует. Наличие

ослабленных зон, которыми являются границы между горизонтальными слоями, может обуславливать повышенный уровень геоакустической эмиссии в интервале глубин от 520 м до 900 м.

Во-вторых, полученные на этих глубинах данные могли совпасть по времени с возрастанием уровня ГАЭ вследствие модулирующего воздействия ЭМИ.

В-третьих, повышенный уровень шумов на указанных глубинах может быть связан с волноводными явлениями.

Как показал анализ данных, изменчивость уровня ГАЭ во времени вследствие модулирующего воздействия ЭМИ не могла быть причиной повышения уровня шумов на глубинах от 600 м до 900 м, поскольку по данным долговременных измерений суточные вариации уровня ГАЭ в диапазонах 560 Гц и 1200 Гц вследствие модулирующего воздействия ЭМИ не могли изменяться столь значительно.

Ответ на вопрос о причинах значительного повышения уровня шумов для всех частотных каналов в интервале глубин от 600 м до 900 м был получен при повторных измерениях уровня шумов в скважине Г-1 на разных глубинах, проведенных в сентябре 2009 г. совместно с сотрудниками Института геофизики УрО РАН. В целом указанные измерения подтвердили результаты, представленные на рисунке 2.5. Кроме этого в ходе измерений было установлено, что повышенный уровень шумов в указанном интервале глубин имеет четко выраженный недельный ход и связан с движением транспорта. Как показало изучение материалов, связанных с бурением скважины Г-1, представленными в [Отчет..., 1988; Забарный и др., 1990], в интервале глубин от 600 м до 900 м скважина Г-1 пересекает одну из периферийных зон горы Мишенной, вдоль которой проложена основная автомагистраль г. Петропавловска-Камчатского. Таким образом, повышенный уровень шумов в интервале глубин от 600 м до 900 м в скважине Г-1 *не связан* с источниками ГАЭ эндогенного происхождения. Он обусловлен волноводным характером распространения геоакустических сигналов по периферийным зонам экструзивного массива горы Мишенной и отражает

движение автотранспорта по автомагистрали, удаленной от скважины на несколько километров.

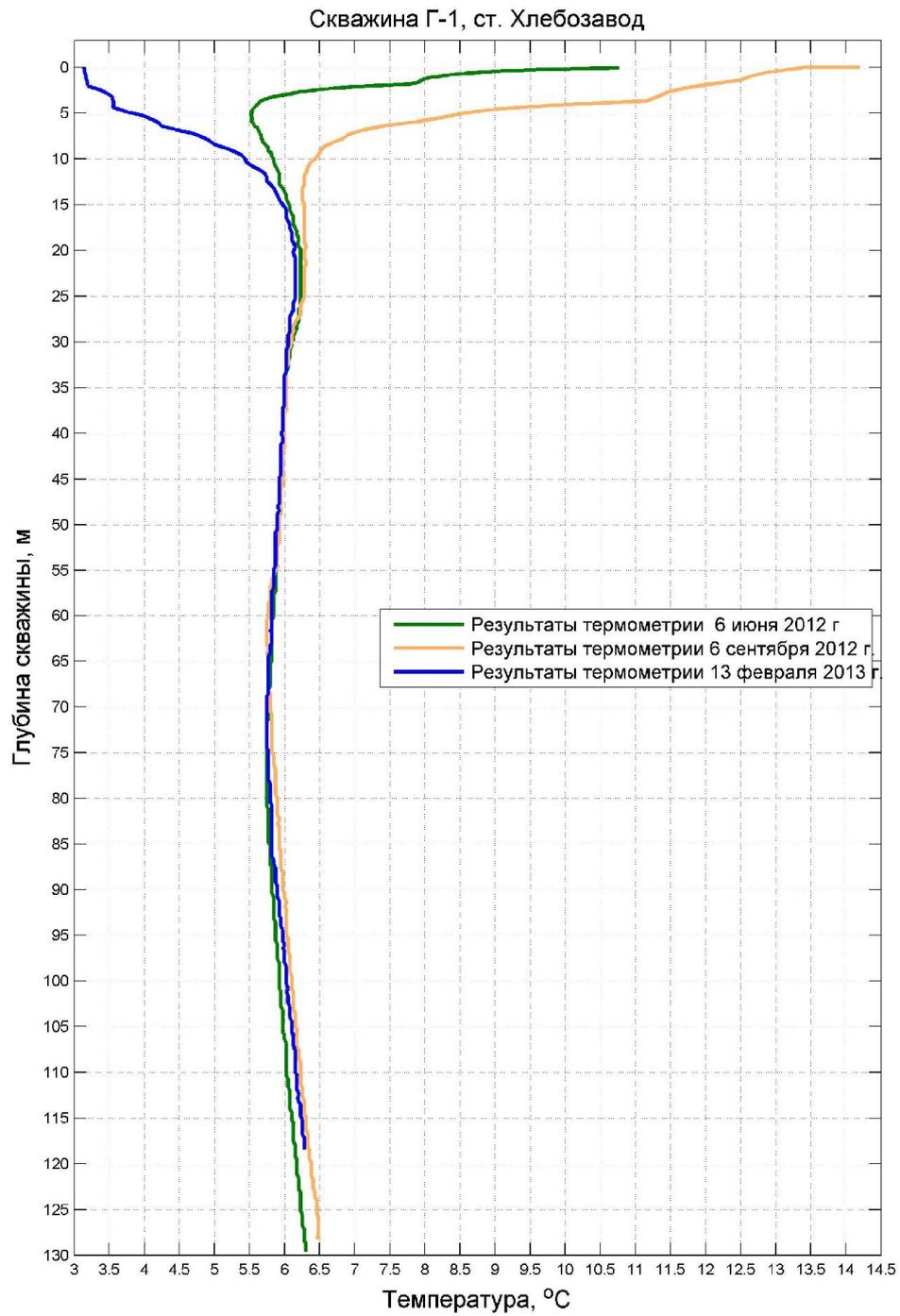
Следует отметить, что результаты, полученные в ходе исследования закономерностей изменений уровня шумов с глубиной в скважине Г-1, указывают на необходимость достаточно тщательного выбора как места расположения измерительной скважины, так и глубин установки геофонов. Как правило, проведению долговременных геоакустических измерений должны предшествовать измерения на разных глубинах, выбор оптимальных рабочих диапазонов частот и чувствительности.

***Результаты измерений минерализации воды скважины Г-1 и предположения о техническом состоянии обсадной колонны скважины.***

Результаты многолетних измерений показывают, что во временных окрестностях относительно сильных сейсмических событий имеет место высокая корреляция изменений минерализации верхнего слоя воды скважины Г-1 и минерализации воды самоизливающейся скважины ГК-1, расположенной в 35 км от скважины Г-1 [Gavrilov et al., 2013; Гаврилов, Пантелеев, Рябинин, 2014]. Время поступления воды на поверхность с глубины 1000 м для скважины ГК-1 с учетом значений дебита самоизлива (0.1 л/с) и диаметра обсадной трубы составляет примерно одни сутки. Аналогичные расчеты для скважины Г-1, учитывая ее очень малый (около 0.00003 л/с) дебит самоизлива на поверхность, 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.

В этой связи в [Gavrilov et al., 2013] было высказано предположение, 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. 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. Указанное предположение позже подтвердилось данными измерений температуры воды в верхней части обсадной колонны скважины Г-1, полученными от зав. лабораторией ИВиС ДВО РАН А.В. Кирюхина (рисунок 2.7). Представленные данные указывают на наличие в скважине Г-1 в интервале глубин выше 30 м зоны смешения минерализованной воды глубинного происхождения с более пресной водой, поступающей с поверхности.



**Рисунок 2.7.** Результаты измерений температуры воды в верхней части скважины Г-1. (Данные представлены зав. лабораторией ИВиС ДВО РАН А.В. Кирюхиным).

### 2.1.1.2. Скважина Р-2 ( $53^{\circ}05'25''\text{N}$ ; $158^{\circ}54'20''\text{E}$ )

Скважина Р-2 (рисунок 2.8) расположена в 20 км на северо-восток от скважины Г-1 на расстоянии около 4 км от береговой черты Авачинского залива, на значительном удалении от источников различных техногенных помех (см. рисунок 2.1) . Окончание бурения скважины - 1993 г. Бурение скважины проводилось в целях выявления перспективности обнаружения термальных вод в пределах Радыгинской площади Петропавловского геотермального района.



**Рисунок 2.8.** Общий вид измерительного пункта Р-2.

Скважина имеет глубину 1504 м, обсажена до глубины 768 м. Уровень воды находится на глубине около 21 м от дневной поверхности.

***Состав измерений, проводимых в режиме непрерывного мониторинга.***

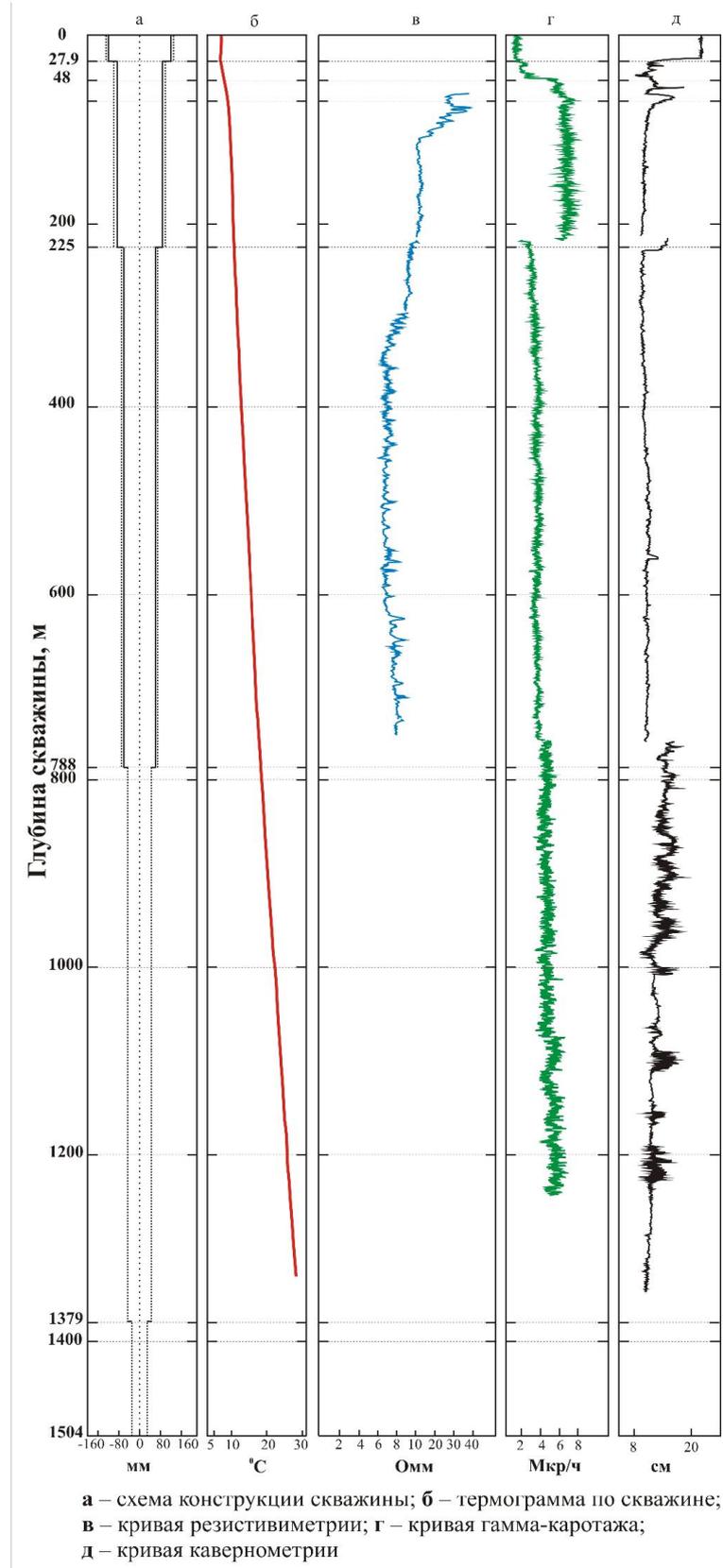
Начало непрерывных измерений на скважине Р-2: июль 2005 г.

По состоянию на декабрь 2015 г. на базе скважины Р-2 проводились:

- трехкомпонентные геоакустические измерения на глубине 730 м;
- электромагнитные измерения с использованием подземной электрической антенны;
- измерения уровня воды скважины;
- измерения температуры воды скважины на глубинах 3 м и 53 м;
- измерения атмосферного давления;
- мониторинг плотности воды скважины.

Режим всех измерений - непрерывный. Данные передаются в ИВиС ДВО РАН по телеметрическим каналам по запросу оператора (в обычном режиме - ежедневно, кроме выходных и праздничных дней).

***Геологическое строение участка скважины.*** В геологическом отношении район скважины Р-2 отличается от района скважины Г-1 значительно более молодыми и более рыхлыми породами вулканогенного происхождения (рисунок 2.9), преимущественно алевропсоммитовые, реже псаммоалевритовые и алевритовые. До глубины 1500 м преобладают алевропесчаники, алевролиты, песчаники в неравномерном переслаивании, в том числе песчаники с примесью гравия [Отчет..., 1995].



**Рисунок 2.9.** Схема конструкции (а) и результаты геофизических измерений для скважины Р-2. (Согласно [Отчет..., 1995]).

### 2.1.1.3. Скважина Е-1 (53<sup>0</sup>16'N; 158<sup>0</sup>29'E)

Скважина Е-1 (рисунок 2.10) расположена в 30 км на северо-запад от скважины Г-1, в 15 км от г. Елизово и на удалении около 40 км от береговой черты Авачинского залива (см. рисунок 2.1). Скважина Е-1 бурилась в качестве параметрической скважины в целях изучения геологического строения Налычевского синклинория, оценки перспектив нефтегазоносности и выявления зон высокотермальных вод. Буровые работы проводились в 1982 - 1984 гг. Скважина имеет глубину 3003 м, обсажена до глубины 1140 м. На глубине 665 м в скважине располагается искусственный забой. В обсадной колонне имеется перфорация в интервале 625 - 647 м в зоне слабого водопритока. Уровень воды в скважине находится на глубине около 27 м.



**Рисунок 2.10.** Общий вид измерительного пункта Е-1 и рабочий момент, связанный с установкой геофона.

#### *Состав измерений, проводимых в режиме непрерывного мониторинга.*

Начало непрерывных измерений на скважине Е-1: август 2011 г.

По состоянию на декабрь 2015 г. на базе скважины Е-1 проводились:

- трехкомпонентные геоакустические измерения на глубине 600 м;
- электромагнитные измерения с использованием подземной электрической антенны.

Режим всех измерений - непрерывный. Данные передаются в ИВиС ДВО РАН по телеметрическим каналам по запросу оператора (в обычном режиме - ежедневно, кроме выходных и праздничных дней).

**Геологическое строение участка скважины.** Скважина Е-1 расположена в одном из опущенных блоков на южном обрамлении Налычевского синклинория. Место расположения скважины находится в углу, образованном двумя крупными разломами северо-западного и северо-восточного простирания (см. рисунок 2.2). По данным бурения в районе скважины Е-1 в интервале глубин 0 - 570 м вскрыты четвертичные гравийно-галечниковые отложения с песчано-глинистым заполнителем. В интервале 570 - 1067 м скважина вскрыла алнейскую серию неогена, представленную пирокластическими и вулканогенно-осадочными отложениями андезито-базальтового состава. Глубины 1067 - 3003 м в районе скважины относятся к хозгонской свите верхнего мела и представлены чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов, филлитовидных и кварцево-серацитовых сланцев [Отчет..., 1985].

#### **2.1.1.4. Скважина К-33 (52°53'590"N; 158°11'470"E)**

Скважина К-33 (рисунок 2.11) 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 (см. рисунок 2.1). Скважина пробурена в 1966 г., имеет глубину 300 м, обсажена до глубины 67 м. Уровень воды в скважине находится на глубине 0.4 м от дневной поверхности.



**Рисунок 2.11.** Общий вид измерительного пункта К-33.

***Состав измерений, проводимых в режиме непрерывного мониторинга.***

Начало непрерывных измерений на скважине К-33: ноябрь 2011 г.

По состоянию на декабрь 2015 г. на базе скважины К-33 проводились:

- геоакустические измерения на глубине 210 м с использованием гидрофона;
- электромагнитные измерения с использованием подземной электрической антенны.

Режим всех измерений - непрерывный. Данные передаются в ИВиС ДВО РАН по телеметрическим каналам по запросу оператора (в обычном режиме - ежедневно, кроме выходных и праздничных дней).

***Геологическое строение участка скважины.*** По данным бурения в интервале глубин 0-37 м вскрыты гравийно-галечниковые отложения. Глубины 37

- 80 м представлены алевролитами и песчаниками. Интервал глубин 80 - 300 м представлен чередованием туфов андезибазальтового состава, туфоалевролитов, туфопесчаников, базальтов, андезибазальтов и диоритовых порфиритов [Отчет..., 1980].

#### **2.1.1.5. Скважина ГК-1 (53°17'6.45"N; 158°24'33.75"E)**

Скважина ГК-1 расположена в 35 км от г. Петропавловска-Камчатского (см. рисунок 2.1), имеет глубину 1261 м. Окончание бурения скважины - 1971 г.

Скважина ГК-1 пока не входит в состав автоматизированной сети комплексных скважинных измерений ИВиС ДВО РАН, однако данные режимных гидрогеохимических и гидрогеодинамических измерений, проводимых на скважине сотрудниками КФ ГС РАН, также используются при обработке результатов геоакустических измерений. С 2015 г. под руководством автора достаточно активно ведутся работы по созданию на базе скважины ГК-1 автоматизированного пункта комплексных скважинных измерений.

На рисунке 2.12 отображен рабочий момент, связанный с обустройством скважины в начале 2016 г.

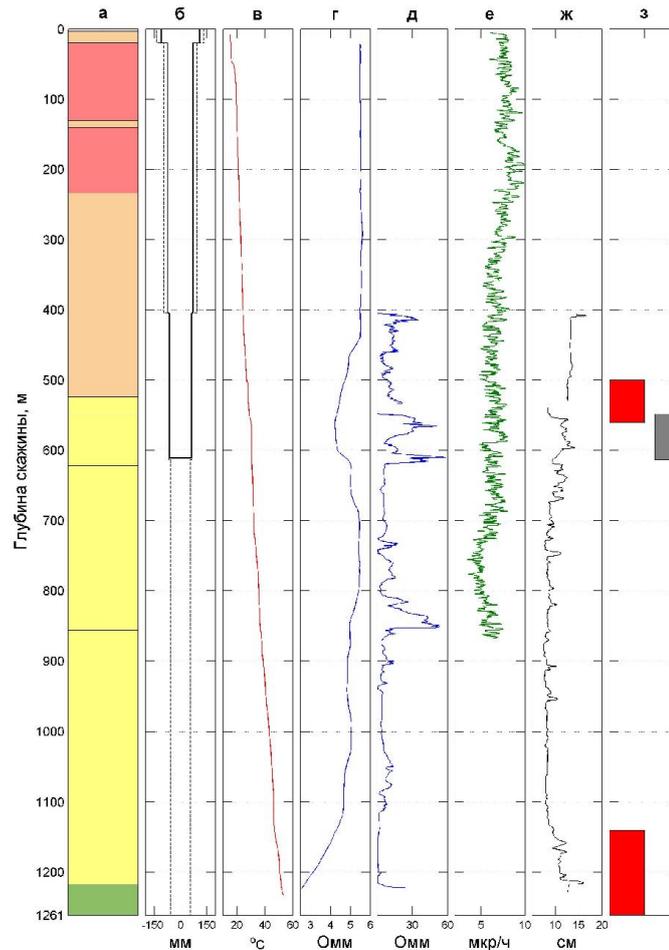


**Рисунок 2.12.** Рабочий момент обустройства скважины ГК-1.

Стратиграфический разрез по стволу скважины ГК-1, схема конструкции скважины и основные результаты геофизических исследований, полученных на стадии бурения скважины, представлены на рисунке 2.13.

Скважина вскрыла в интервале 0 - 151 м прибрежно-морские отложения нижнее-средне-плейстоценового возраста; в интервале 151 - 843 м - вулкангенно-осадочные пирокластические отложения андезито-базальтового состава алнейской серии неогена. Далее до забоя залегают расланцованные песчаники хозгонной свиты верхнего мела.

Режимные измерения на скважине ГК-1 проводятся с дискретностью трое суток. Минерализация воды скважины определяется по анализам в лабораторных условиях проб воды скважины. Минерализация рассчитывается как сумма концентраций основных показателей катионно - анионного состава воды ( $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ). Ионный состав воды скважины ГК-1 преимущественно хлоридный (5500 мг/л), натриевый (2500 мг/л).



**Рисунок 2.13.** Скважина ГК-1: **а** - схематический стратиграфический разрез по стволу скважины; **б** - схема конструкции скважины; **в** - термограмма по скважине; **г** и **д** - кривые резистивиметрии; **е** - кривые гамма-каротажа; **ж** - кривая кавернометрии; **з** - предполагаемые интервалы водопритока термальных вод, выявленные по результатам промыслово-геофизических исследований (красные прямоугольники). Серым прямоугольником на диаграмме **з** обозначен аварийный интервал. (Согласно [Овчаренко, 1971]).

Относительная случайная погрешность определения минерализации воды скважины ГК-1, представляющая собой сумму случайных погрешностей измерений концентраций катионов и анионов, составляет порядка 1.0 %.

Скважина ГК-1 самоизливающаяся. Среднемноголетнее значение дебита скважины ГК-1 составляет около 0.1 л/с. Измерения дебита производится объемным способом. Температура воды на изливе около 16<sup>0</sup>С.

Рассмотрение многолетних рядов измерений дебита воды скважины ГК-1 показало отсутствие явно выраженных сезонных вариаций. Это объясняется тем,

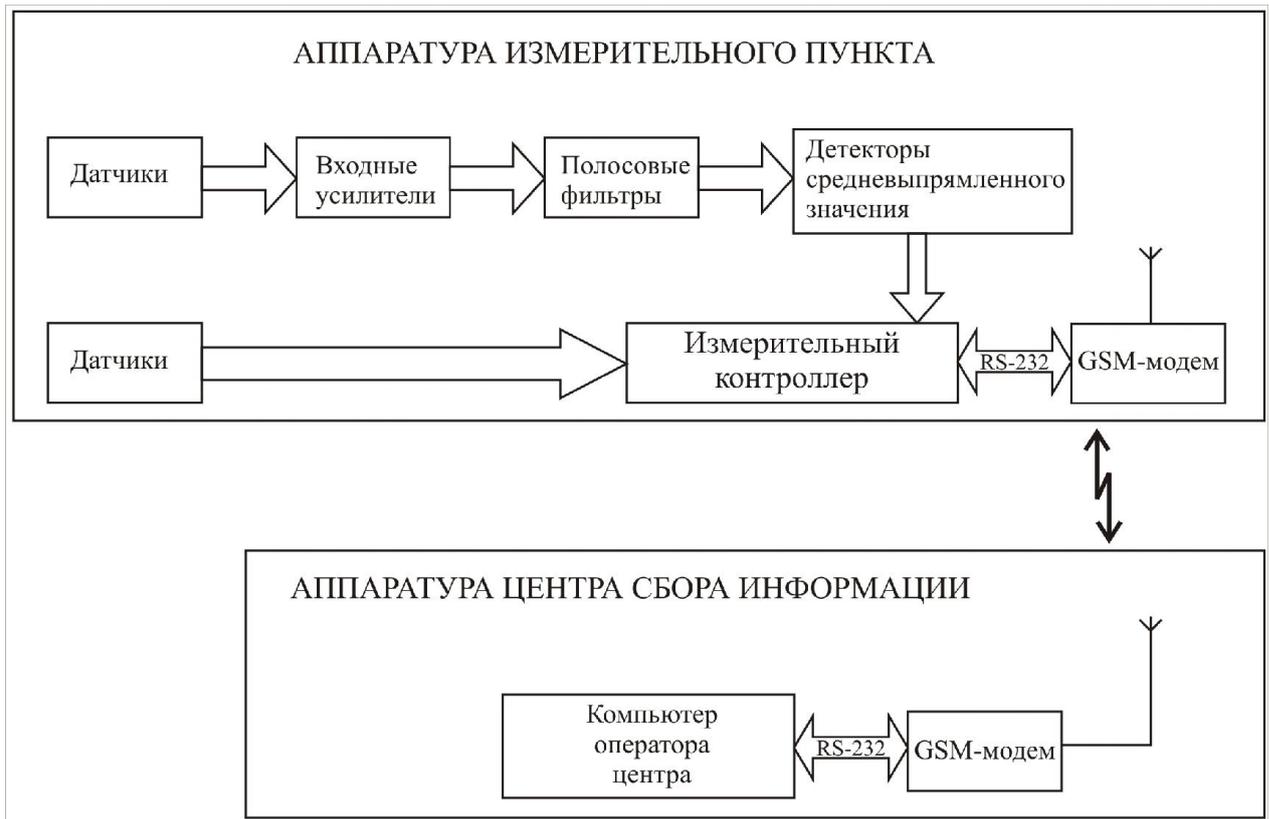
что скважина ГК-1 дренирует в основном глубинные термальные воды зоны затрудненного водообмена, режим которых слабо подвержен влиянию сезонных изменений условий питания подземных вод.

## **2.2. Техническое и методическое обеспечение сети комплексных скважинных измерений Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона**

### **2.2.1. Общая схема измерений**

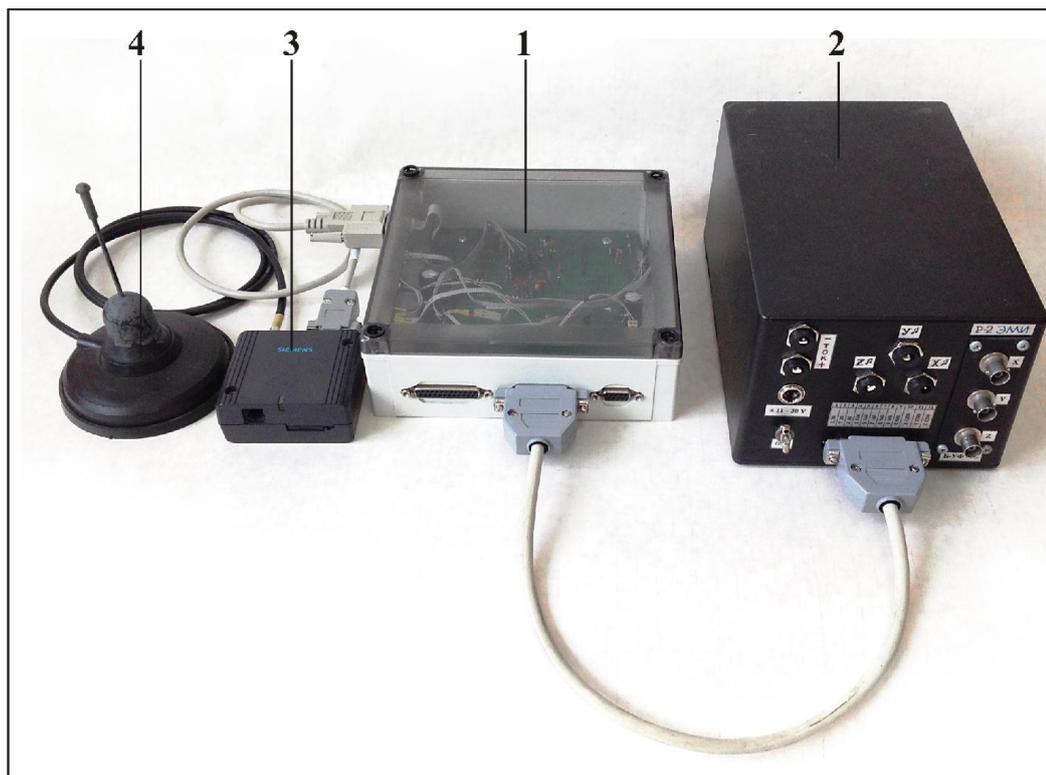
По состоянию на июль 2015 г. сеть состояла из четырех непрерывно функционирующих радиотелеметрических пунктов, созданных на базе скважин Г-1, Р-2, Е-1, К-33, а также Центра сбора и обработки информации, расположенного в здании ИВиС ДВО РАН (см. рисунок 2.1). Применение телеметрии обеспечивает требуемую оперативность получения измерительной информации и значительно сокращает затраты на обслуживание удаленных пунктов. Кроме этого использование средств телеметрии позволяет реально объединить измерительные пункты в единую территориально-распределенную информационно-измерительную сеть с общим Центром сбора и обработки информации.

Основным режимом измерений в сети является *режим непрерывного мониторинга*. В этом режиме все измерения на измерительных пунктах ведутся непрерывно, а передача данных в Центр сбора и обработки ИВиС ДВО РАН осуществляется по телеметрическим каналам по запросу оператора (в обычном режиме - ежедневно, кроме выходных и праздничных дней). Используемая в режиме мониторинга обобщенная структурная схема комплексных скважинных измерений представлена на рисунке 2.14.



**Рисунок 2.14.** Обобщенная структурная схема телеметрической системы для комплексных скважинных измерений в режиме мониторинга.

Большинство технических средств, входящих в состав аппаратуры измерительных пунктов и Центра сбора информации, созданы по инициативе, под руководством и при непосредственном участии автора. Внешний вид основных узлов аппаратуры измерительного пункта представлен на рисунке 2.15. Учитывая реальные условия эксплуатации аппаратуры измерительных пунктов (как действующих, так и потенциальных), соответствующие технические средства сети разрабатывались в расчете на работу в достаточно жестких климатических условиях, длительный срок автономной работы от аккумуляторов и гальванических источников тока. Кроме этого в число технических требований входила возможность изменений конфигурации аппаратуры измерительных пунктов в зависимости от видов проводимых измерений, а также возможность дистанционно изменять некоторые параметры измерений. Во внимание принималась также стоимость создаваемых средств и возможность тиражирования аппаратуры.



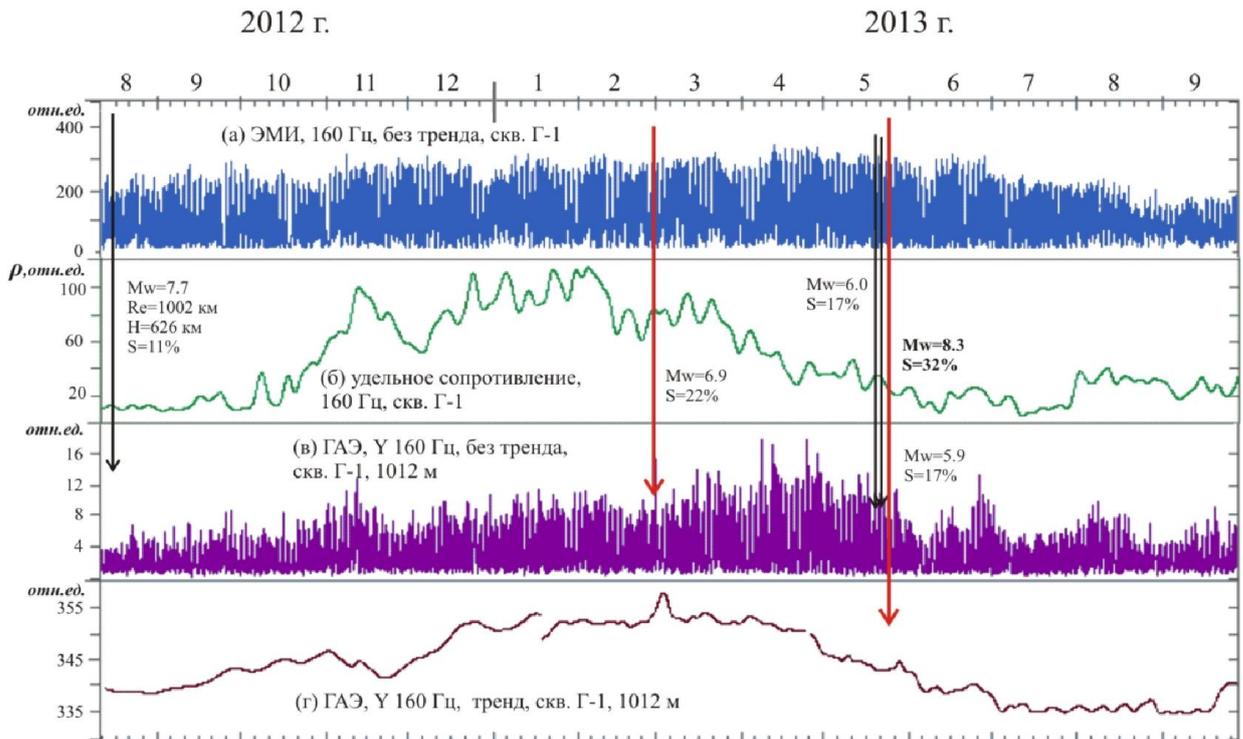
**Рисунок 2.15.** Основные узлы аппаратуры измерительного пункта: 1-измерительный контроллер; 2-блок входных усилителей и фильтров; 3-GSM-модем; 4-антенна GSM-модема.

Базовыми измерениями, проводимыми в непрерывном режиме на каждом измерительном пункте сети, являются геоакустические и электромагнитные измерения с подземными электрическими антеннами. Режим мониторинга обеспечивает непрерывные геоакустические и электромагнитные измерения в полосе частот 10 Гц - 2500 Гц, но в этом случае в целях сокращения объемов передаваемых и регистрируемых данных, исходные широкополосные сигналы геоакустических датчиков и электрических антенн в режиме on line подвергаются аналоговой и цифровой обработке на измерительном пункте с выделением и регистрацией среднеквадратических (или средневывпрямленных) значений сигналов.

Аналоговая обработка данных заключается в дополнительном усилении, фильтрации и выделении среднеквадратических (или средневывпрямленных) значений сигналов на выходах каждого из фильтров. Параметры фильтров, используемых для обработки, для каждого измерительного пункта определяются

индивидуально, в основном, в зависимости от электромагнитной ситуации в зоне скважины. Дальнейшая цифровая обработка сигналов ГАЭ и ЭМИ в реальном масштабе времени производится микропроцессорным контроллером. При этом производится цифровое осреднение данных на заданном временном интервале. Время осреднения, составляющее по умолчанию 1 мин, может дистанционно задаваться по каналу связи в пределах от 1 с до 18 час. В режиме реального времени обеспечивается предварительная обработка текущих данных, что позволяет снизить объемы передаваемых данных примерно в 2000 раз. В этом случае суточный объем данных, передаваемых с одного измерительного пункта, сокращается до 170 кБ, а время передачи - до 4 мин. Такой подход дает возможность использовать для передачи данных дешевые низкоскоростные каналы радиосвязи, в том числе, каналы сотовой связи. К сформированному в ходе цифровой обработки данным добавляется текущее время, после чего данные сохраняются во внешней памяти контроллера для их дальнейшей передачи по каналу связи в Центр сбора и обработки информации. Подобная предварительная обработка данных на измерительных пунктах сети применяется только для данных геоакустических и электромагнитных каналов.

Типичный пример результатов геоакустических и электромагнитных измерений, полученных в режиме мониторинга на скважине Г-1, представлен на рисунке 2.16.



**Рисунок 2.16.** Пример результатов электромагнитных и геоакустических измерений, полученных в режиме мониторинга на скважине Г-1 в полосе со средней частотой 160 Гц:

(а) – ряд среднеквадратических значений ЭМИ; (б) - ряд изменений удельного сопротивления пород прискважинной зоны; (в) – ряд среднеквадратических значений ГАЭ (компонента Y, частотный канал 160 Гц); (г) - ряд изменений скорости фильтрации жидкого флюида.

На указанном рисунке представлены ряды электромагнитных измерений (рисунки 2.16а и 2.16б) и ряды геоакустических измерений (рисунки 2.16в и 2.16г). Ряды, представленные на рисунках 2.16а и 2.16в, получены путем удаления трендовых составляющих из исходных рядов среднеквадратических значений ЭМИ и ГАЭ. Ряды, представленные на рисунках 2.16б и 2.16г, являются рядами трендовых составляющих исходных рядов ЭМИ и ГАЭ соответственно.

В режиме мониторинга передача накопленных на измерительных пунктах данных производится по запросу оператора Центра сбора и обработки информации (в обычном режиме - раз в сутки). В качестве каналов связи используются каналы сотовой GSM-связи. При отсутствии канала связи или его временном отказе объем памяти данных контроллера обеспечивает непрерывную

регистрацию данных на измерительном пункте в течение 51 суток (при одноминутном усреднении). Данные могут быть считаны непосредственно на измерительном пункте с помощью портативного компьютера через интерфейс RS-232.

Основой цифровой части аппаратуры измерительного пункта является *микропроцессорный измерительный контроллер*. (Контроллер разработан вед. электроником ИВиС ДВО РАН Ю.А.Власовым. Участие автора было связано, в основном, с подготовкой технического задания).

В функции контроллера входит аналого-цифровое преобразование измеряемых сигналов, предварительная обработка цифровых данных в реальном масштабе времени, а также хранение обработанных данных для их дальнейшей передачи по каналу связи в Центр сбора и обработки информации ИВиС ДВО РАН. Контроллер создан на базе 8-разрядного AVR микроконтроллера с RISC-архитектурой. В контроллере используются 24-разрядные микромощные Сигма-дельта АЦП, обеспечивающие высокоточные измерения по 18 измерительным каналам и 9 служебным каналам с частотой квантования 32 Гц. В режиме реального времени обеспечивается предварительная обработка текущих данных, что обеспечивает сжатие данных в 2000 раз. Основные опции измерительного контроллера могут изменяться дистанционно из Центра сбора информации.

### **Технические характеристики измерительного контроллера:**

#### ***Основные измерительные каналы:***

- число каналов.....18 дифференциальных;
- разрядность АЦП .....24;
- диапазон входных сигналов .....0÷10 В или -5 ÷ +5В;
- частота квантования на канал .....32 Гц.

#### ***Дополнительные измерительные каналы:***

- число каналов.....1 недифференциальный;
- разрядность АЦП.....10;
- диапазон входных сигналов .....0 ÷ 24 В;

- частота квантования на канал .....32 Гц;

**Служебные каналы** (температура АЦП, напряжения питания АЦП, уровни собственных шумов АЦП):

- число каналов .....9;
- разрядность АЦП .....24;
- частота квантования на канал .....32 Гц;

**Объем памяти данных** .....8 МБ;

**Интерфейс для передачи данных** (подключение к ПК или модему).....RS-232;

**Максимальная скорость передачи данных:**

- при модемной связи .....9600 бод;
- при подключении контроллера к ПК .....230.4 Кбод;

**Напряжение питания** .....от +4.5 до +24В;

Средний ток потребления, не более .....20 мА;

Диапазон рабочих температур .....от -20°С до +50°С.

**Аппаратура радиоканала связи** измерительного пункта состоит из GSM-модема TC35i фирмы Siemens (Германия) и внешней штывевой антенны с коэффициентом усиления 5.5 дБ.

**Модем TC35i** имеет следующие **основные технические характеристики:**

- рабочие диапазоны частот .....EGSM900/GSM1800;
- выходная мощность передатчика .....2 Вт для EGSM900, 4 Вт для GSM1800;
- скорость передачи данных .....до 14,4 кбит/с;
- управление .....с помощью AT-команд;
- напряжение питания .....от +8 В до +30 В;
- потребляемый ток .....до 200мА/12В.

**Программное обеспечение Центра сбора информации.** При приеме данных в компьютере Центра сбора и обработки информации автоматически формируются четыре файла: исходные данные, данные в условных единицах, данные в вольтах и данные в абсолютных единицах по виду измерения. Названия указанных файлов формируются из названия пункта, текущей даты и номера сеанса за текущие сутки. Оператор Центра сбора информации имеет возможность просмотреть текущие значения принятых данных, дистанционно произвести очистку памяти данных, установить текущее время, задать интервал усреднения и изменить значения счетчика данных контроллера соответствующего измерительного пункта. Для контроля функционирования и настроек контроллера пункта автоматически формируется журнал событий за текущий сеанс, который отображается в окне программы приема данных. Также ведется журнал всех сеансов работы в виде текстового файла.

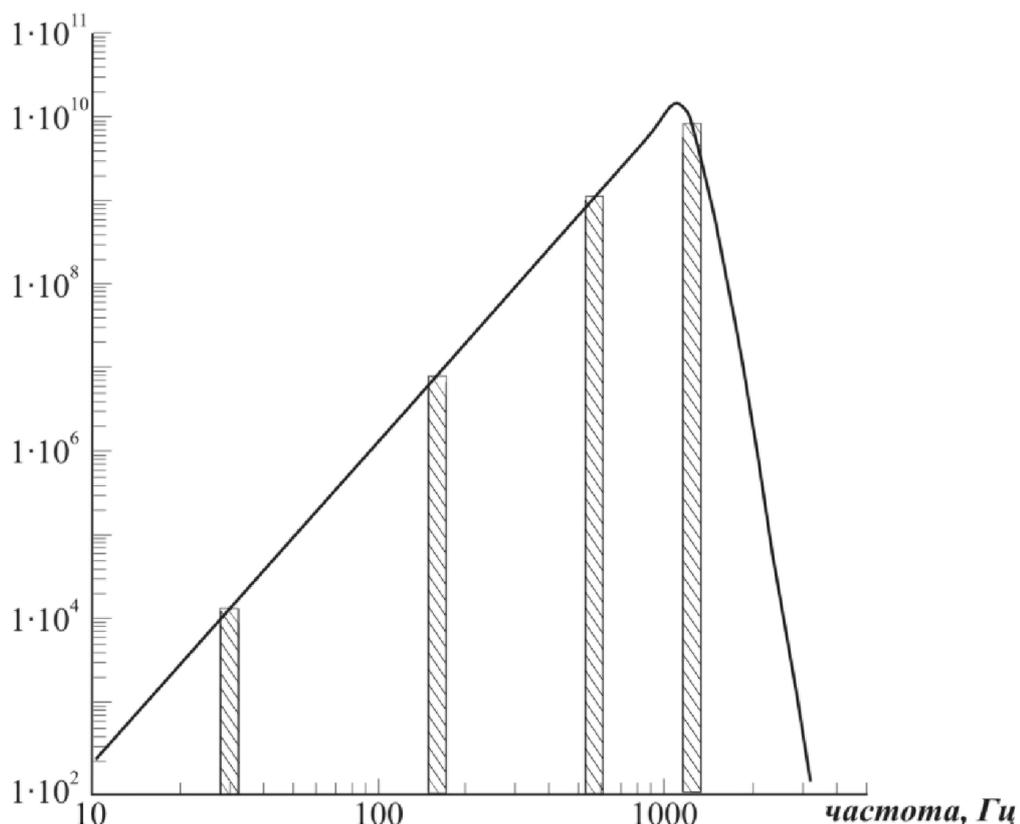
При необходимости проведения специальных исследований, требующих регистрации волновых форм и спектров исходных сигналов, в том числе, при проведении измерений, связанных с выбором новых скважин, используется дополнительный **режим экспериментальных измерений**, обеспечивающий высокоточную регистрацию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

Более детальная информация, касающаяся технической и методической баз геоакустических и электромагнитных измерений, представлена ниже.

### 2.2.2. Датчики для геоакустических измерений

Для скважинных геоакустических измерений на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне применялись геофоны двух типов, а также аналоговые и цифровые гидрофоны. До сентября 2009 г. для измерений использовались трехкомпонентные геофоны типа МАГ-3С и МАГ-50 с датчиками на основе магнитоупругих кристаллических ферромагнетиков, разработанные в Институте физики Земли РАН А.С.Беляковым [Беляков, 2005]. Акустический контакт корпуса геофона с обсадной трубой скважины в этих случаях обеспечивался рессорным прижимом. Сигнал на выходе датчиков указанного типа пропорционален скорости ускорения, т.е. третьей производной от смещения. Соответственно крутизна амплитудно-частотной характеристики (АЧХ) по смещению в этом случае составляет 60 дБ на декаду изменения частоты (рисунок 2.17). Чувствительность вертикального канала геофона по выходу его предварительного усилителя составляет  $0.15 \text{ В} \cdot \text{с}^3 \cdot \text{м}^{-1}$ , резонансная частота датчика 1250 Гц. Чувствительность горизонтальных каналов составляет  $0.60 \text{ В} \cdot \text{с}^3 \cdot \text{м}^{-1}$ , резонансная частота датчиков 300 Гц.

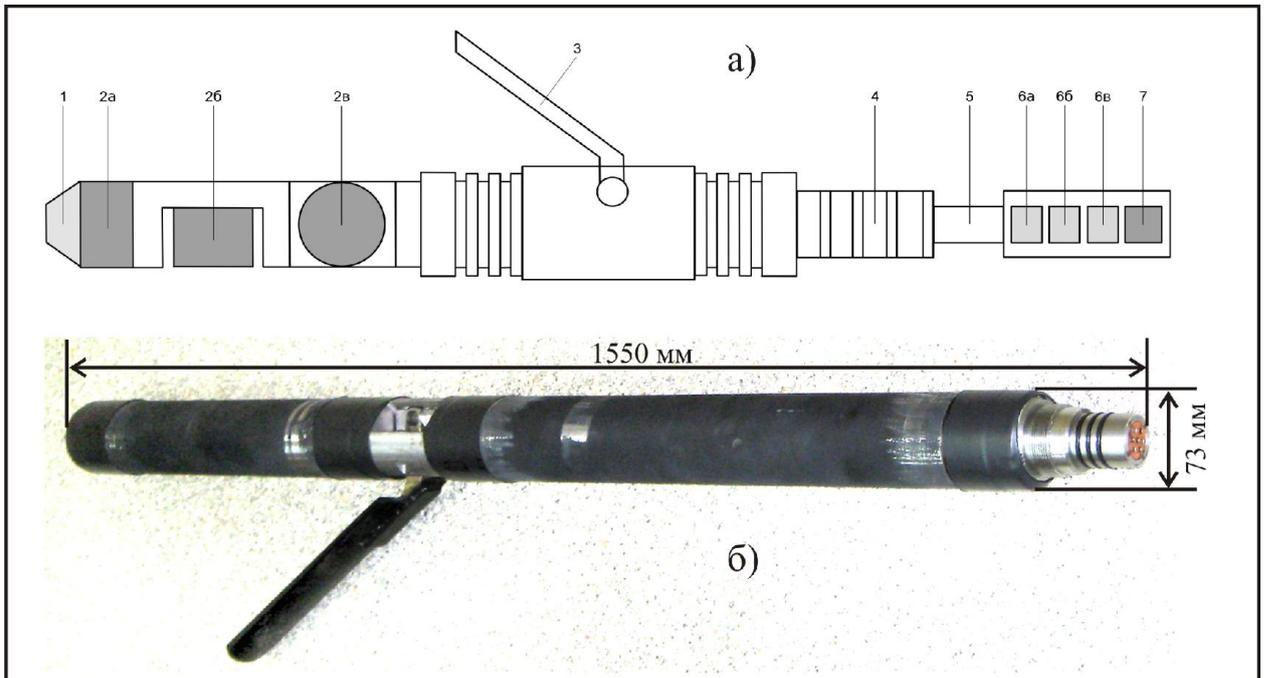
К недостаткам геофона МАГ-3С следует отнести достаточно высокую чувствительность датчика вертикального канала к переменному магнитному полю на частотах равных и менее 50 Гц, что осложняло подготовительные работы с геофоном в лабораторных условиях. Также серьезным недостатком указанных геофонов являлось отсутствие надежного метрологического обеспечения. Кроме этого, скважинные геофоны типа МАГ были выпущены только небольшой опытной партией, что затрудняло создание на их основе достаточно развитой сети скважинного геоакустического мониторинга.



**Рисунок 2.17.** Амплитудно-частотная характеристика вертикального датчика геофона МАГ-3С. Заштрихованными вертикальными линиями обозначены стандартные частотные диапазоны измерительных каналов.

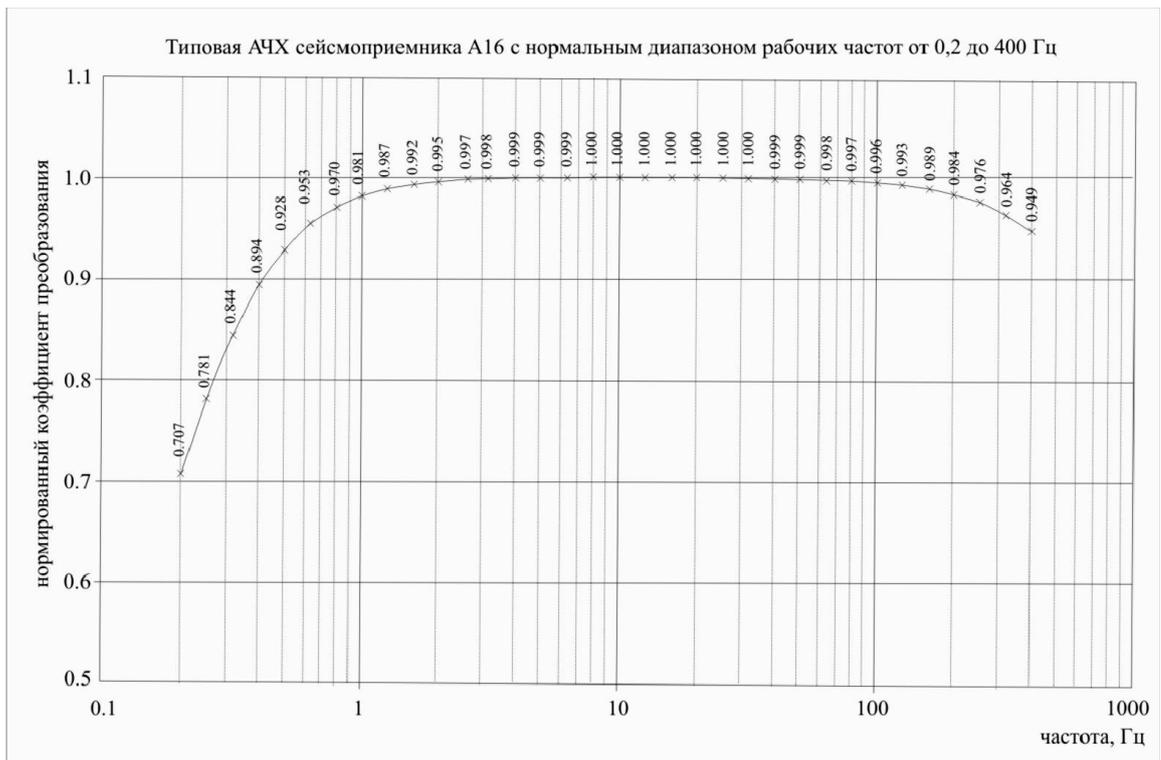
В этой связи по инициативе и под руководством автора были созданы в необходимом количестве скважинные трехкомпонентные геофоны, в которых были использованы пьезоэлектрические датчики типа А1612 производства ЗАО «Геоакустика» совместно с предварительными и линейными усилителями собственной разработки. В качестве корпусов в геофонах нового типа были использованы корпуса с электромеханическим прижимом, разработки ЗАО НПП «Сибнефтегаз» (рисунок 2.18).

Пьезоэлектрические датчики типа А1612 свободны от указанных выше недостатков магнитоупругих датчиков: коэффициент влияния магнитного поля для датчиков типа А1612 не превышает  $2 \cdot 10^{-6} \text{ м} \cdot \text{с}^{-2} / \text{А} \cdot \text{м}^{-1}$ , датчики обеспечены надежной метрологической поддержкой и выпускаются серийно.



**Рисунок 2.18.** Конструкция (а) и внешний вид (б) трехкомпонентного геофона с пьезоэлектрическими датчиками: 1 - электродинамический излучатель для дистанционного контроля АЧХ датчиков; 2 - пьезоэлектрические датчики типа А1612; 3 - лапа электромеханического прижима; 4 - редуктор электромеханического прижима; 5 - мотор электромеханического прижима; 6 - усилители пьезоэлектрических датчиков; 7 - плата линейных усилителей и электропитания.

Рабочий диапазон частот датчиков составляет  $0.1 \div 1000$  Гц по уровню 0.7, номинальное значение коэффициента преобразования  $1.0 \text{ В} \cdot \text{с}^2 \cdot \text{м}^{-1}$ . Среднеквадратическое значение собственных шумов датчиков в диапазоне  $0.2 \div 400$  Гц не превышает  $2 \cdot 10^{-5} \text{ м} \cdot \text{с}^{-2}$ . Сигнал на выходе датчиков пропорционален ускорению, соответственно крутизна АЧХ в пересчете к смещению в рабочей полосе частот составляет 40 дБ на декаду изменения частоты (рисунок 2.19).



**Рисунок 2.19.** Амплитудно-частотная характеристика пьезоэлектрического датчика типа А1612.

В геофонах с датчиками типа А1612 были применены электромеханические прижимы, обеспечивающие более надежный контакт с обсадной трубой скважины в сравнении с ранее применявшимися рессорными прижимами. Преимуществом геофона нового типа является также возможность текущего дистанционного контроля АЧХ датчиков после установки геофона на заданной глубине. Для этой цели в корпусе геофона был установлен электродинамический излучатель, на который через одну из жил кабеля геофона при необходимости подается тестовый сигнал от внешнего измерительного генератора (см. рисунок 2.18).

Сравнивая характеристики вышеуказанных датчиков, следует отметить следующее. Поскольку для магнитоупругих датчиков крутизна АЧХ составляет 60 дБ на декаду изменения частоты, то по чувствительности в области высоких частот магнитоупругие датчики имеют преимущество перед пьезокерамическими датчиками типа А1612. При этом, как показано в [Гаврилов, Бусс, 2015], проведение высокочувствительных скважинных геоакустических измерений в

высокочастотной (500 - 1000 Гц) части спектра позволяет получать важные результаты, способствующие углублению представлений о физике геоакустических процессов, а также развитию методов мониторинга изменений напряженно-деформированного состояния геосреды. Возможно, что именно высокая чувствительность в области высоких частот магнитоупругих датчиков геофона МАГ-3С позволила получить уникальные результаты при измерениях во временной окрестности роя землетрясений в Авачинском заливе (восточное побережье Камчатки) в октябре 2001 г. (см. главу 5, раздел 5.1.1). Тем не менее, многолетний опыт геоакустических измерений на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне позволяет сделать вывод, что по совокупности параметров геофоны с датчиками типа А1612 имеют безусловное преимущество перед геофонами типа МАГ-3С. Как уже было отмечено выше, главными преимуществами геофонов с датчиками типа А1612 является наличие надежного метрологического обеспечения, серийное производство, низкая чувствительность датчиков к переменному электромагнитному полю и более низкая стоимость геофонов.

Наряду с геофонами при проведении постоянных и временных скважинных геоакустических измерений в составе аппаратуры измерительных пунктов также применяются гидрофоны типа Г61Н производства ЗАО «Геоакустика».

Аналоговый гидрофон Г61Н представляет собой пьезокерамический преобразователь с встроенным усилителем. Принцип действия гидрофона основан на использовании прямого пьезоэффекта.

Гидрофон Г61Н имеет равномерный участок частотной характеристики в диапазоне частот от 2.0 Гц до 2.5 кГц, среднее значение чувствительности на котором составляет  $(10 \pm 1)$  мВ/Па. Уровень эквивалентного шумового давления в дБ относительно  $2 \cdot 10^{-5}$  Па, соответствующий собственному шуму гидрофона в третьоктавной полосе частот, не более 60.

Верхний предел динамического диапазона гидрофона Г61Н не менее 148 дБ относительно  $2 \cdot 10^{-5}$  Па при коэффициенте нелинейных искажений не более 1%.

Для проведения различных натуральных экспериментов на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне кроме перечисленных выше аналоговых геофонов и гидрофонов применялся также цифровой гидрофон типа ЦГП-4, разработанный ООО НТЦ «Мониторинг» (г. Нижний Новгород).

*Основные технические характеристики цифрового гидрофона ЦГП-4:*

- номинальный частотный диапазон .....от 5 Гц до 10 кГц;
- чувствительность ..... $18 \pm 10$  мВ/Па;
- динамический диапазон измерений .....не менее 100 дБ в любой третьоктавной полосе рабочего диапазона частот;
- уровень собственных шумов ..... не более  $1.8 \cdot 10^{-3}$  Па в третьоктавной полосе частот при усилении АЦП 20дБ;
- протокол передачи данных .....RS-485.

Измерение, регистрация и анализ сигналов гидрофона ЦГП-4 осуществлялись с помощью программного пакета, прилагаемого к гидрофону, а также пакетом программ WinПОС (НПП «Мера», г. Королев).

Касаясь характеристик цифрового гидрофона ЦГП-4 необходимо, в первую очередь, подчеркнуть крайне низкую чувствительность указанного гидрофона к внешнему электромагнитному воздействию. Чувствительный элемент гидрофона на основе пьезокерамики сам по себе имеет крайне низкую чувствительность к воздействию внешних электромагнитных полей. Кроме этого дифференциальная схема, по которой собран чувствительный элемент гидрофона, обеспечивает дополнительное подавление синфазной электрической помехи примерно на 80 дБ [Кияшко и др., 2007]. Важным отличием системы измерений на базе гидрофона ЦГП-4 от систем измерений с аналоговыми геофонами и гидрофонами является то, что сигнал с выхода цифрового гидрофона передается по кабелю к устью скважины в цифровой форме и по этой причине не может быть искажен воздействием электромагнитного излучения на кабель. Крайне низкая чувствительность гидрофона к электромагнитному воздействию, высокая

линейность его амплитудно-частотной и амплитудной характеристик, а также его широкий частотный диапазон, позволяют рассматривать указанный гидрофон как прецизионное средство скважинных геоакустических измерений, позволяющее, в том числе, оценивать влияние внешнего ЭМИ на результаты измерений с аналоговыми геофонами и гидрофонами. Результаты исследований с гидрофоном ЦГП-4 представлены в главе 3.

Из-за использования значительно более легких кабелей и корпусов работы с гидрофонами не требуют применения тяжелых лебедок, что позволяет достаточно просто организовывать постоянные и временные измерения на скважинах. Кроме этого при использовании гидрофонов в скважинах отсутствует необходимость в прижимных устройствах. По этой причине гидрофоны оказались практически незаменимы при проведении геоакустических измерений в открытом стволе скважины за пределами обсадной колонны.

Вместе с тем, необходимо учитывать, что гидрофоны имеют широкую диаграмму направленности - до  $360^0$  по азимуту и до  $170^0$  в вертикальной плоскости. По этой причине для проведения *трехкомпонентных скважинных* измерений использование гидрофонов не представляется возможным.

Отметим, что оценки размеров шумовой зоны, определяющей основной (порядка 90 %) уровень регистрируемой геоакустической эмиссии, показывают, что при измерениях в достаточно глубокой скважине такая зона для частот 150-160 Гц может иметь форму сферы с радиусом не менее первых сотен метров. Так в работе [Лутиков, 1992] радиус  $R_{\text{эф}}$  «шумовой» зоны приблизительно оценивается по формуле  $R_{\text{эф}} \approx Q\lambda$ , где  $Q$  - добротность среды;  $\lambda$  - длина волны. В этом случае для геоакустической эмиссии на частотах около 160 Гц при величине добротности среды в районе расположения скважины порядка  $Q \approx 100$  приблизительное значение  $R_{\text{эф}}$  будет составлять  $\approx 1200-1300$  м. Указанные значения  $R_{\text{эф}}$  практически совпадают 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 том числе, за счет высокой плотности

дефектов и повышенной проницаемости пород прискважинной зоны, вызванных процессом бурения.

### **2.2.3. Методика и техника электромагнитных измерений**

#### **2.2.3.1. Уравнения макроскопической электродинамики**

Реальную геосреду отличает неоднородность пород на мезоуровне, наличие твердой и жидкой фаз с проводниками, как с ионной, так и электронной проводимостью. К этому также следует добавить характерную для реальной геосреды анизотропность. В общем случае для таких сред диэлектрическая проницаемость  $\varepsilon$  и удельная электропроводность (проводимость)  $\sigma$  носят тензорный характер и выражаются матрицами третьего порядка [Александров, 1998]. Очевидно, что указанные свойства реальной геосреды значительно осложняют материальные связи между векторами электромагнитного поля, взаимодействующего с такой средой. Например, как показано в [Александров, 1998], в капиллярной системе с извилистыми каналами могут появляться дополнительные токи, вызываемые индукционными связями между элементами системы и дополнительные возбудители (вихри) магнитного поля. В подобных средах, носящих название бианизотропных, в результате совокупного электрического и индукционного взаимодействия между векторами электромагнитного поля в элементарных объемах породы (на мезоуровне) существенно изменяются макроскопические зависимости поля от частоты и расстояния до возбудителя. В том числе, в квазистационарной области становится возможным появление квазирезонансных явлений (осцилляций) и нарушается принцип взаимности [Светов, 2008]. Вышесказанное еще раз подчеркивает сложность процессов, происходящих в реальной геосреде, в частности, при взаимодействии геосреды с внешним ЭМИ, а также указывает на целесообразность использования, в основном, параметров геосреды, усредненных на мезоуровне. В том числе, это относится к электропроводности пород, которая

определяется электропроводностью жидкой и твердой фаз, поверхностной проводимостью, степенью заполнения порового пространства породы жидкой фазой (флюидонасыщенностью) и структурой порового пространства.

Основные уравнения Максвелла, устанавливающие на макроуровне связи между усредненными значениями векторов электромагнитного поля для геосреды, обычно представляются в дифференциальной форме:

$$\operatorname{rot}\mathbf{H} = \mathbf{j}_E + \partial\mathbf{D}/\partial t + \mathbf{j}_{\text{ст}}, \quad (2.1)$$

$$\operatorname{rot}\mathbf{E} = -\partial\mathbf{B}/\partial t, \quad (2.2)$$

$$\operatorname{div}\mathbf{D} = \rho, \quad (2.3)$$

$$\operatorname{div}\mathbf{B} = 0, \quad (2.4)$$

где  $\mathbf{H}$  - вектор напряженности магнитного поля;  $\mathbf{E}$  - вектор напряженности электрического поля;  $\mathbf{D}$  - вектор электрической индукции;  $\mathbf{B}$  - вектор магнитной индукции;  $\rho$  - объемная плотность заряда.

Первое уравнение Максвелла (2.1) определяет зависимость вихря напряженности магнитного поля  $\mathbf{H}$  от плотности полного тока

$$\mathbf{j}_\Sigma = \mathbf{j}_E + \partial\mathbf{D}/\partial t + \mathbf{j}_{\text{ст}},$$

где  $\mathbf{j}_E$ ,  $\partial\mathbf{D}/\partial t$ ,  $\mathbf{j}_{\text{ст}}$  - соответственно плотности токов проводимости, тока смещения  $\mathbf{j}_{\text{см}}$  и стороннего тока. Под сторонним током здесь понимается ток, порождаемый силами неэлектромагнитной природы, например, ток электрокинетической природы, возникающий вследствие градиента порового давления в геосреде.

Второе уравнение (2.2), являющееся обобщением закона электромагнитной индукции Фарадея, указывает, что всякое изменение магнитного поля во времени вызывает появление в окружающем пространстве вихревого электрического поля.

Третье уравнение (2.3), постулирующее, что дивергенция вектора электрической индукции равна объемной плотности зарядов, находящихся в элементарно малом объеме зарядов, является обобщением закона Кулона и теоремы Гаусса. Из него следует, что электрическое поле порождается электрическими зарядами и его силовые линии начинаются и заканчиваются на зарядах.

Четвертое уравнение (2.4) указывает на отсутствие в природе магнитных зарядов. Согласно ему магнитные силовые линии замкнуты, т.е. нигде не начинаются и не заканчиваются.

Фундаментальные уравнения Максвелла еще не составляют полной системы уравнений электромагнитного поля, достаточной для нахождения полей по заданным распределениям зарядов и токов. В этой связи уравнения (2.1), (2.2), (2.3) и (2.4) дополняются соотношениями, связывающими между собой значения основных векторов электромагнитного поля:

$$\mathbf{D} = \varepsilon_0 \varepsilon \cdot \mathbf{E}, \quad \mathbf{B} = \mu \cdot \mathbf{H}, \quad \mathbf{j}_E = \sigma \cdot (\mathbf{E} + \mathbf{E}_{ex}), \quad (2.5)$$

где  $\varepsilon_0$  - электрическая постоянная;  $\varepsilon$ ,  $\mu$ , - диэлектрическая и магнитная проницаемости,  $\sigma$  - электропроводность (проводимость) среды. Размерности этих величин соответственно Ф/м, Ф/м, Гн/м, См/м. Магнитную проницаемость рассматриваемых нами сред считаем вещественной величиной;  $\mu = \mu_0 \mu_r$ , где  $\mu_0 = 4\pi 10^{-7}$  Г/м - магнитная постоянная,  $\mu_r$  - относительная магнитная проницаемость. Для рассматриваемых нами геосред можно считать  $\mu_r = 1$ ,  $\mu = \mu_0$ .

Для полупроводящих сред, к которым в общем случае можно отнести геосреды, первое уравнение Максвелла (2.1) имеет вид:

$$\text{rot} \mathbf{H} = \sigma \mathbf{E} + \varepsilon_a \partial \mathbf{E} / \partial t + \mathbf{j}_{ct},$$

где  $\varepsilon_a$  - диэлектрическая проницаемость среды, Ф/м.

Если напряженность электрического поля изменяется по гармоническому закону, то при использовании символического (комплексного) способа записи

$$\mathbf{E} = \mathbf{E}_m e^{i\omega t},$$

выражая  $\mathbf{E}$  через ее производную, уравнение (2.1) можно представить в виде

$$\text{rot} \mathbf{H} = \varepsilon_{ak} \partial \mathbf{E} / \partial t + \mathbf{j}_{ct},$$

где  $\varepsilon_{ak} = (\varepsilon_a - i\sigma/\omega)$  - комплексная диэлектрическая проницаемость. Относительная комплексная диэлектрическая проницаемость в этом случае будет выражаться формулой

$$\varepsilon_K = \frac{\varepsilon_{ak}}{\varepsilon_0} = \frac{\varepsilon \varepsilon_0}{\varepsilon_0} - i \frac{\sigma}{\omega \varepsilon_0} = \varepsilon - i60\lambda\sigma \quad (2.6)$$

### 2.2.3.2. Измерения с подземными электрическими антеннами на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне

Наиболее важной особенностью электромагнитных измерений, организованных автором на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне совместно со скважинными геоакустическими измерениями, является то, что электромагнитные измерения в этом случае осуществляются с помощью *подземных* электрических антенн, что позволяет проводить электромагнитные и геоакустические измерения *in situ* в одной и той же геосреде. Такой подход принципиально отличается от традиционного подхода, при котором электромагнитные измерения, ориентированные на выявление различных аномалий в электромагнитных полях, связанных с подготовкой землетрясений, проводятся с использованием *наземных* антенн. Очевидно, что выход электромагнитного излучения литосферного происхождения через поверхность раздела “земля-воздух” крайне затруднен, поскольку вектор Умова-Пойнтинга  $\vec{P} = [\vec{E} * \vec{H}]$ , где  $\vec{E}, \vec{H}$  - напряженности электрического и магнитного полей соответственно, из-за значительно более высокой в сравнении с воздухом проводимости земли будет всегда направлен в сторону земной поверхности. Так, например, для геосреды с удельной электропроводностью  $\sigma = 2 \cdot 10^{-3}$  См/м и относительной диэлектрической проницаемостью  $\epsilon = 20$  получим комплексный коэффициент преломления

$$\dot{\Gamma}_E = \frac{2Z_{cp}}{Z_{cp} + Z_0} = 0.001 + i * 0.001,$$

где  $Z_{cp}$  - характеристическое сопротивление геосреды;  $Z_0 = 376.991$  Ом - характеристическое сопротивление вакуума [Гаврилов, Полтавцева, 2010]. В этом случае комплексная амплитуда преломленной (проходящей) волны  $\dot{E}_{np}(r) = \dot{T}_E * \dot{E}(r)$  даже вблизи границы раздела в воздухе будет пренебрежимо мала в сравнении с амплитудой исходной волны. Ситуация будет лучше только на выходах скальных коренных пород с очень низким значением удельной электропроводности. По этой причине надежная регистрация ЭМИ литосферного

происхождения измерительными системами с антеннами, расположенными над поверхностью земли, крайне затруднена, особенно на частотах выше первых сотен Гц.

При проведении электромагнитных измерений на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне используются подземные вертикальные электрические антенны, в которых в качестве основного элемента используются обсадные трубы скважины. Частотный диапазон электромагнитных измерений составляет  $10 \div 1500$  Гц (по уровню 0.5), который относится к малоизученному звуковому сверхнизкочастотному (СНЧ) диапазону радиочастот.

Выбор частотного диапазона электромагнитных измерений, совпадающего с частотным диапазоном геоакустических измерений, определялся, в первую очередь, главными задачами исследований. На начальном этапе организация электромагнитных измерений с использованием подземных электрических антенн была связана с исследованием физических причин суточных вариаций ГАЭ, регистрируемых на скважине Г-1. Как показано в главах 3 и 4, совместные геоакустические и электромагнитные измерения на скважине Г-1 и других скважинах Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона позволили установить, что генезис регистрируемых суточных вариаций ГАЭ связан с воздействием на геосреду в районе соответствующей скважины внешнего переменного электрического поля звукового диапазона частот. В ходе последующих этапов исследований область применений результатов измерений с подземными электрическими антеннами существенно расширилась в связи с разработкой автором нового метода непрерывного мониторинга удельного сопротивления горных пород, в котором в качестве датчиков применяются подземные электрические антенны [Гаврилов, 2013].

Целесообразность применения подземных вертикальных электрических антенн, основным конструктивным элементом которых является обсадная колонна скважины, обусловлена следующими факторами.

1. При распространении в атмосфере длины волн СНЧ диапазона составляют сотни-тысячи км, что значительно превышает размеры наземных

антенн и делает их использование малоэффективным. В подавляющем числе случаев при распространении электромагнитной волны в геосреде ее длина  $\lambda_g$  для той же частоты будет значительно меньше, прежде всего, за счет значительно более высокой в сравнении с воздухом электропроводности [Долуханов, 1965]:

$$\lambda_g = \lambda / n, \quad (2.7)$$

где  $\lambda$  - длина волны в атмосфере,

$$n = \sqrt{0.5(\varepsilon + \sqrt{\varepsilon^2 + (60 \cdot \lambda \cdot \sigma)^2})}, \quad (2.8)$$

где  $\varepsilon$  - относительная диэлектрическая проницаемость геосреды,  $\sigma$  - удельная электропроводность геосреды. (Здесь и далее относительная магнитная проницаемость геосреды  $\mu=1$ ).

Так, например, для частоты  $f=150$  Гц длина волны в воздухе будет составлять  $\lambda \approx 2000$  км. Для геосреды с  $\sigma=10^{-2}$  См/м длина волны составит  $\lambda_g \approx 2.6$  км. Для геосреды с удельной электропроводностью  $\sigma=10^{-3}$  См/м длина волны, рассчитанная согласно выражениям (2.7), (2.8), составит  $\lambda_g \approx 8.2$  км.

Для частоты  $f=560$  Гц длина волны в воздухе будет составлять  $\lambda \approx 535$  км. Для геосреды с удельной электропроводностью  $\sigma=10^{-3}$  См/м длина волны составит  $\lambda_g \approx 4.20$  км. Для геосреды с  $\sigma=10^{-2}$  См/м длина волны составит  $\lambda_g \approx 1.3$  км.

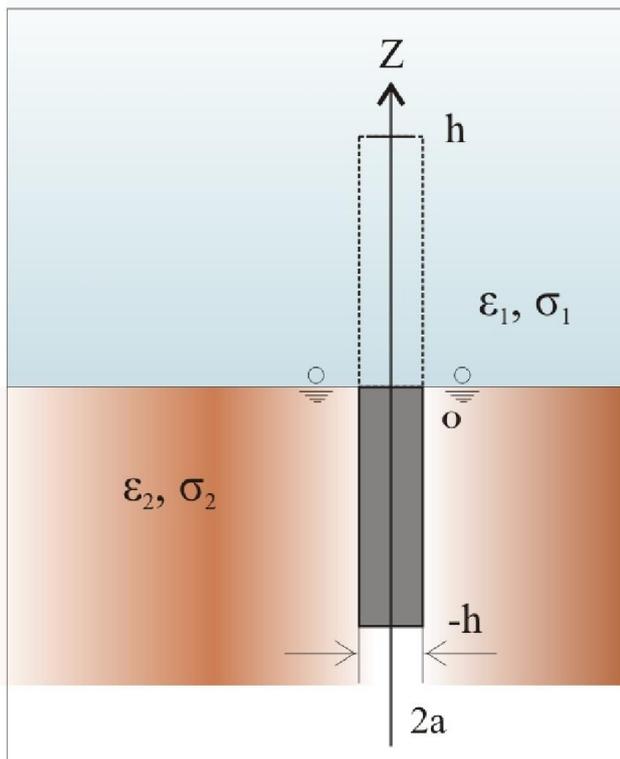
В этом случае, например, длина обсадной колонны скважины Г-1, равная 2542 м, оказывается сравнимой с длинами волн в геосреде для указанных частот, что может быть использовано для создания эффективных подземных электрических антенн.

2. За счет регистрации вертикальной компоненты электрического поля значительно ослабляется помеха в области очень низких частот, причиной которой являются вихревые электрические токи, возникающие в земле в результате электромагнитной индукции во время геомагнитных возмущений и особенно - магнитных бурь. Указанные токи с периодами колебаний от первых долей секунды до нескольких суток текут в проводящих слоях земли в горизонтальном направлении.

3. В случае использования подземных антенн из-за селективных поглощающих свойств вышележащего слоя земли ослабляются высокочастотные (первые кГц и выше) помехи от техногенных устройств.

Согласно данным литературных источников впервые измерения с подземными электрическими антеннами в рамках задач физики Земли начали применяться в 1989 г. японскими исследователями Y. Fujinawa и K. Takahashi (National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention Communications Research Laboratory) [Fujinawa, Takahashi, 1990]. Измерения были организованы в целях регистрации электрических сигналов литосферного происхождения, связанных с сейсмической и вулканической активностью. Для измерений применялись вертикальные электрические монополюсные подземные антенны, в которых в качестве линейного элемента использовалась металлическая обсадная колонна скважины. Конструкция одной из созданных антенн была аналогична конструкции, описанной в [Fujinawa, Takahashi, Tomizawa, 1995].

Антенна указанной конструкции фактически представляет собой несимметричный неизолированный вибратор (монополь), погруженный в полупроводящую геосреду с проводимостью  $\sigma$ , диэлектрической проницаемостью  $\epsilon$  (рисунок 2.20). Такая антенна длиной  $h$ , погруженная в однородную изотропную среду, в предположении идеальной проводимости поверхности земли эквивалентна симметричному диполю длиной  $2h$  за счет зеркального отображения части антенны, погруженной в геосреду.



**Рисунок 2.20.** Эквивалентная схема антенны типа «монополь».

Учитывая относительно низкую проводимость верхней части грунта, данная конструкция антенны предполагает использование рефлектора, выполненного в виде внешнего и внутреннего металлических колец, соединенных радиальными проводниками и закопанного на глубину до 1 м. Диаметр внешнего кольца - от 40 м до 100 м. При этом измеряется разность потенциалов между обсадной трубой скважины и рефлектором. Для измерений использовались скважины с обсадными колоннами длиной от 100 до 800 м. Регистрация вариаций вертикальной компоненты электрического поля осуществлялась в диапазонах (0 - 0.7) Гц, (0.01 - 0.7) Гц и (1 - 9) кГц [Fujinawa, Takahashi, 1995]. В конечном итоге измерения с использованием подобных подземных антенн были организованы в Японии на семи измерительных пунктах.

Касаясь полученных при этом результатов, можно отметить следующее. При измерениях с подземными электрическими антеннами за 0.4-15 суток перед землетрясениями с магнитудами  $M > 5$  и эпицентрными расстояниями до 200 км достаточно надежно регистрировались аномалии переменного электрического

поля СНЧ диапазона частот [Fujinawa, Takahashi, 1995; Takahashi et al., 2000]. При этом аномалии крайне редко отмечались одновременно на нескольких измерительных пунктах, что может объясняться тем, что происхождение указанных аномалий связано с локальными процессами, происходящими вблизи измерительного пункта. По результатам одновременной регистрации вертикальной и горизонтальной компонент электрического поля было установлено, что аномальные электрические сигналы имели преимущественно вертикальную составляющую и не являются результатом воздействия на подземную антенну магнитных бурь. Подземная вертикальная антенна не реагировала также на геомагнитные пульсации [Fujinawa, Kumagai, Takahashi, 1992].

В определенной мере вышеуказанные результаты японских исследователей повлияли на выбор методов и подходов при организации электромагнитных измерений на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне. Однако, решаемые при этом задачи значительно отличались. Как было отмечено выше, главной целью измерений с подземными антеннами в Японии являлось выявление «предвестников» в электромагнитном поле литосферного происхождения, связанных с сейсмической и вулканической активностью. В отличие от этого, электромагнитные измерения на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне были ориентированы, во-первых, на исследование влияния внешнего ЭМИ техногенного и естественного происхождения на интенсивность геоакустических процессов. Во-вторых, как показано ниже, данные непрерывных электромагнитных измерений с подземными антеннами легли в основу нового метода мониторинга изменений удельного сопротивления горных пород в зоне скважины.

### 2.2.3.2.1. Конструкции подземных электрических антенн измерительных пунктов

Непрерывные электромагнитные измерения с подземными электрическими антеннами на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне были начаты автором в мае 2003 г. на базе скважины Г-1. По состоянию на июль 2015 г. такие измерения проводятся в непрерывном режиме на всех измерительных пунктах сети комплексных скважинных измерений Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне. При этом применяются подземные вертикальные электрические антенны трех разных конструкций. Во всех случаях в качестве элементов антенны используются обсадные трубы скважины.

*Конструкция подземной электрической антенны пункта Р-2.* Для района скважины Р-2, расположенной в лесном массиве в 20 км от г. Петропавловск-Камчатского на значительном удалении от техногенных источников ЭМИ, спектр ЭМИ определяется, в основном, электромагнитным излучением *естественного происхождения*. В диапазоне СНЧ естественное электромагнитное поле, регистрируемое на поверхности Земли, создается, в основном, атмосферно-электрическими разрядами. Согласно данным литературных источников, наибольшие значения амплитуды напряженности электрического поля на поверхности Земли в этом случае можно оценить величинами, не превышающими  $0.45 \div 1.0$  мВ/м [Ремизов, 1985], что требует использования достаточно чувствительных антенных систем. В этой связи для измерений на пункте Р-2 была применена подземная электрическая антенна, аналогичная по конструкции рассмотренной выше антенне типа «монополь».

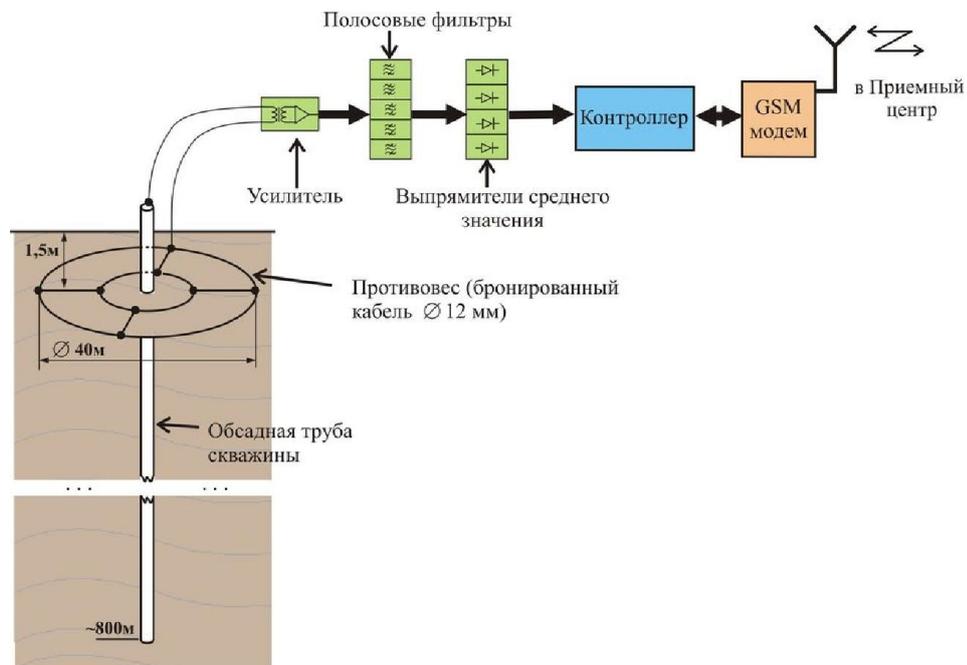
Применение подземных антенн типа «монополь» требует наличия значительной свободной площади вокруг скважины для размещения подземного рефлектора, что значительно ограничивает возможность использования антенн такого типа. В отличие от остальных измерительных пунктов Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона создание подобной антенны на базе

скважины Р-2 оказалось возможным благодаря удачному расположению скважины: в центре большой поляны в лесном массиве (рисунок 2.21).



**Рисунок 2.21.** Рабочий момент работ по созданию подземной электрической антенны на базе скважины Р-2.

В качестве линейного элемента антенны была использована обсадная труба скважины, длина которой составляет около 800 м. Подземный рефлектор диаметром около 40 м, закопанный на глубине около 1.5 м, был создан радиальными и кольцевыми отрезками бронированного кабеля (рисунок 2.22). Указанную антенну в предположении идеальной проводимости поверхности земли можно рассматривать как симметричный диполь длиной  $2h$  за счет зеркального отображения части антенны, погруженной в однородную изотропную геосреду (см. рисунок 2.20).



**Рисунок 2.22.** Конструкция подземной антенны типа «монополь» на пункте P-2

Для участка скважины P-2, для которого удельное электрическое сопротивление пород оценивается величиной порядка  $10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$  (см. рисунок 2.9), длина волны в геосреде для частоты 150 Гц, рассчитанная согласно формулам (2.7), (2.8), будет составлять около 800 м. Учитывая, что длина обсадной колонны скважины P-2 составляет  $h=800 \text{ м}$ , то в этом случае электрическая длина такой антенны для частоты 150 Гц, нормированная на длину волны в геосреде  $N^* = 2h/\lambda_g$ , будет вдвое превышать длину волны в геосреде.

Результаты измерений, проведенные на пункте P-2, показали, что антенны подобного типа благодаря своей высокой чувствительности целесообразно использовать при организации измерений слабых электромагнитных излучений естественного происхождения.

#### ***Конструкция подземной электрической антенны пунктов Г-1 и Е-1.***

Применение подземных антенн, подобных по конструкции описанной выше антенны типа «монополь», требует наличия значительной свободной площади вокруг скважины для размещения подземного рефлектора, а также проведения большого объема земляных работ. По этой причине во многих случаях, например, при нахождении вблизи скважины строений, дорог и т.п., такой вариант подземной антенны практически нереализуем. В этой связи автором был

разработан оригинальный вариант подземной электрической антенны, не требующий применения рефлектора, поскольку в этом случае измеряется разность потенциалов между обсадной трубой скважины и свободной жилой бронированного кабеля, опущенного в скважину. Антенны этого типа были использованы для измерений на скважинах Г-1 и Е-1.

Основными конструктивными элементами подземной электрической антенны, применяемой для измерений на скважине Г-1, являются металлическая обсадная колонна скважины длиной 2542 м и свободная жила герметичного бронированного кабеля длиной около 1000 м, опущенного в скважину (рисунок 2.23а).

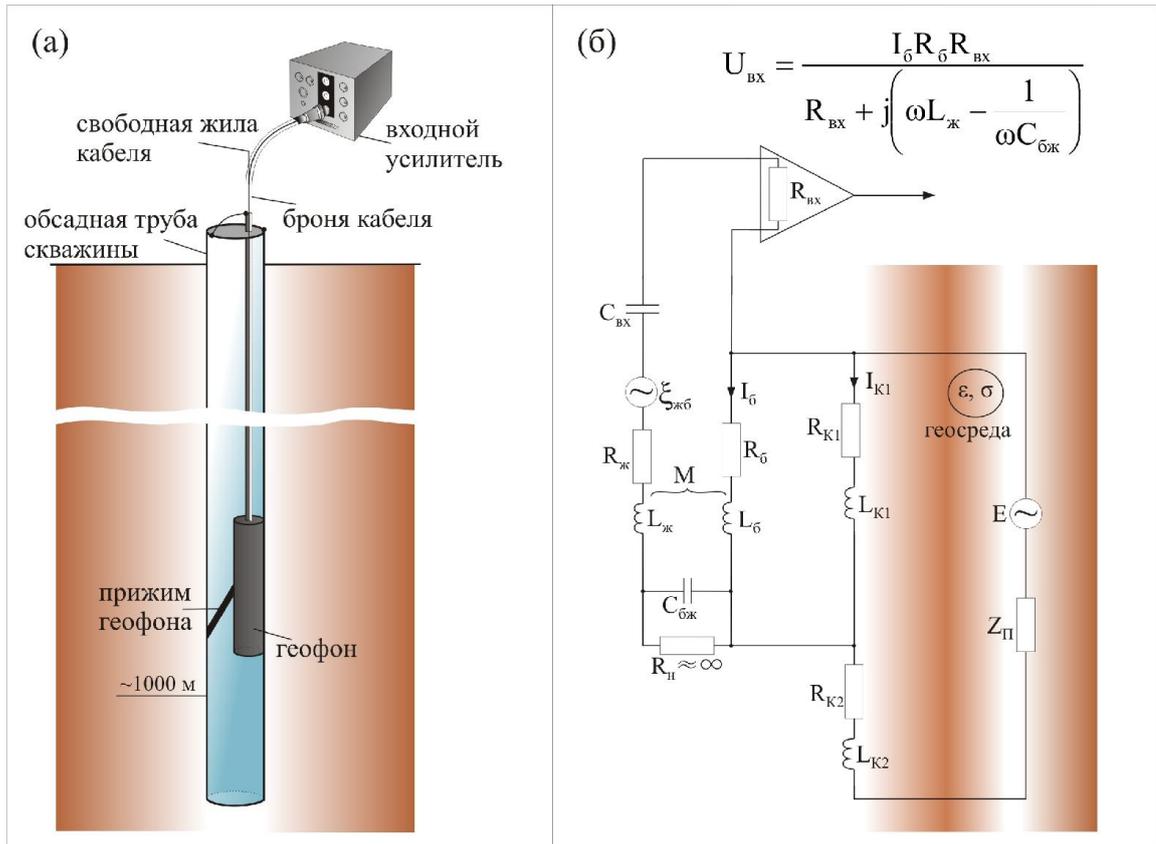
Подземная электрическая антенна, используемая для измерений на скважине Е-1, имеет аналогичную конструкцию. Длина обсадной колонны составляет для этой скважины 1140 м, а длина бронированного кабеля - 600 м.

Броня кабеля электрически соединена с обсадной колонной на устье скважины, а также на конце кабеля в точке, где прижимное устройство 4 обеспечивает прижим геофона 5 к стенке обсадной трубы.

Рассмотрим упрощенную эквивалентную схему антенны (рисунок 2.23). Упрощение схемы касается, прежде всего, представления внескважинного пространства как однородной геосреды с неизменными величинами диэлектрической проницаемости и проводимости, в то время как реальная среда по этим параметрам неоднородна. Как показывают оценки, из-за значительно более высокой электропроводности металла (стали) в сравнении с электропроводностью воды, заполняющей скважину, нет необходимости учитывать в схеме наличие воды в обсадной колонне. Действительно, согласно данным о конструкции обсадной колонны скважины Г-1, от поверхности до глубины установки геофона (1012 м) внешний диаметр обсадной колонны составляет 219 мм, внутренний - 200 мм. В этом случае площадь поперечного сечения металла обсадной колонны  $S_{тр}$  составит около  $0.025 \text{ м}^2$ , а площадь поверхности воды в скважине -  $0.125 \text{ м}^2$ . Если исходить из величины удельного сопротивления для стали  $\rho_{ст}=10^{-5} \text{ Ом}\cdot\text{м}$ , а удельное сопротивление воды скважины

принять равным удельному сопротивлению пресной воды  $\rho_v=20$  Ом·м, то в этом случае для участка длиной  $L=1000$  м получим величину активного сопротивления обсадной колонны  $R_k=\rho_{ст} \cdot L/S_{тр}=0.4$  Ом, а сопротивление объема воды - около 159 кОм. Таким образом, сопротивление объема воды, заполняющей скважину, будет более чем на пять порядков превышать сопротивление стальной обсадной колонны. Это позволяет не учитывать шунтирующего влияния воды скважины на величину тока, протекающего по броне кабеля.

По металлической обсадной колонне скважины протекают токи, связанные с различными источниками техногенного и естественного происхождения. На участке между устьем скважины и геофоном (рисунок 2.23б) ток, текущий по обсадной колонне, разделяется на составляющие  $I_{к1}$  и  $I_б$ , протекающие соответственно по участку обсадной колонны и броне кабеля. Из эквивалентной схемы, представленной на рисунке 2.23б, видно, что на величину напряжения на входе усилителя измерительного тракта влияют емкостные и индуктивные связи между броней и свободной жилой кабеля. Емкостные связи между броней и свободной жилой кабеля определяются величиной распределенной емкости  $C_{бж}$ . Для кабеля марки КГ7х0.75 -75-150, используемого для измерений на скважине Г-1, для длины 1000 м величина  $C_{бж}$  составляет около 160 нФ/км, а величины активных сопротивлений жилы и брони кабеля составляют соответственно  $R_{ж}=26$  Ом и  $R_б=4.0$  Ом.



**Рисунок 2.23.** Конструкция (а) и эквивалентная схема (б) подземной электрической антенны, используемой для измерений в скважинах Г-1 и Е-1. (Согласно [Гаврилов, 2013]).

Отметим, что величина разделительной емкости  $C_{вх}$  на входе измерительного усилителя на несколько порядков превышает емкость  $C_{бж}$ . Вследствие емкостной связи между броней и свободной жилой кабеля через входное сопротивление  $R_{вх}$  усилителя измерительного тракта будет протекать ток  $I_{жс}$ . Его величина, с учетом того, что  $R_{вх} \gg R_{ж}$ , будет равна:

$$I_C = I_б \frac{R_б + j\omega L_б}{R_{вх} + j\left(\omega L_ж - \frac{1}{\omega C_{бж}}\right)} = \frac{I_б R_б}{R_{вх} + j\left(\omega L_ж - \frac{1}{\omega C_{бж}}\right)} + \frac{j\omega L_б I_б}{R_{вх} + j\left(\omega L_ж - \frac{1}{\omega C_{бж}}\right)} \quad (2.9)$$

Ток  $I_б$ , протекающий по броне кабеля, индуцирует в цепи свободной жилы кабеля ЭДС взаимной индукции, равную  $\xi_{ж} = -M dI_б/dt = -j\omega M I_б$ , где  $M$  - коэффициент взаимной индукции между броней и жилой кабеля. С достаточной для оценок точностью в данном случае можно также принять  $M=L_б$ . Величина соответствующего тока  $I_L$ , обусловленного индуктивными связями между броней

и свободной жилой кабеля, протекающего через входное сопротивление  $R_{\text{вх}}$ , с учетом того, что  $R_{\text{вх}} \gg R_{\text{ж}}$ , будет равна:

$$I_L = - \frac{j\omega M I_{\sigma}}{R_{\text{вх}} + j\omega(L_{\text{ж}} + L_{\sigma}) - \frac{j}{\omega C_{\text{бж}}}}.$$

Значительная разница в диаметрах брони и жилы кабеля позволяет считать  $L_{\text{ж}} \gg L_{\sigma}$  и пренебречь величиной  $L_{\sigma}$ . С учетом этого получим:

$$I_L = - \frac{j\omega L_{\sigma} I_{\sigma}}{R_{\text{вх}} + j\left(\omega L_{\text{ж}} - \frac{1}{\omega C_{\text{бж}}}\right)}. \quad (2.10)$$

В соответствии с (2.9) и (2.10) величина напряжения на входе измерительного усилителя будет:

$$U_{\text{вх}} = (I_C + I_L)R_{\text{вх}} \approx I_{\sigma} \frac{R_{\sigma} R_{\text{вх}}}{R_{\text{вх}} + j\left(\omega L_{\text{ж}} - \frac{1}{\omega C_{\text{бж}}}\right)}. \quad (2.11)$$

Антенна указанной конструкции так же, как и антенна скважины Р-2, за счет зеркального отображения части антенны, погруженной в геосреду, может рассматриваться как симметричный диполь длиной  $2h$  (см. рисунок 2.20). При этом различия между конструкциями этих антенн сводятся к разным способам подключения антенн к входным каскадам измерительных трактов. При таком подходе антенна скважины Г-1, основным элементом которой является обсадная металлическая колонна длиной 2542 м, может рассматриваться как симметричный диполь длиной около 5000 м.

Сопоставим размеры антенны, созданной на базе скважины Г-1, с длинами электромагнитных волн для геосреды в зоне скважины Г-1. Выше указывалось, что непрерывные электромагнитные измерения в режиме мониторинга на базе скважины Г-1 проводятся по четырем частотным каналам с центральными частотами 30, 160, 560 и 1200 Гц. Для расчетов длин волн, соответствующих указанным частотам в геосреде, были использованы данные измерений удельного сопротивления пород по разрезу скважины Г-1 для глубин  $H > 250$  м, приводимые

на рисунке 2.4. Средние значения удельного сопротивления пород в зоне скважины Г-1 для интервала 100÷250 м, а также для интервала глубин менее 100 м, были оценены по результатам электроразведочных работ, проводившихся в районе, близким к месту расположения скважины Г-1. Полученные при этом осредненные значения удельной электропроводности пород для различных интервалов глубин скважины Г-1 сведены в таблицу 2.1.

**Таблица 2.1**

Диапазон глубин Н, м	Осредненное значение удельной электропроводности пород $\bar{\sigma}$ , См/м
0 - 100	$1 \cdot 10^{-2}$
101 - 250	$4 \cdot 10^{-3}$
251 - 500	$2.5 \cdot 10^{-3}$
501 - 1400	$4 \cdot 10^{-3}$
1400 - 1700	$1.6 \cdot 10^{-4}$

Среднее значение удельной электропроводности пород в зоне скважины Г-1, рассчитанное согласно данным Таблицы 2.1, можно оценить величиной  $\bar{\sigma} = 1.8 \cdot 10^{-3}$ , См/м. В этом случае приблизительные значения длин волн для геосреды в зоне скважины Г-1, рассчитанные согласно выражениям (2.7, 2.8) для центральных частот измерительных каналов ЭМИ составят:

- для частоты 30 Гц - 13.6 км;
- для частоты 150 Гц - 6.1 км;
- для частоты 560 Гц - 3.1 км;
- для частоты 1200 Гц - 2.1 км.

В таблице 2.2 приведены значения относительной длины антенны, созданной на базе скважины Г-1, при нормировании длины антенны на длины волн для геосреды.

**Таблица 2.2**

Частота, Гц	Длина	
	волны геосреде, км	в антенны
30	13.6	0.4
150	6.1	0.8
560	3.1	1.6
1200	2.1	2.4

Из представленных в таблице 2.2 данных можно видеть, что при измерениях ЭМИ на частотах в диапазоне 30 Гц длина антенны близка к длине полуволнового вибратора; на частотах в диапазоне 160 Гц - близка к длине волнового вибратора, а для частот в диапазонах 560 Гц и 1200 Гц существенно превышает соответствующие длины волн. В этой связи полученные результаты указывают, что антенна, созданная на базе скважины Г-1, имеет наибольшую чувствительность (усиление) в диапазоне 150 - 160 Гц.

Как показала практика измерений, использование подземных электрических антенн подобных по конструкции антеннам пунктов Г-1 и Е-1 целесообразно при достаточно высоких уровнях напряженности электрического поля в зоне измерений.

**Конструкция подземной электрической антенны пункта К-33.** Ввиду особенностей конструкции скважины К-33, где длина обсадной колонны (67 м) значительно меньше глубины скважины (300 м), а также из-за достаточно высокого уровня ЭМИ техногенного происхождения в районе скважины, для электромагнитных измерений на пункте К-33 была использована наиболее простая по конструкции антенна (рисунок 2.24). В качестве линейного элемента антенны используется изолированный проводник, длина которого существенно превышает длину обсадной колонны (см. рисунок 2.24). При этом измеряется разность потенциалов между проводником и обсадной трубой скважины.

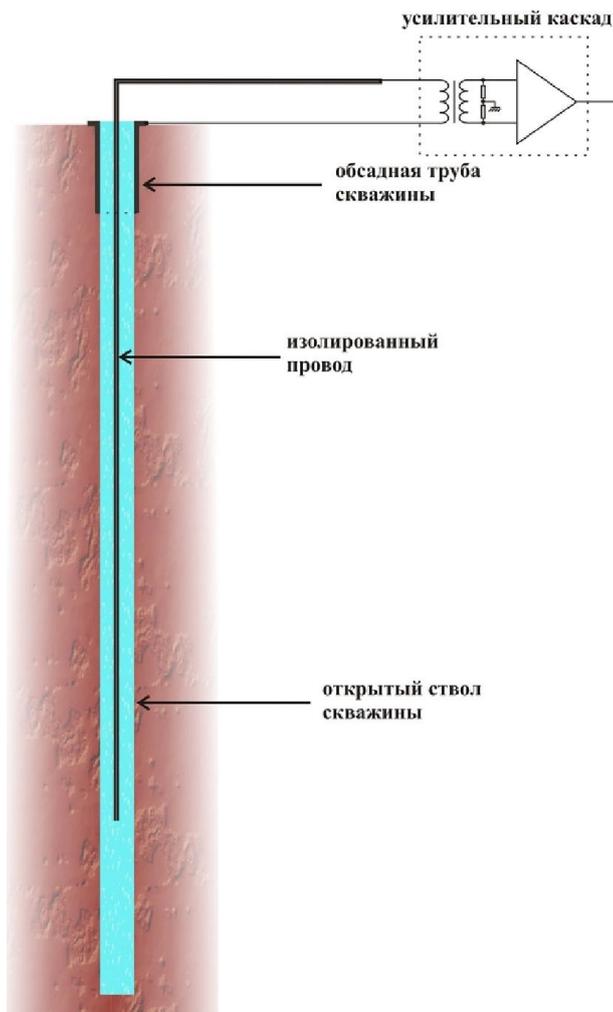


Рисунок 2.24. Конструкция подземной электрической антенны на скважине К-33.

В качестве изолированного проводника, погружаемого в скважину, был использован коаксиальный кабель типа РК-75 длиной 200 м.

#### 2.2.3.2.2. О методе непрерывного мониторинга удельного сопротивления пород прискважинной зоны

*Физическая основа метода непрерывного мониторинга удельного сопротивления пород прискважинной зоны.* Выше отмечалось, что измерения с подземными электрическими антеннами на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне используются, в том числе, для мониторинга изменений удельного сопротивления горных пород в зоне скважины. Основные

цели работ этого направления были связаны с исследованием физической основы явления модулирующего электромагнитного воздействия на геоакустические процессы, а также с развитием методов комплексного мониторинга напряженно-деформированного состояния геосреды.

В соответствии с [Гаврилов, 2013] можно указать на следующие ключевые моменты разработанного автором метода мониторинга удельного сопротивления пород:

- потери при распространении СНЧ электромагнитного поля в геосреде определяются, в первую очередь, *степенью влагонасыщенности* горных пород;
- при влажности пород, не превышающей первых процентов, имеет место *очень резкая зависимость* удельного сопротивления пород от влагонасыщенности;
- в качестве *зондирующего сигнала* используется непрерывное фоновое электромагнитное излучение техногенного или природного происхождения;
- в качестве *датчиков* применяются подземные электрические антенны.

Остановимся на обосновании указанных положений.

Расчеты напряженностей электромагнитных полей, распространяющихся в полупроводящей геосреде, как правило, производят с использованием приближенных граничных (импедансных) условий Леонтовича [Леонтович, 1948], что существенно упрощает решение задач. Граничные условия Леонтовича позволяют по известным значениям напряженности поля на поверхности раздела вычислять напряженность поля в геосреде. Указанные условия применимы для случаев, когда для модуля комплексной относительной диэлектрической проницаемости (см. выражение (2.6)) будет выполняться условие:

$$\sqrt{\varepsilon^2 + (60\lambda\sigma)^2} \gg 1, \quad (2.12)$$

где  $\varepsilon$  - относительная диэлектрическая проницаемость геосреды,  $\sigma$  - удельная электропроводность геосреды. Диэлектрическая проницаемость воздуха принимается равной единице.

В случае выполнения условия (2.12) длина электромагнитной волны в геосреде, определяемая выражением  $\lambda_g = \lambda/n$ , где  $\lambda$  - длина волны в атмосфере,  $n = \sqrt{0.5(\varepsilon + \sqrt{\varepsilon^2 + (60\lambda\sigma)^2})}$ , будет значительно меньше длины волны в атмосфере. Следует отметить, что условие (2.12) практически не носит ограничительного характера, поскольку выполняется для подавляющего большинства типов горных пород.

Из приближенных граничных условий Леонтовича следует, во-первых, что соотношения между горизонтальными составляющими электрического и магнитного полей в геосреде у границы раздела в первой среде определяются параметрами геосреды. Во-вторых, при выполнении условия (2.12) из приближенных граничных условий Леонтовича следует, что электромагнитное поле волны, падающей на плоскую границу раздела воздушной и земной сред, возбуждает в геосреде плоскую волну, распространяющуюся вглубь по нормали к границе раздела. При этом для напряженности вертикальной составляющей поля в воздухе непосредственно над поверхностью раздела

$$E_{az} = E_{azm} e^{i\omega t},$$

напряженность вертикальной составляющей электрического поля в геосреде на глубине  $h$  будет составлять ([Долуханов, 1972]):

$$E_{gz} = \frac{E_{azm} e^{-\delta h}}{\sqrt{\varepsilon^2 + (60\lambda\sigma)^2}} e^{i[\omega(t - \frac{h}{v}) + \alpha]}, \quad (2.13)$$

где  $v=c/n$  - фазовая скорость распространения электромагнитной волны в геосреде;  $\alpha = \arctg \frac{60\lambda\sigma}{\varepsilon}$ .

Коэффициент поглощения  $\delta$ , вычисляется по формуле

$$\delta = \frac{\omega}{c} \sqrt{0.5[-\varepsilon + \sqrt{\varepsilon^2 + (60\lambda\sigma)^2}]}, \text{ м}^{-1} \quad (2.14)$$

где  $\lambda$  - длина электромагнитной волны в воздухе.

Таким образом, поглощение в геосреде, обусловленное тепловыми потерями электромагнитной энергии, определяется экспоненциальным множителем  $e^{-\delta h}$ .

Как показывают результаты многочисленных исследований, основной фактор, определяющий значение диэлектрической проницаемости геосреды, - ее влагонасыщенность. Это объясняется большой разницей в значениях диэлектрической проницаемости для сухой горной породы и воды. Так, например, относительная диэлектрическая проницаемость  $\varepsilon_r = \varepsilon_a / \varepsilon_0$  ( $\varepsilon_0 = 8.85 \cdot 10^{-12}$ , Ф/м - электрическая постоянная) для сухого алевролита на частоте  $10^5$  Гц имеет значение  $\varepsilon_r \approx 4$  [Пархоменко, 1965], в то время как для чистой воды  $\varepsilon_r = 81$  и еще выше для минеральных растворов. По этой причине, например, для алевролита при повышении влажности до 2% диэлектрическая проницаемость возрастает до  $\varepsilon_r \approx 24$ , т.е. примерно в шесть раз [Пархоменко, 1965]. Для сред, параметры которых удовлетворяют условию

$$60\lambda\sigma \gg \varepsilon, \quad (2.15)$$

значения  $\delta$  можно рассчитывать по упрощенной формуле:

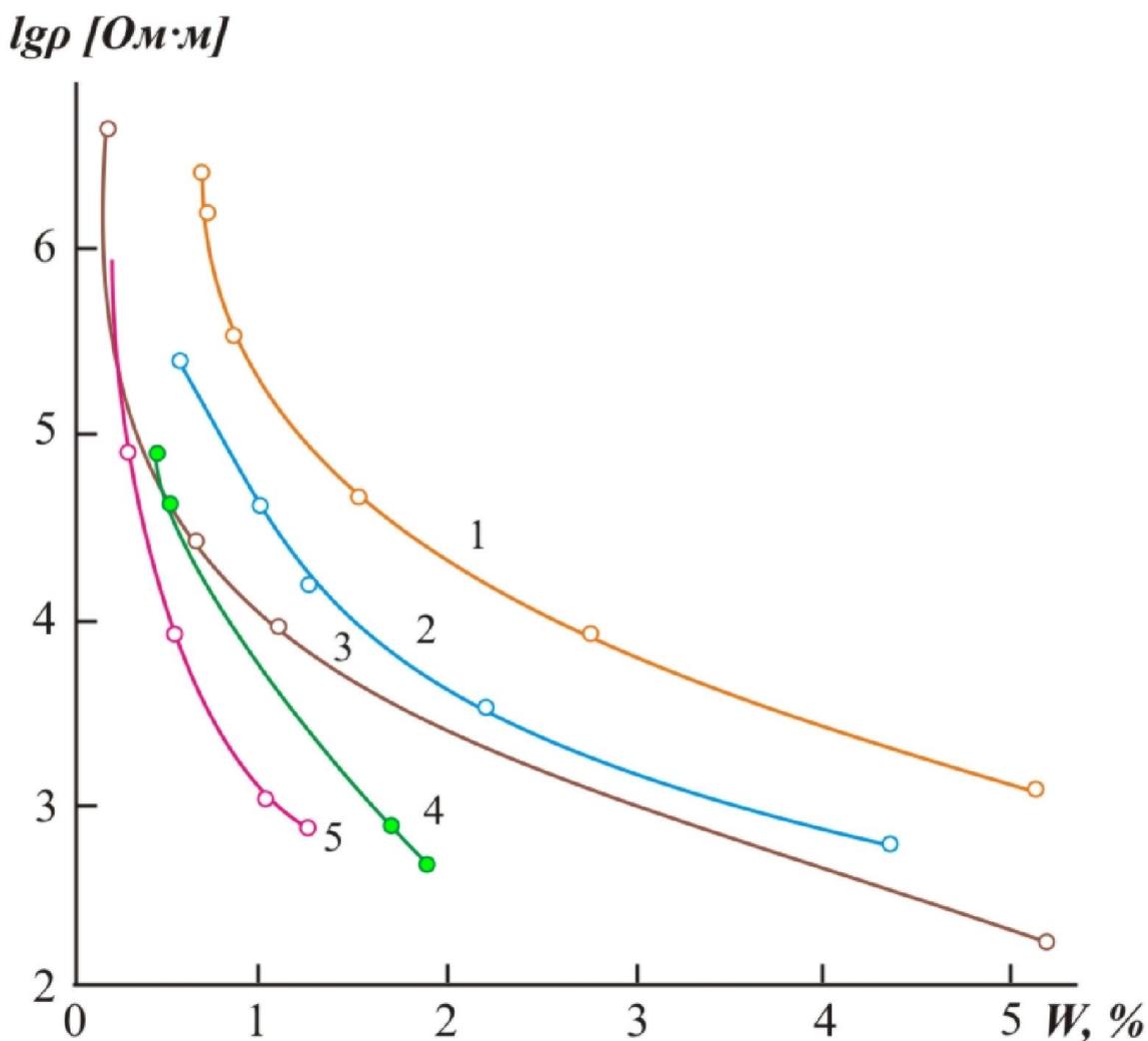
$$\delta = 2\pi \sqrt{\frac{30\sigma}{\lambda}}, \text{ м}^{-1} \quad (2.16).$$

Учитывая очень большие значения длин волн для СНЧ диапазона, условие (2.15) выполняется для всего диапазона частот, используемого для проведения электромагнитных измерений сетью скважинных измерений на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне. Таким образом, в СНЧ диапазоне основное влияние на величину коэффициента затухания  $\delta$  оказывает удельная электропроводность геосреды  $\sigma$ .

Согласно результатам многочисленных лабораторных исследований наиболее резко зависимость удельного сопротивления горных пород  $\rho$  от степени их флюидонасыщенности  $W$  имеет место для значений  $W$ , не превышающих 1.5% (рисунок 2.25). Как показано в [Пархоменко, Бондаренко, 1960; Пархоменко, 1965; Пархоменко, 1989], для пород с таким уровнем влагонасыщенности в большинстве случаев изменение влажности горных пород в пределах десятых

долей процента приводит к изменениям удельного сопротивления на порядок и выше. Так, например, для базальта уменьшение влажности с 0.49% до 0.26% приводит к увеличению удельного сопротивления с  $9.0 \cdot 10^7$  до  $3.1 \cdot 10^9$  Ом·см. Для алевролита уменьшение влажности с 0.54% до 0.44% приводит к увеличению удельного сопротивления с  $1.5 \cdot 10^6$  до  $8.4 \cdot 10^8$  Ом·см, т.е. примерно в 500 раз.

Указанные результаты лабораторных исследований согласуются с данными измерений в условиях реальной геосреды, а также с теоретическими оценками, показывающими, что значения коэффициента тензочувствительности удельного электрического сопротивления  $\frac{\Delta\rho}{\rho}/\varepsilon$  ( $\varepsilon$  - соответствующая линейная деформация пород) могут достигать величин порядка  $10^3$ - $10^5$  [Yamazaki, 1966, Yamazaki, 1977; Morrow, Brace, 1981; Челидзе, 1987; Сидорин, 1992; Соболев, Пономарев, 2003]. Физические причины таких результатов связывают с тем, что в условиях естественного залегания удельное электрическое сопротивление горных пород мало зависит от сопротивления минерального скелета, а определяется, в первую очередь, количеством и диэлектрическими свойствами жидкого флюида в порах и трещинах породы, поскольку удельная электропроводность и диэлектрическая проницаемость жидкого флюида значительно превышают электропроводность и диэлектрическую проницаемость сухих горных пород [Пархоменко, Бондаренко, 1960; Пархоменко, 1965; King, Smith, 1981].

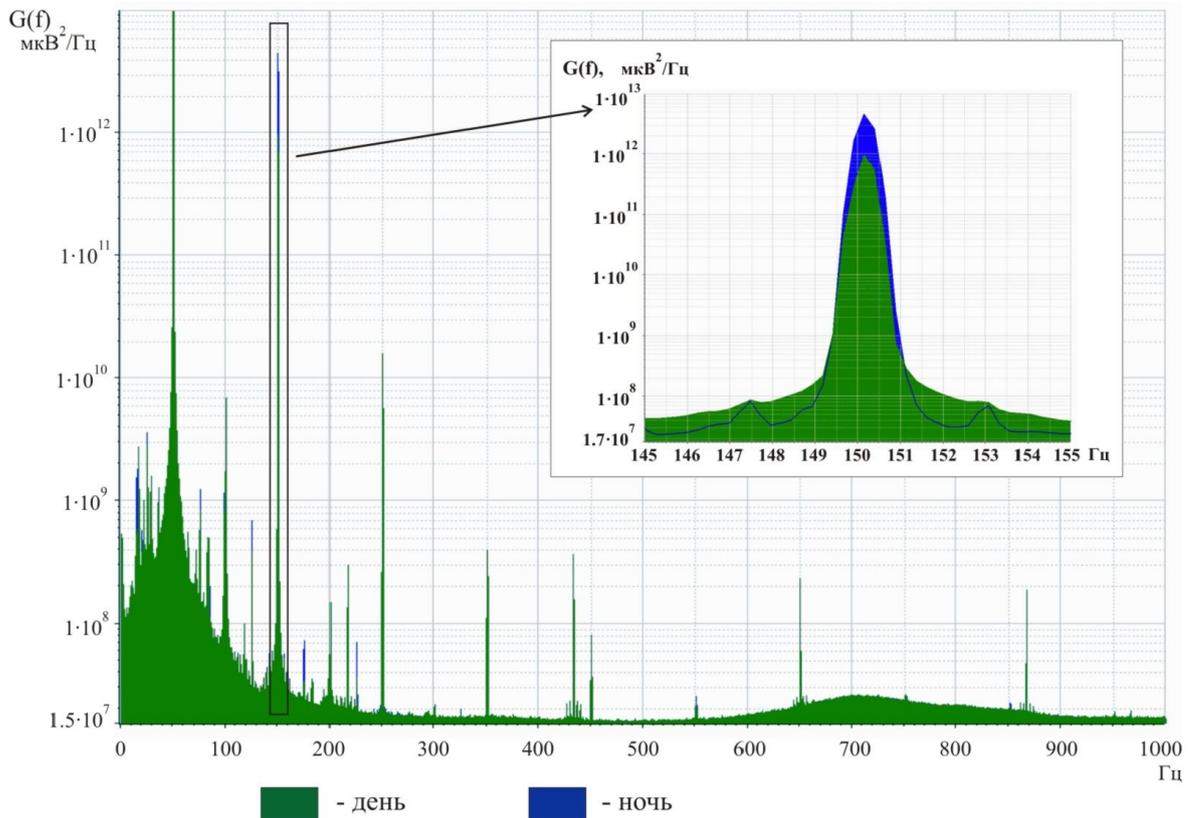


**Рисунок 2.25.** Зависимость удельного электросопротивления гнейса (1,2,3), альбитофира (4) и базальта (5) от содержания электролита NaCl 3г/л. (Согласно [Пархоменко, 1989]).

Можно отметить, что зависимость удельного сопротивления горных пород от их напряженно-деформированного состояния лежит в основе нескольких методов активного и пассивного мониторинга состояния геосреды [Сидорин, 1992]. При этом особый интерес представляют методы, не требующие использования специальных источников зондирующих сигналов, значительно удорожающих и усложняющих измерения. В частности, это относится к методам, базирующимся на использовании естественных электромагнитных полей: магнитотеллурическое зондирование; электротеллурические измерения; методы, основанные на контроле изменений передаточных функций и др. Вместе с тем, опыт использования подобных измерений для целей мониторинга напряженно-

деформированного состояния геосреды показывает наличие серьезных методических трудностей, вызванных, прежде всего, невозможностью контроля источника ЭМИ [Сидорин, 1992]. Кроме этого для большинства подобных методов характерна высокая чувствительность к помехам экзогенного происхождения, что связано, в первую очередь, с использованием длинных измерительных линий, расположенных на поверхности.

В отличие от вышеуказанных методов мониторинга в качестве зондирующего сигнала в разработанном автором методе используется *непрерывное фоновое электромагнитное излучение* техногенного или природного происхождения, а в качестве датчиков применяются *подземные электрические антенны*. Как следует из выражения (2.11), мгновенное текущее значение сигнала на выходе подземной электрической антенны определяется величиной суммарного тока, протекающего по обсадной колонне скважины. Источники этого тока могут иметь самое различное техногенное и естественное происхождение в зависимости от места расположения измерительной скважины. Выше было отмечено, что электромагнитная обстановка в районе скважины Г-1 определяется, в основном, ЭМИ техногенного происхождения. На расстоянии около 500 м от указанной скважины расположена подстанция “Зеркальная” электросети 110 кВ, 50 Гц, скважину окружают жилые дома и различные производственные объекты, являющиеся потребителями промышленной электроэнергии. По этим причинам в спектре ЭМИ для района скважины Г-1 четко выделяется компонента 50 Гц и ее основные гармоники (рисунок 2.25).



**Рисунок 2.26.** Спектр плотности мощности электромагнитного излучения, характерный для зоны скважины Г-1.

В такой ситуации характер и уровень сигналов, регистрируемых подземной электрической антенной, может быть связан, в основном, с электромагнитным воздействием двух типов: во-первых, с токами утечки из электрических сетей, а во-вторых, с влиянием электромагнитных полей, создаваемых различными близкими и удаленными источниками ЭМИ.

Рассмотрение спектра, представленного на рисунке 2.26, показывает наличие высокоамплитудной составляющей с частотой третьей гармоники промышленной частоты  $f=150$   $\text{Гц}$ , имеющей четко выраженный суточный ход с максимумом в ночное время суток (врезка рисунка 2.26). Согласно данным многолетних измерений на скважине Г-1 [Гаврилов, Пантелеев, Рябинин, 2014] амплитуда компоненты 150  $\text{Гц}$  в спектре ЭМИ для темного времени суток стабильно выше (примерно на 5 дБ) значений для светлого времени (см. врезку рисунка 2.26). Для временной формы представления ЭМИ это проявляется в четко

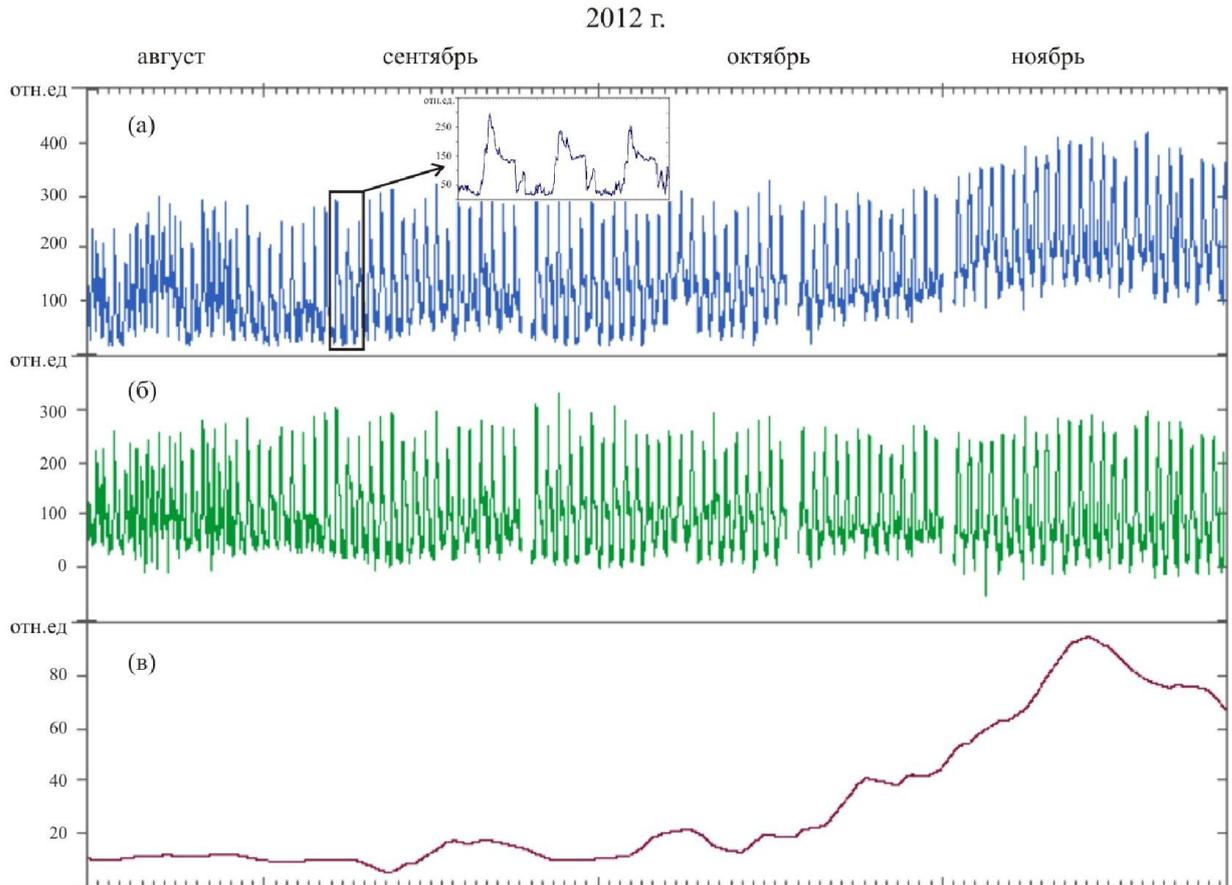
выраженном суточном ходе среднеквадратических значений ЭМИ, как это можно видеть на рисунке 2.27, на котором представлен типичный пример результатов электромагнитных измерений на скважине Г-1 в полосе со средней частотой 160 Гц.

Считается, что основной причиной появления гармонических составляющих в спектре ЭМИ промышленной электросети является оборудование с нелинейной вольтамперной характеристикой, в том числе, часть бытовой электронной техники и, особенно, газоразрядные и люминесцентные лампы, для которых коэффициент третьей гармоники тока может достигать очень больших значений. В этой связи возможная причина увеличения амплитуды компоненты 150 Гц в спектре ЭМИ для темного времени суток может быть связана с люминесцентными лампами уличного освещения. Кроме этого к увеличению амплитуды компоненты 150 Гц может приводить перенасыщение сердечников трансформаторов подстанции ЛЭП вследствие увеличения токовой нагрузки в темное время суток.

Как было указано выше, в рамках разработанного метода в качестве зондирующего сигнала используется непрерывное фоновое электромагнитное излучение техногенного или природного происхождения. При измерениях в зоне скважины Г-1 в качестве такого излучения используется фоновое шумовое излучение в окрестностях частот 50 Гц и 150 Гц. Из результатов измерений, приводимых на рисунке 2.25, можно видеть, что основная часть спектра шумов в окрестностях частот 50 Гц и 150 Гц выражена в виде симметричных пьедесталов, что согласно [Малахов, 1968], может быть связано, в основном, с флуктуациями амплитуд соответствующих гармоник сигналов промышленной электросети.

Рассмотрим рисунок 2.27, на котором приведен типичный пример исходного ряда данных электромагнитных измерений и рядов, получаемых в ходе обработки. Исходный временной ряд данных (рисунок 2.27а) можно представить как сумму двух составляющих (рисунок 2.27б и рисунок 2.27в). Ряд, приводимый на рисунке 2.27б, получен путем удаления тренда из данных исходного ряда. Ряд, представленный на рисунке 2.27в, получен путем вычисления минимальных

значений исходного ряда с последующим их сглаживанием в скользящем окне шириной около 20 сут. (Для построения рядов использовался пакет специализированных программ обработки временных рядов ABD [Дещеревский, Журавлев, 1997].)



**Рисунок 2.27.** Пример результатов электромагнитных измерений на скважине Г-1 в полосе со средней частотой 160 Гц: (а) - исходный ряд измерений; (б) - ряд, полученный путем устранения тренда из данных исходного ряда: (в) - ряд, полученный путем вычисления минимальных значений исходного ряда. (Согласно [Гаврилов, 2013]).

Если рассмотреть сигнал на выходе детектора средневывпрямленного значения канала электромагнитных измерений (см. рисунок 2.14), то его можно представить в виде суммы двух составляющих, соответствующих временным рядам, представленным на рисунках 2.27б и 2.27в:

$$U_{\text{вых}}(t) = \frac{1}{T} \int_0^T |U_{\phi}(t)| dt = \frac{1}{T} \int_0^T |U_0(t)| dt + \frac{1}{T} \int_0^T |U_{\text{ш}}(t)| dt, \quad (2.17),$$

где  $U_{\phi}(t)$  - напряжение, поступающее на вход детектора с выхода полосового третьоктавного фильтра;  $U_0(t)$  - напряжение, связанное с компонентой 150 Гц;  $U_{ш}(t)$  - напряжение, связанное с шумовой составляющей спектра. Выражение (2.17) показывает, что сигнал  $U_{\phi}(t)$ , выделяемый полосовым фильтром канала 160 Гц, является суммой сигнала с частотой 150 Гц и случайного сигнала с шумовым спектром.

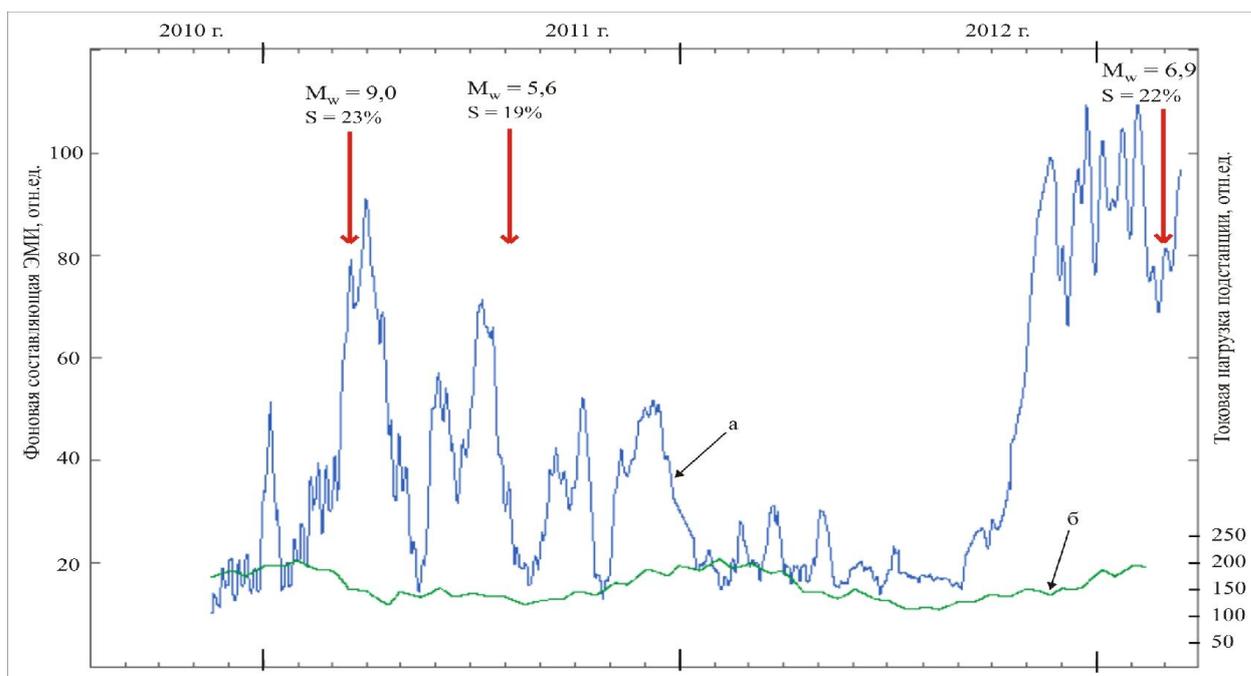
Таким образом, представленный на рисунке 2.27б ряд, получаемый в результате удаления тренда из исходного ряда среднеквадратических значений ЭМИ, позволяет контролировать изменения амплитуды напряженности ЭМИ для частоты 150 Гц. В свою очередь ряд тренда (см. рисунок 2.27в), выделяемый из исходного ряда, отражает относительно медленные изменения уровня сигнала на выходе подземной электрической антенны, связанные, в первую очередь, с изменениями влагонасыщенности горных пород.

Отметим, что полоса пропускания третьоктавных полосовых фильтров, используемых при электромагнитных и геоакустических измерениях на скважине Г-1, составляет для фильтра с центральной частотой 160 Гц ширину около 40 Гц на уровне 0.7. С учетом достаточно высоких значений спектральной плотности ЭМИ в окрестности компонент 50 Гц и 150 Гц, а также низкого уровня собственных шумов измерительного тракта, подобная амплитудно-частотная характеристика фильтра обеспечивает на выходе детектора средневыпрямленного значения канала электромагнитных измерений значимый уровень сигналов, связанных с шумовой составляющей спектра в окрестности 150 Гц.

Требуется учитывать, что для получения корректных результатов данные мониторинга удельного сопротивления необходимо нормировать на уровень воздействующего на геосреду внешнего ЭМИ. Такая задача решается или за счет аппаратного контроля над уровнем воздействующего ЭМИ, или путем использования источников ЭМИ с достаточной временной стабильностью. Очевидно, что при проведении долговременных измерений предпочтительнее второй вариант, так как в этом случае отпадает необходимость в непрерывных измерениях уровня воздействующего ЭМИ. Наличие и возможность использования

таких источников определяются характером ЭМИ в районе конкретной измерительной скважины.

Оценка временной стабильности внешнего ЭМИ, воздействующего на геосреду в районе скважины Г-1, была сделана исходя из данных об изменениях токовой нагрузки для подстанции “Зеркальная”, обеспечивающей электропитанием район расположения скважины. Такой подход обоснован результатами измерений, проведенными в периоды отключения подстанции “Зеркальная”, показывающими, что при штатном режиме работы промышленной электросети примерно 98% от общего уровня фонового ЭМИ на частотах в окрестности 150 Гц составляет электромагнитное излучение, связанное с работой указанной подстанции (см. главу 3, рисунок 3.19). Анализ указанных данных за период 2007-2012 гг. (рисунок 2.28б) (данные любезно представлены ОАО “Камчатэнерго”) показывает, что наиболее значимые вариации токовой нагрузки подстанции “Зеркальная” имеют сезонный характер. Более короткопериодные вариации нагрузки имеют в среднем относительно невысокие амплитуды. Сопоставление графиков фоновой составляющей ЭМИ в окрестности частоты 150 Гц (рисунок 2.28, а) и токовой нагрузки (рисунок 2.28б) даже без специальной математической обработки позволяет сделать вывод о незначительности возможных корреляционных связей между соответствующими рядами данных. Максимальные средние значения токовой нагрузки (рисунок 2.28б) для холодного времени года примерно вдвое превышали ее минимальные значения для летнего времени, в то время как уровень фоновой составляющей ЭМИ во временных окрестностях сильных землетрясений изменялся до 6.5 раз (рисунок 2.28а). Эти данные, а также характер изменений фоновой составляющей сигнала ЭМИ, указывают на то, что значимые изменения уровня фоновой составляющей ЭМИ не могут быть обусловлены изменениями значений токовой нагрузки промышленной электросети.

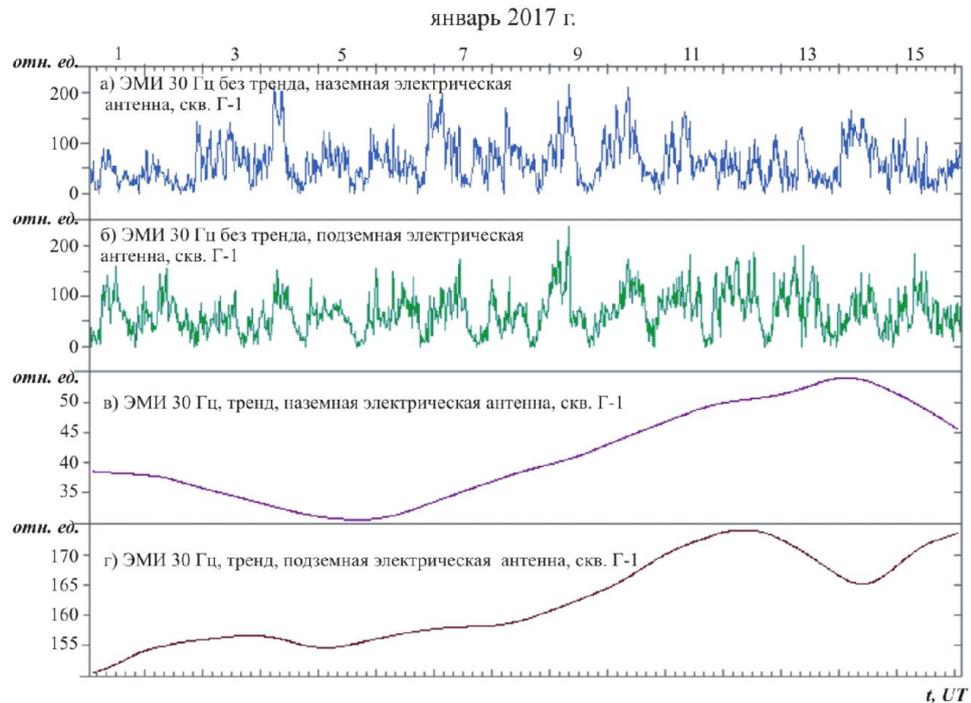


**Рисунок 2.28.** Вариации фоновой составляющей ЭМИ в окрестности частоты 150 Гц (а) в сравнении с изменениями токовой нагрузки подстанции “Зеркальная” (б). (Согласно [Гаврилов, 2014]).

Это означает, что, по крайней мере, на первом этапе исследований с приемлемой для решаемых задач точностью при обработке данных измерений в зоне скважины Г-1 можно не учитывать вариации напряженности ЭМИ техногенного происхождения. (При условии, что расположение в пространстве и характеристики близких источников ЭМИ техногенного происхождения - подземных и воздушных кабелей и т.п. - остаются неизменными. Аналогичное условие относится и к используемым подземным антеннам).

На втором этапе электромагнитных измерений (2016 г.), проводимых на базе скважины Г-1, в целях аппаратного контроля над уровнем воздействующего ЭМИ измерения с подземной электрической антенной были дополнены непрерывными измерениями с наземной электрической антенной. В качестве конструктивной основы наземной антенны используется металлическое ограждение общей длиной 155 м и высотой 2 м, установленное на бетонное основание. При этом измеряется разность потенциалов между указанной металлической конструкцией и обсадной трубой скважины Г-1. Характеристики

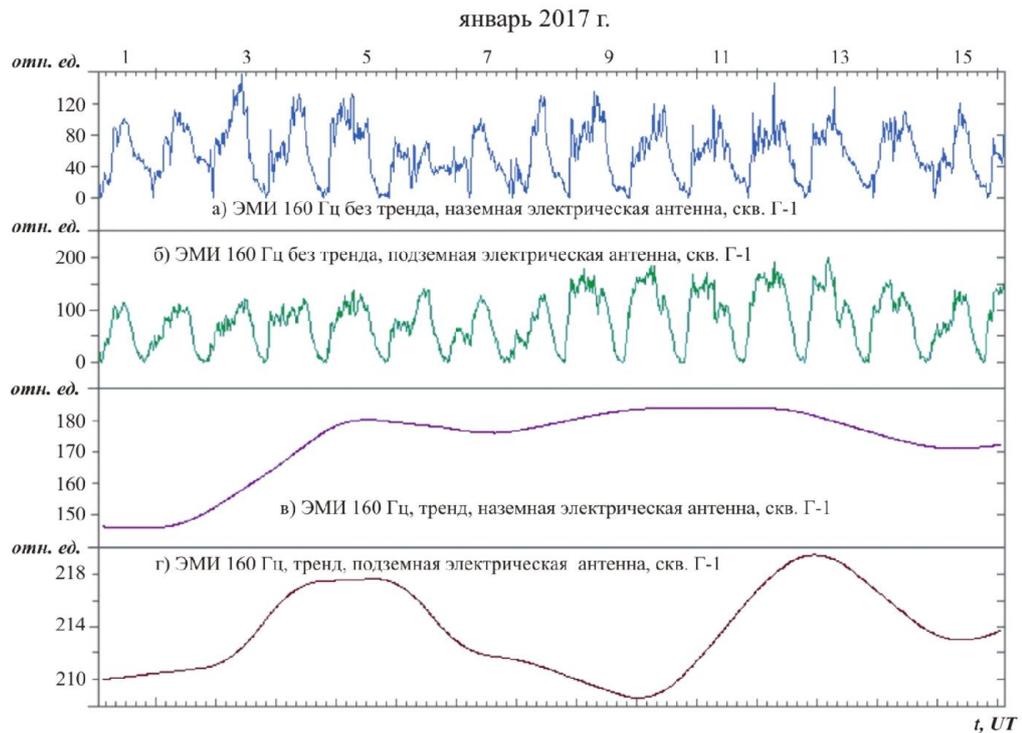
измерительных трактов для измерений с наземной электрической антенной аналогичны характеристикам трактов для подземной антенны.



**Рисунок 2.29.** Пример данных одновременных измерений с наземной (а, в) и подземной (б, г) антеннами на пункте Г-1 в диапазоне 30 Гц.

На рисунках 2.29 и 2.30 представлены примеры данных одновременных измерений с наземной и подземной антеннами в одних и тех же частотных диапазонах.

Основной целью работ, связанных с организацией измерений с наземной электрической антенной, является развитие методической и технической основы непрерывного мониторинга удельного сопротивления геосреды с использованием подземных антенн. Недостаточная продолжительность одновременных измерений с наземной и подземной антеннами пока не позволяет делать каких-либо обоснованных выводов относительно целесообразности проведения измерений с наземной антенной в зоне скважины Г-1.

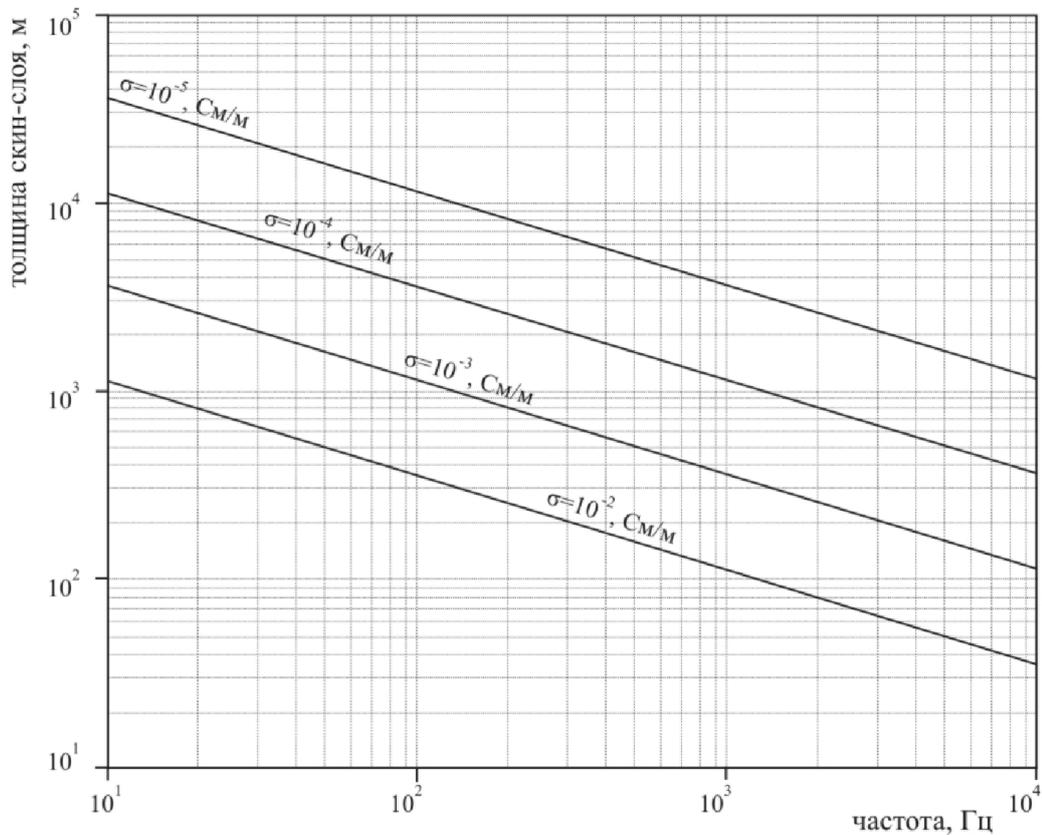


**Рисунок 2.30.** Пример данных одновременных измерений с наземной (а, в) и подземной (б, г) антеннами на пункте Г-1 в диапазоне 160 Гц.

Касаясь измерений с подземной электрической антенной на базе скважины Р-2, следует отметить, что в этом случае речь идет об измерениях *естественного* электромагнитного излучения СНЧ диапазона. В таком случае наибольшие значения амплитуды напряженности электрического поля на поверхности Земли можно оценить величинами, не превышающими  $0.45 \div 1.0$  мВ/м [Ремизов, 1985], что требует использования достаточно чувствительных антенных систем. Учитывая сложность создания высокочувствительной наземной антенны СНЧ диапазона в зоне скважины Р-2, для сравнения результатов измерений с подземной антенной использовались данные, получаемые Институтом космофизических исследований и распространения радиоволн (ИКИР) ДВО РАН на пункте «Карымшина», расположенном в 61 км от скважины Р-2 в районе с достаточно низким уровнем промышленных помех [Гаврилов, Дружин, Полтавцева, 2007].

**Оценки глубин мониторинга удельного сопротивления пород в зоне скважины Г-1.** Выражения (2.14) и (2.15) позволяют рассчитать для различных

значений удельной электропроводности пород толщину скин-слоя, для которой амплитуда ЭМИ уменьшается в  $e$  раз (рисунок 2.31).



**Рисунок 2.31.** Зависимость толщина скин-слоя от частоты для различных значений удельной электропроводности пород.

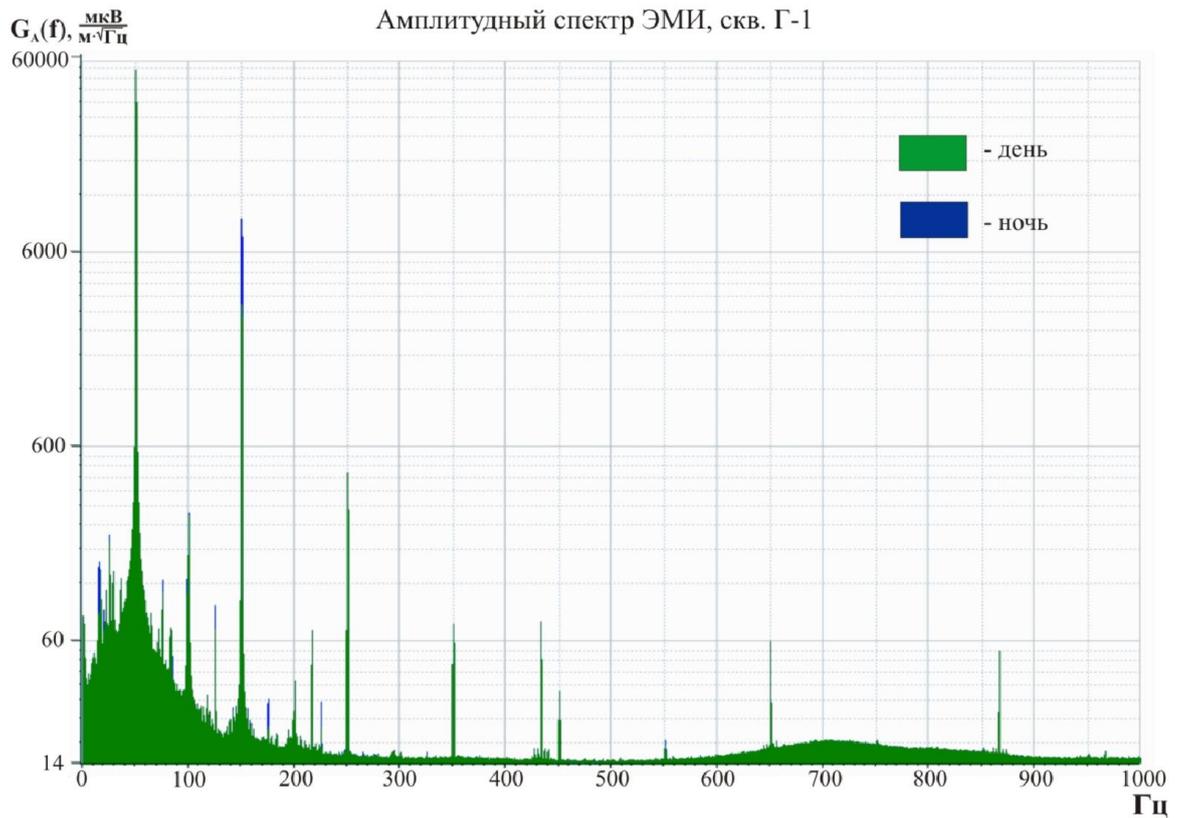
Значения толщины скин-слоя для центральных частот измерительных каналов ЭМИ (30, 160, 560 и 1200 Гц), рассчитанные по формулам (2.14) и (2.15) согласно данным для удельного сопротивления пород в зоне скважины Г-1 (см. Таблицу 2.1) представлены в Таблице 2.3.

**Таблица 2.3**

$F_0$ , Гц	30	160	560	1200
Длина волны в воздухе, км	$10^4$	$2 \cdot 10^3$	536	250
Толщина Скин-слоя, м	<b>1300</b>	<b>950</b>	<b>400</b>	<b>180</b>
Глубина мониторинга с учетом поправок	<b>2250</b>	<b>950</b>	<b>400</b>	

В указанной таблице приведены также результаты расчетов *глубин мониторинга удельного сопротивления пород* для центральных частот измерительных каналов ЭМИ. Расчеты глубин мониторинга удельного сопротивления пород производились для отношения сигнал/шум на выходе измерительного канала ЭМИ равного 20 дБ. При расчетах учитывались различия в значениях спектральной плотности ЭМИ на поверхности земли для разных частотных диапазонов, а также различия в чувствительности подземной антенны в зависимости от длины волны (см. Таблицу 2.2). При расчетах глубин мониторинга шкалы спектральной плотности ЭМИ привязывались к абсолютным единицам.

Рассмотрим в этой связи характерный для зоны скважины Г-1 амплитудный спектр ЭМИ (рисунок 2.32).



**Рисунок 2.32.** Амплитудный спектр электромагнитного излучения в районе скважины Г-1.

Для привязки шкалы спектральной плотности ЭМИ к абсолютным единицам были использованы данные измерений, полученные ИКИР ДВО РАН при измерениях наземной магнитной антенной на пункте «Карымшина», расположенном в 50 км от скважины Г-1 в районе с низким уровнем промышленных помех [Дружин, 2002]. По результатам этих измерений спектральная плотность на пункте «Карымшина» для частоты 400 Гц вертикальной компоненты естественного ЭМИ и светлого времени суток оценивалась величиной порядка  $15.0 \text{ мкВ/м} \cdot \text{Гц}^{0.5}$ . Привязка шкалы спектральной плотности ЭМИ к абсолютным единицам позволяла вычислять значения полезного сигнала на выходах измерительных каналов. Глубина мониторинга удельного сопротивления пород для конкретного измерительного (частотного) канала ЭМИ вычислялась исходя из значения спектральной плотности ЭМИ на поверхности земли как глубина, на которой значение спектральной плотности полезного сигнала уменьшалось до величины, превышающей на 20 дБ спектральную плотность собственных шумов измерительного канала. Как видно

из данных Таблицы 2.3, глубины мониторинга удельного сопротивления пород для каналов 160 Гц и 560 Гц при отношении сигнал/шум на выходе канала равном 20 дБ совпали со значениями для толщины скин-слоя.

Приводимые в последующих главах результаты многолетних измерений на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне указывают на высокую эффективность разработанного метода непрерывного мониторинга удельного сопротивления горных пород при оценках изменений напряженно-деформированного состояния геосреды. При этом, как показано в главе 5, указанный метод мониторинга оказался применим и при измерениях с использованием в качестве источника естественного ЭМИ.

### 2.3. Выводы

1. Для решения задач, связанных с целями диссертационной работы, на территории Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона под руководством и при непосредственном участии автора была создана территориально-распределенная сеть, состоящая из четырех непрерывно функционирующих радиотелеметрических пунктов комплексных скважинных геофизических измерений, а также Центра сбора и обработки информации. Базовыми измерениями, проводимыми в непрерывном режиме на каждом измерительном пункте сети, являются геоакустические измерения с установкой геофонов и гидрофонов в скважинах на глубинах от 210 м до 1012 м, а также электромагнитные измерения в СНЧ-диапазоне частот с использованием подземных электрических антенн. Данные указанных видов измерений дополняются данными измерений уровня воды и дебита скважин, минерализации воды скважин и рядом других измерений. Центр сбора и обработки информации обеспечивает ежедневную текущую обработку комплекса данных, поступающих со скважинных измерительных пунктов по каналам телеметрии, а также других данных, необходимых для мониторинга напряженно-деформированного

состояния геосреды в зоне Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона.

2. Основным режимом измерений в сети является **режим непрерывного мониторинга**, при котором в целях сокращения объемов передаваемых и регистрируемых данных исходные широкополосные (10 Гц - 2500 Гц) сигналы с выходов геоакустических датчиков и электрических антенн подвергаются в режиме on-line аналоговой и цифровой обработке на измерительном пункте с выделением и регистрацией среднеквадратических (или средневыпрямленных) значений сигналов. Такой режим измерений позволяет сократить суточный объем передаваемых и регистрируемых данных примерно в 2000 раз и дает возможность использовать для передачи данных дешевые низкоскоростные каналы радиосвязи, в том числе, каналы сотовой связи. При необходимости проведения специальных исследований, требующих регистрации волновых форм и спектров исходных сигналов, используется дополнительный **режим экспериментальных измерений**, обеспечивающий высокоточную регистрацию волновых форм исходных сигналов ГАЭ и ЭМИ в полосе частот от 5 Гц до 10 кГц. Используемые на измерительных пунктах сети технические средства рассчитаны на работу в достаточно жестких климатических условиях, длительный срок автономной работы от аккумуляторов и гальванических источников тока. Значительная часть аппаратного и программного обеспечения разработана под руководством и при непосредственном участии автора.

3. Наиболее важной особенностью электромагнитных измерений, организованных автором на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне, является использование **подземных** электрических антенн, основным конструктивным элементом которых является обсадная колонна скважины. Такой подход принципиально отличается от традиционного подхода, при котором электромагнитные измерения, ориентированные на выявление различных аномалий в электромагнитных полях, связанных с подготовкой землетрясений проводятся с использованием **наземных** антенн. Показано, что в рамках решаемых задач применение подземных вертикальных электрических антенн

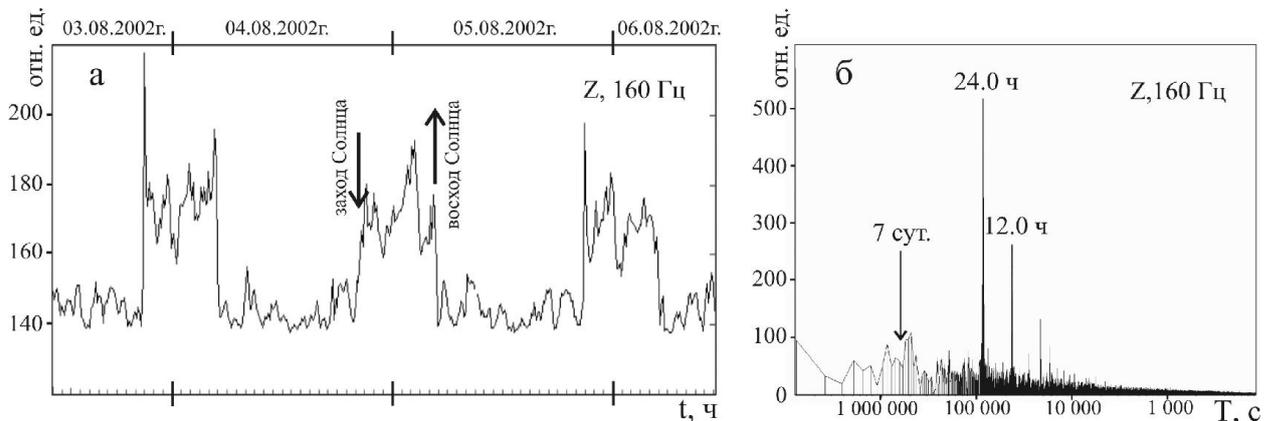
имеет ряд ощутимых преимуществ перед наземными антеннами. На Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне были применены подземные вертикальные электрические антенны трех разных конструкций, в том числе, высокочувствительная подземная электрическая антенна типа «монополь» с подземным рефлектором, а также разработанная автором оригинальная подземная электрическая антенна, не требующая подземного рефлектора, что позволяет проводить измерения в условиях городской застройки.

4. Данные электромагнитных измерений, проводимые на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне, используются в двух приложениях. Во-первых, в рамках разработанного автором метода мониторинга напряженно-деформированного состояния геосреды они служат опорным сигналом для оценок относительной величины отклика ГАЭ на воздействие ЭМИ. Во-вторых, данные электромагнитных измерений используются для мониторинга удельного сопротивления пород прискважинной зоны. В диссертации изложена физическая основа метода и показана его перспектива как одного из основных методов мониторинга напряженно-деформированного состояния геосреды.

### Глава 3. Проявление влияния электромагнитных воздействий на геоакустические процессы

#### 3.1. Основные результаты геоакустических измерений на первом этапе исследований

На первом этапе исследований (2000 – 2003 гг.) по данным многолетних непрерывных геоакустических измерений в скважине Г-1 на глубине 1035 м было установлено, что на интервалах времени, соответствующих спокойной сейсмической обстановке в регионе, временные ряды уровня ГАЭ в полосах фильтрации 30 Гц и 160 Гц содержат ярко выраженную суточную компоненту (24.0 ч) с максимумом в ночное время суток (рисунок 3.1) [Гаврилов, Морозова, Сторчеус, 2006].

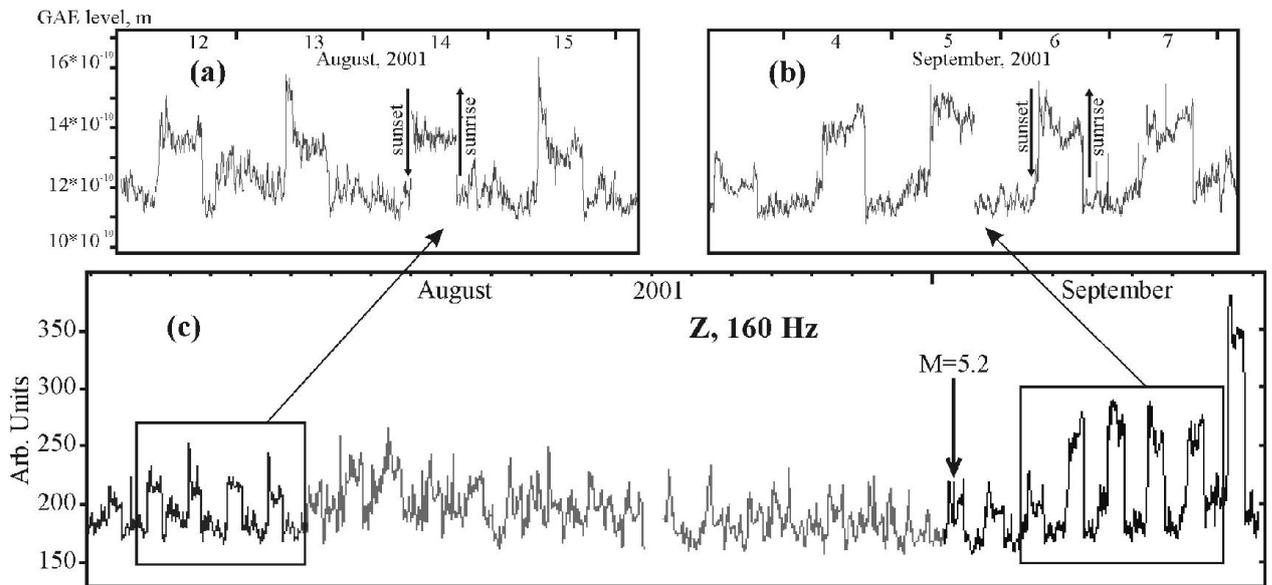


**Рисунок 3.1.** Пример суточных вариаций (а) и спектра (б) уровня ГАЭ по данным регистрации на глубине 1035 м в скважине Г-1. Вертикальная компонента Z, канал 160 Гц. По оси абсцисс для графиков суточного хода – местное время (UT+13 ч). (Согласно [Гаврилов, Морозова, Сторчеус, 2006]).

В наибольшей степени суточный ход ГАЭ проявлялся на каналах вертикальной компоненты геофона с центральными частотами фильтров 30 Гц и 160 Гц. Суточная периодичность изменений уровня ГАЭ четко проявлялась и в периодограммах вариаций уровня ГАЭ на каналах 30 Гц и 160 Гц (рисунок 3.1б). Следует пояснить, что выделяющаяся на рисунке 3.1б спектральная компонента

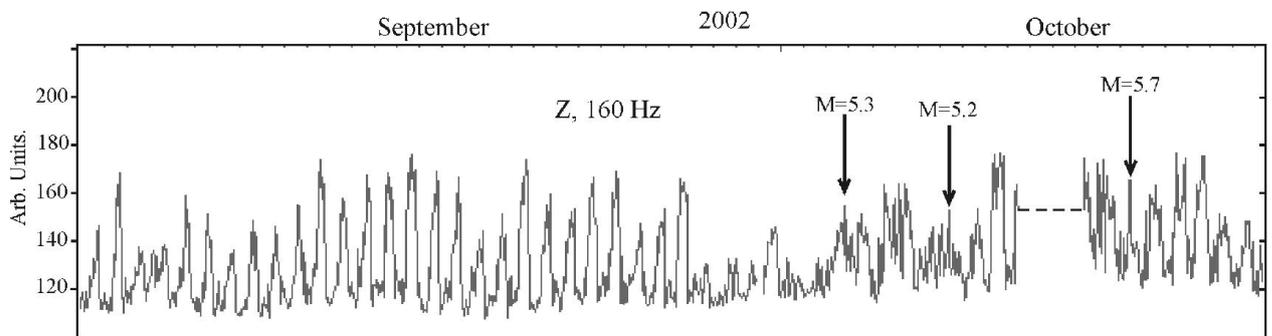
12.0 час является второй гармоникой 24-часовой компоненты. Своим происхождением она обязана большой крутизне фронтов суточных вариаций уровня ГАЭ. Уровень спектральной компоненты с периодом семь суток, характерной для шумов антропогенного происхождения, для вертикальной компоненты ГАЭ на канале 30 Гц примерно вдвое превышал уровень шумов. Для канала 160 Гц уровень семисуточной компоненты не превышал уровня шумов (рисунок 3.1б).

Наличие четко выраженной периодичности изменений интенсивности геоакустических процессов (суточный ход уровня ГАЭ) в зоне скважины Г-1 явился одним из двух ключевых результатов, полученных на первом этапе исследований. Второй, не менее важный результат, указывал на то, что характер проявления указанного эффекта меняется во временных окрестностях достаточно сильных близких землетрясений. Как было выявлено по результатам долговременных измерений, за сутки – недели перед землетрясениями с магнитудами  $M \geq 5.0$  в зоне радиусом  $R \leq 300$  км от пункта наблюдений и землетрясениями с  $M \geq 5.5$  в зоне  $R \leq 550$  км суточный ход уровня ГАЭ нарушался (деградировал). Типичные примеры нарушений суточного хода перед землетрясениями представлены на рисунках 3.2 и 3.3. На рисунке 3.2 демонстрируются нарушения суточного хода ГАЭ, предшествующие землетрясению с  $M_{\text{ЛН}}=5.2$ , произошедшего 1.09.2001 г. на эпицентральной дистанции  $R=120$  км от скважины Г-1. В этом случае суточный ход, достаточно четко проявлявшийся на интервале 12-16 августа 2001 г. (рисунок 3.2а), имел значительные искажения (вплоть до полного исчезновения) на интервале 17-31 августа 2001 г. (рисунок 3.2с). Восстановление суточного хода произошло сразу после землетрясения 1.09. 2001 г. (рисунок 3.2b, с).



**Рисунок 3.2.** Пример нарушений суточного хода ГАЭ перед землетрясениями по результатам геоакустических измерений (вертикальная компонента, частотный канал 160 Гц) в скважине Г-1 на глубине 1035 м. Время UT (-13 час в сравнении с местным временем). (Согласно [Gavrilov et al., 2008]).

Суточный ход уровня ГАЭ исчез за семь суток перед началом роя землетрясений, произошедшим в октябре 2002 г. на расстоянии около 170 км к югу от г. Петропавловска–Камчатского (рисунок 3.3). До этого момента устойчивый суточный ход наблюдался в течение почти трех месяцев. Восстановление суточного хода произошло спустя сутки после наиболее сильного ( $M_{LH}=5.7$ ) землетрясения роя.



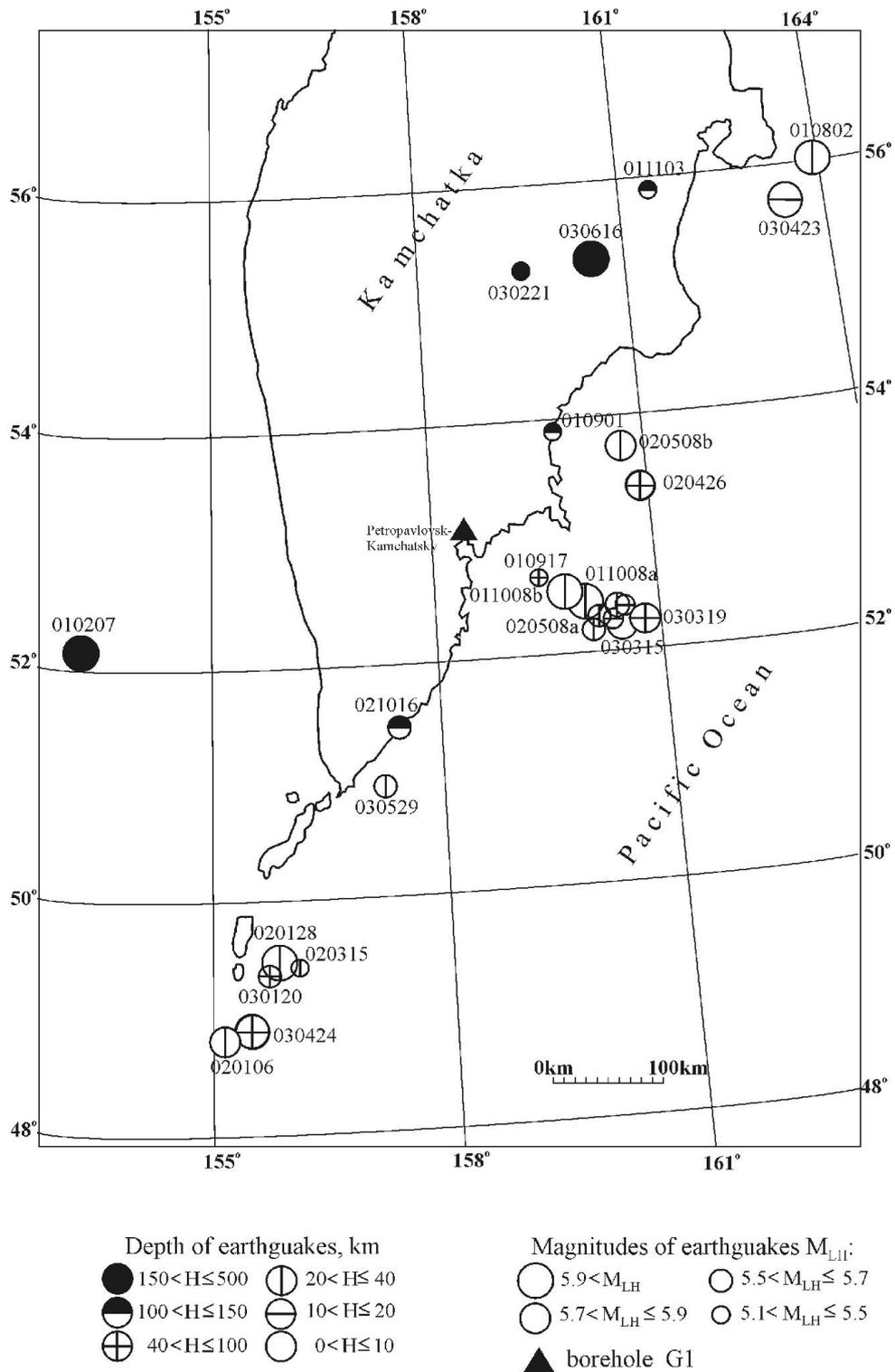
**Рисунок 3.3.** Пример нарушений суточного хода ГАЭ перед роем землетрясений по результатам геоакустических измерений (вертикальная компонента, частотный канал 160 Гц) в скважине Г-1 на глубине 1035 м. (Согласно [Gavrilov et al., 2008]).



обработки данных с использованием специально разработанной программы. (Программа разработана к.ф.-м.н. А.Н. Кролевцом). В ряде случаев использовался также визуальный анализ временных рядов данных.

Как видно на рисунке 3.4, перед всеми указанными 36 землетрясениями имела место деградация суточного хода ГАЭ. В трех случаях землетрясения произошли на фоне восстановления суточного хода. Интервалы времени с момента нарушения суточного хода до момента землетрясения с  $M_{LH} \geq 5.0$  составили 1 ÷ 25 суток. Восстановление суточного хода ГАЭ примерно в 30% случаев происходило в течение нескольких дней после землетрясений, в остальных случаях время восстановления было значительно больше.

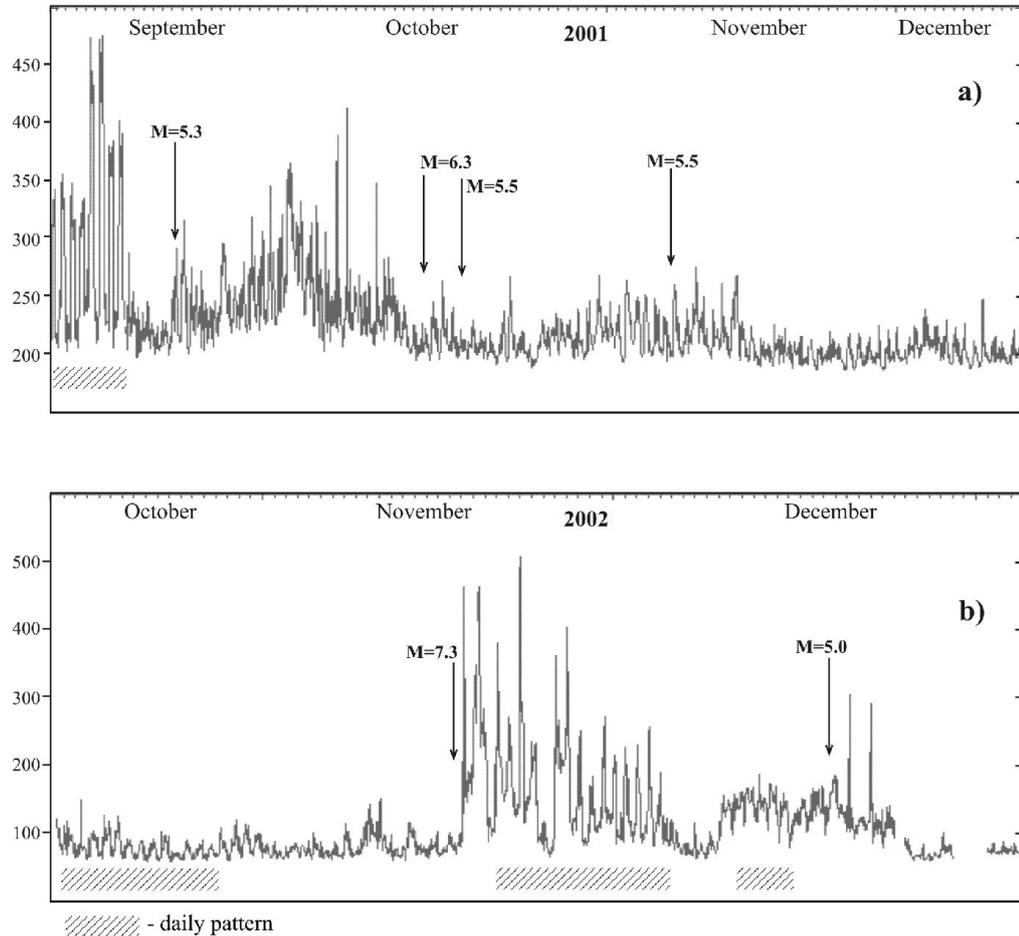
На рисунке 3.5 представлена карта эпицентров этих землетрясений, включая эпицентр землетрясения с магнитудой  $M_w=7.3$ .



**Рисунок 3.5.** Карта эпицентров землетрясений за период 1.01.2001 г.÷31.07.2003 г. с  $M_{LH} \geq 5.0$  в зоне  $R \leq 300$  км и  $M_{LH} \geq 5.5$  в зоне  $300 < R \leq 550$  км.

**Бухтообразные изменения среднего уровня ГАЭ.** Кроме нарушения суточного хода аномалии уровня ГАЭ также выражались в бухтообразных изменениях среднесуточного уровня ГАЭ (трендовых составляющих рядов ГАЭ). На рисунке 3.6 представлены примеры наиболее значимых по продолжительности

и амплитуде аномалий бухтообразных изменений среднесуточного уровня ГАЭ. Все они оказались приуроченными к наиболее сильным землетрясениям, произошедшим в 2001 – 2003 гг.



**Рисунок 3.6.** Примеры наиболее значимых аномалий среднесуточного уровня ГАЭ. (Согласно [Gavrilov et al., 2008]). Пояснения в тексте.

Аномалия, приводимая на рисунке 3.6а, была зарегистрирована перед роением землетрясений, произошедшим в октябре 2001 г. в районе Авачинского залива. Магнитуда наиболее сильного землетрясения роя (землетрясение №011008б на рисунке 3.5) составила  $M_{LN}=6.3$ , эпицентр находился на расстоянии 130 км от измерительного пункта. Землетрясение ощущалось в г. Петропавловске–Камчатском силой до 5 баллов и сопровождалось многочисленными афтершоками. Как видно на рисунке, бухтообразная аномалия уровня ГАЭ наблюдалась на фоне отсутствия суточного хода, который деградировал за 25

суток до землетрясения. Наиболее сильное землетрясение роя произошло на спаде аномалии примерно через 22 суток с момента начала ее роста.

Аномалия, имевшая место в ноябре 2002 г. – январе 2003 г. (рисунок 3.6b), была отмечена после глубокого сильного землетрясения ( $H=459$  км,  $M_w=7.3$ ), произошедшего 17 ноября 2002 г. Эпицентр землетрясения находился в Охотском море на расстоянии 1050 км от пункта наблюдений. Суточный ход ГАЭ, который исчез за 18 суток до указанного землетрясения, восстановился через трое суток после события.

Рассмотрим возможные физические причины, обуславливающие проявления указанных эффектов, привлекая данные геоакустических измерений по другим скважинам и результаты, полученные при комплексных скважинных измерениях.

### **3.2. Исследование возможных физических причин периодических вариаций уровня геоакустической эмиссии**

#### **3.2.1. Измерения на базе скважины Г-1**

Как было показано выше, на интервалах времени, соответствующих спокойной сейсмической обстановке в регионе, временные ряды уровня ГАЭ пункта Г-1 в полосах фильтрации 30 Гц и 160 Гц содержат ярко выраженную суточную компоненту (24.0 ч) с максимумом в ночное время суток (см. рисунок 3.1). Очевидно, что аналогичный характер должны иметь и временные вариации возможных физических факторов, обуславливающих подобный характер вариаций уровня ГАЭ.

В этой связи на первом этапе исследований в качестве одной из возможных физических причин суточных вариаций уровня ГАЭ, регистрируемых на скважине Г-1, рассматривалось, в том числе, *влияние приливных деформаций*. В работах [Беляков и др., 1999; Николаев и др., 2005] наличие суточных вариаций уровня ГАЭ, зарегистрированных авторами указанных публикаций при

проведении скважинных измерений, объясняется изменениями величины модуля скорости изменения деформации от солнечной компоненты  $S_1$  земного прилива. Противоречия такого объяснения очевидны: если бы регистрируемые вариации уровня ГАЭ были следствием воздействия приливных деформаций, то наибольшую амплитуду имели бы отклики ГАЭ на самую интенсивную полусуточную компоненту лунно-солнечного прилива  $M_2$  ( $T=12.42$  ч). Учитывая, что этого по результатам измерений не наблюдается, *можно сделать вывод, что генезис регистрируемых суточных вариаций ГАЭ не связан с воздействием приливных деформаций.*

Вместе с тем, следует подчеркнуть, что указанное выше не означает отрицание модулирующего воздействия приливных деформаций на геоакустическую эмиссию горных пород для глубин порядка 1000 м. В частности, как показали результаты исследований, проведенные под руководством и при непосредственном участии автора, ряды данных долговременных (около четырех месяцев) непрерывных измерений ГАЭ в скважине Р-2 на глубине 730 м, содержат периодические составляющие с периодами, соответствующими периодам приливных волн  $O_1$  и  $M_2$  (25.82 ч и 12.42 ч соответственно) [Полтавцева, Власов, Гаврилов, 2013]. Выбор в данном случае скважины Р-2 был обусловлен ее расположением в лесном массиве в 20 км от г. Петропавловска-Камчатского на значительном удалении от источников различных техногенных помех. Как показали результаты обработки результатов геоакустических измерений в скважине Р-2, отклики ГАЭ на приливные компоненты имели очень низкие амплитуды и их выделение из исходных рядов ГАЭ было невозможно без использования специального программного обеспечения. В частности, для выявления скрытых приливных периодичностей в исходных рядах данных ГАЭ скважины Р-2 использовался метод наложения эпох [Buijs-Ballot, 1847; Серебренников, Первозванский, 1965; Теребиж, 1992], а также ряд специальных методических приемов. Результаты расчетов коэффициентов значимости для приливных периодичностей  $O_1$  и  $M_2$ , выделенных при помощи метода наложения

эпох из исходных рядов ГАЭ, в несколько сотен раз превышали значения, рассчитанные для случайных рядов [Полтавцева, Власов, Гаврилов, 2013].

### **3.2.1.1. Влияние метеофакторов на результаты геоакустических измерений**

Известно, что в ряде случаев наиболее сильные изменения измеряемых геофизических величин происходят под воздействием различных гидрометеорологических факторов. В этой связи на первом этапе геоакустических скважинных измерений значительное внимание было уделено, в том числе, оценкам влияния на результаты измерений различных метеофакторов. В частности, возможное влияние метеофакторов учитывалось при установлении возможных физических причин изменений трендовых составляющих рядов ГАЭ, зарегистрированных в ходе измерений на глубине 1035 м в скважине Г-1. Результаты этих работ представлены в [Гаврилов, Морозова, Сторчеус, 2006].

В исследованиях, связанных с оценкам влияния метеофакторов, были использованы данные метеостанции «Пионерская» Камчатского территориального управления по гидрометеорологии и контролю окружающей среды, расположенной в 9 км от скважины Г-1. Анализ данных проводился с помощью пакета программ ABD, разработанного сотрудниками Института физики Земли РАН А.В. Дещеревским и В.И. Журавлевым [Дещеревский, Журавлев, 1997].

При исследовании возможного влияния на уровень ГАЭ ветровых помех учитывалось, что для района г. Петропавловска - Камчатского максимум скорости ветра приходится на 15–18 час (время местное) во все сезоны [Кондратюк, 1983]. Максимальное число дней с сильными ветрами приходится на осенне-зимний период. Однако суточный ход скорости ветра при этом выражен довольно слабо. В зимний период вариации среднесуточной амплитуды скорости ветра не превышают 0.3 м/с, в летний - 2.4 м/с. Очевидно также, что в любом случае резкие (5-10 мин) фронты и высокая стабильность суточных вариаций среднего уровня

ГАЭ (см. рисунок 3.1а) не могут быть связаны с суточными вариациями скорости ветра. Необходимо также подчеркнуть, что установка геофона в скважине Г-1 на глубине 1035 м позволила снизить влияние шумов экзогенного происхождения, поступающих с поверхности, для частот в диапазоне 20 – 180 Гц примерно на два порядка [Гаврилов, Морозова, Сторчеус, 2006]. Как показали результаты измерений, сопоставление вариаций уровня ГАЭ с изменениями скорости ветра, атмосферного давления, температуры воздуха не обнаружили сколь-нибудь заметной взаимосвязи между ними.

В двух случаях из 24 было отмечено возможное влияние осадков в виде дождя на результаты измерений по вертикальному каналу. В первом случае количество выпавших осадков составило около 20 мм за сутки, во втором – около 50 мм за сутки. Влияние осадков проявлялось в виде бухтообразных повышений среднего уровня шумов на 20-30%, которые появлялись с запаздыванием на 12-15 ч после начала выпадения осадков и заканчивались одновременно с ними или через несколько часов после их окончания. На записях горизонтальных каналов влияние дождя не было зафиксировано ни разу.

Более сильное влияние на вариации уровня ГАЭ по горизонтальным каналам оказывало выпадение осадков в виде снега, что наблюдалось в 11 случаях из 13. Влияние осадков в виде снега выражалось в повышении среднего уровня шумов по горизонтальным каналам на 50-100%, которое, как правило, начиналось через 12-15 ч после начала осадков и заканчивалось через 3-12 ч после прекращения снегопада. Наиболее заметно было проявление осадков во время сильных снегопадов, когда количество выпавших осадков достигало 30-60 мм/сутки. На записях вертикального канала влияние снегопадов не было отмечено ни разу.

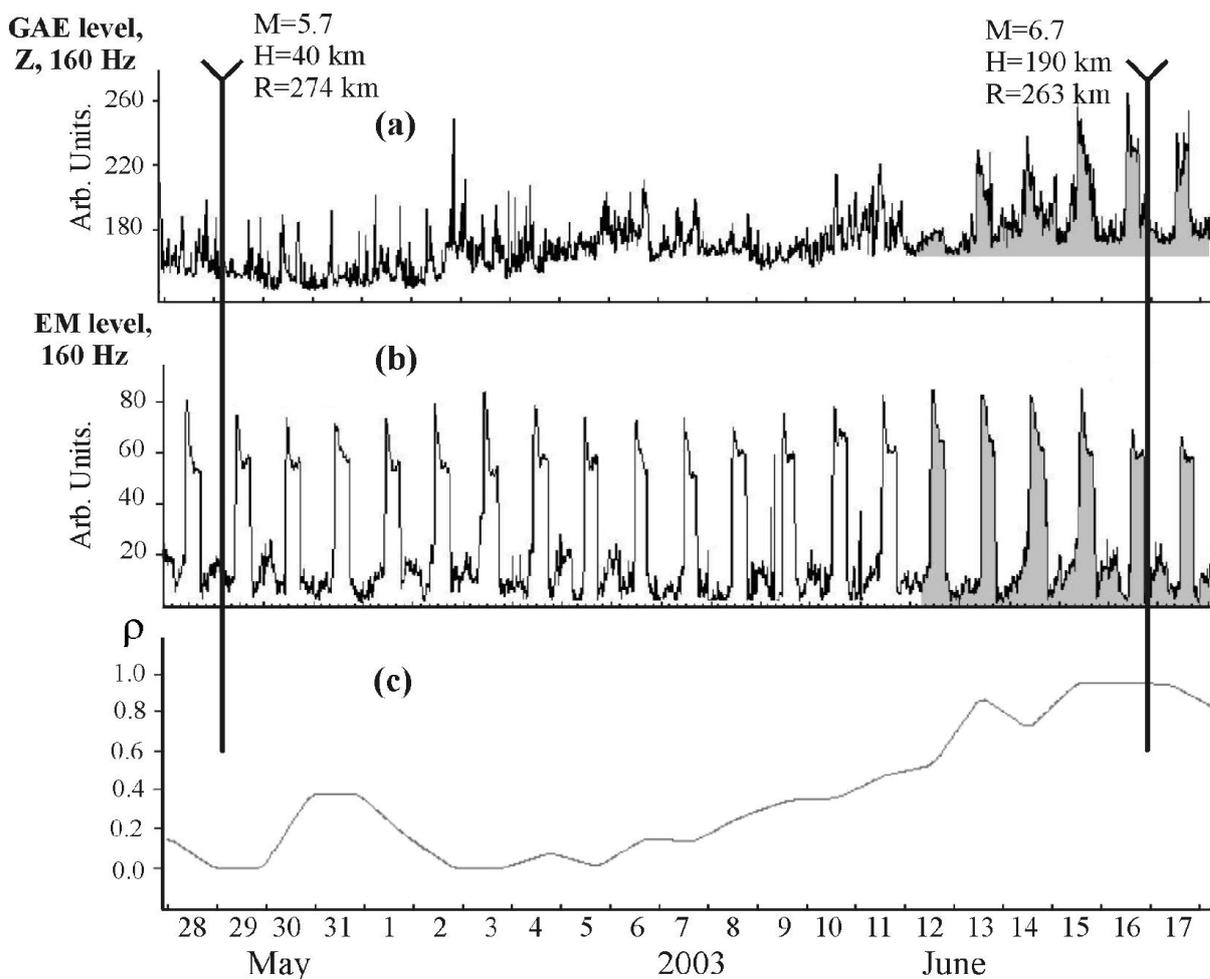
Как отмечено в [Дещеревский и др. 2008], наибольшее влияние на результаты скважинных геофизических измерений способны оказывать процессы, связанные с *сезонными поступлениями влаги на достаточно глубокие горизонты*. Касаясь влияния таких процессов на результаты геоакустических измерений на глубинах порядка 1000 м необходимо отметить следующее.

Для интервала измерений с августа 2000 г. до августа 2012 г. изменений параметров ГАЭ, связанных с сезонными поступлениями влаги в глубокие горизонты, для геоакустических измерений на глубинах порядка 1000 м отмечено не было. Вместе с тем, в ходе более поздних измерений были получены данные, указывающие на то, что при *экстремально низкой влагонасыщенности* пород, влияние сезонных поступлений влаги на геоакустические процессы может быть заметно и на глубинах порядка 1000 м. Более подробно этот вопрос освещается в главе 4.

### **3.2.1.2. Результаты одновременных геоакустических и электромагнитных измерений в зоне скважины Г-1**

Организация в июне 2003 г. на базе скважины Г-1 непрерывных электромагнитных измерений с подземной электрической антенной (см. главу 2) позволила выявить корреляционные связи между суточными вариациями ГАЭ, регистрируемыми по результатам измерений в скважине на глубине 1035 м, и изменениями напряженности внешнего непрерывного электромагнитного излучения (ЭМИ) диапазона (10 – 1200) Гц, действующего в районе скважины. Как показали результаты измерений, в периоды устойчивого суточного хода вариации уровня ГАЭ и вариации уровня электромагнитного поля были практически идентичны. Вместе с тем, перед сильными землетрясениями (за несколько суток и более), а также в периоды релаксации, характеры вариаций уровня ГАЭ и уровня электромагнитного поля были существенно различны.

В качестве примера на рисунке 3.7 представлены данные, отражающие процесс восстановления суточного хода ГАЭ в мае-июне 2003 г. Как видно на рисунке 3.7а, на интервале 28 мая - 11 июня 2003 г. суточный ход ГАЭ отсутствовал полностью, а на интервале 12-17 июня его амплитуда стала



**Рисунок 3.7.** Пример результатов одновременных геоакустических (а) и электромагнитных (б) скважинных измерений: (а) - суточные вариации СКЗ ГАЭ (вертикальная компонента) на глубине 1035 м в скважине Г-1 при фильтрации третьоктавным фильтром с центральной частотой 160 Гц; (б) - суточные вариации СКЗ ЭМИ при фильтрации третьоктавным фильтром с центральной частотой 160 Гц; (с) – изменения коэффициента корреляции между рядами СКЗ ГАЭ и СКЗ ЭМИ. (Согласно [Gavrilov et al., 2008]).

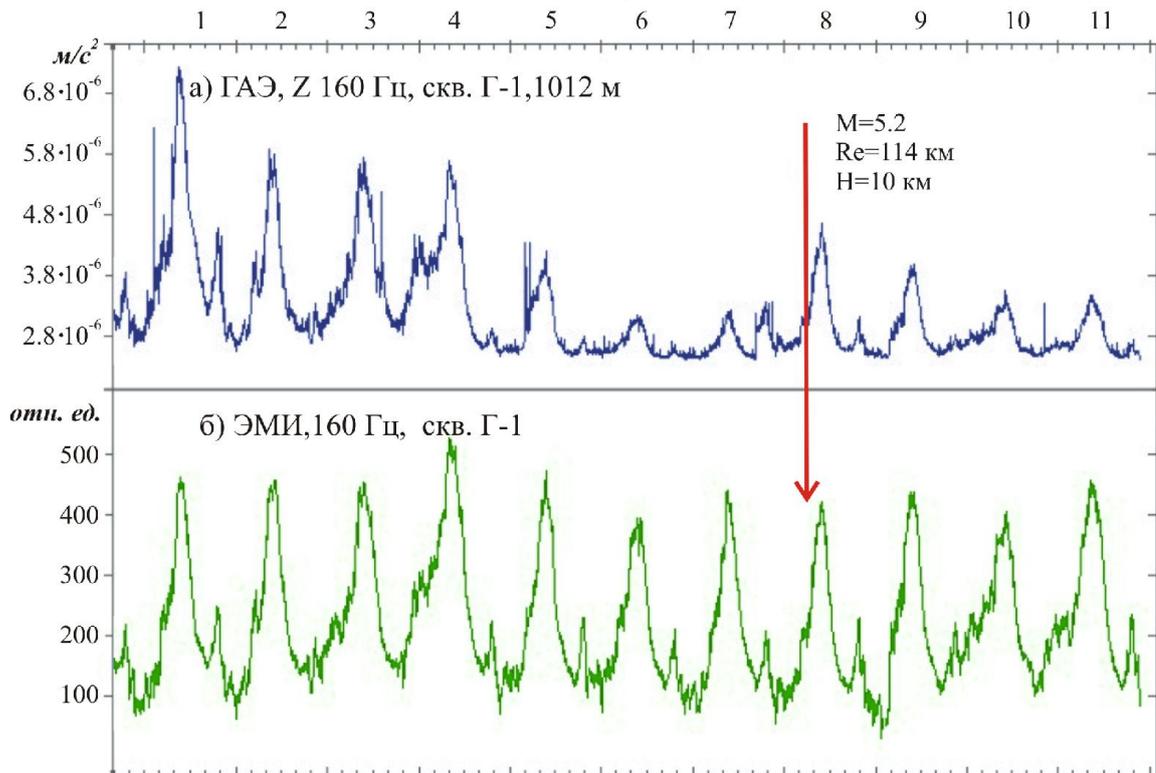
постепенно увеличиваться. При этом на всем интервале 28 мая – 17 июня 2003 г. суточные вариации электромагнитного поля (рисунок 3.7б) были практически неизменны.

На рисунке 3.8 представлен аналогичный по сути результат, который иллюстрирует эффект деградации амплитуд суточных вариаций ГАЭ перед достаточно сильными землетрясениями. Как и в предыдущем случае, значительные изменения амплитуды суточных вариаций ГАЭ происходили при практически неизменной амплитуде суточных вариаций электромагнитного поля.

Приводимые на рисунках 3.7 и 3.8 данные позволяют сделать вывод, что суточные вариации среднеквадратических значений ГАЭ не могут являться следствием непосредственного влияния внешнего электромагнитного поля на датчики геофона или на кабель, соединяющий геофон с регистрирующей аппаратурой на поверхности. Иначе суточные вариации ГАЭ и ЭМИ были бы идентичны всегда, а не только в асейсмичные периоды. Таким образом, в данном случае суточные вариации ГАЭ можно интерпретировать как следствие модулирующего воздействия внешнего электромагнитного поля на интенсивность геоакустических процессов.

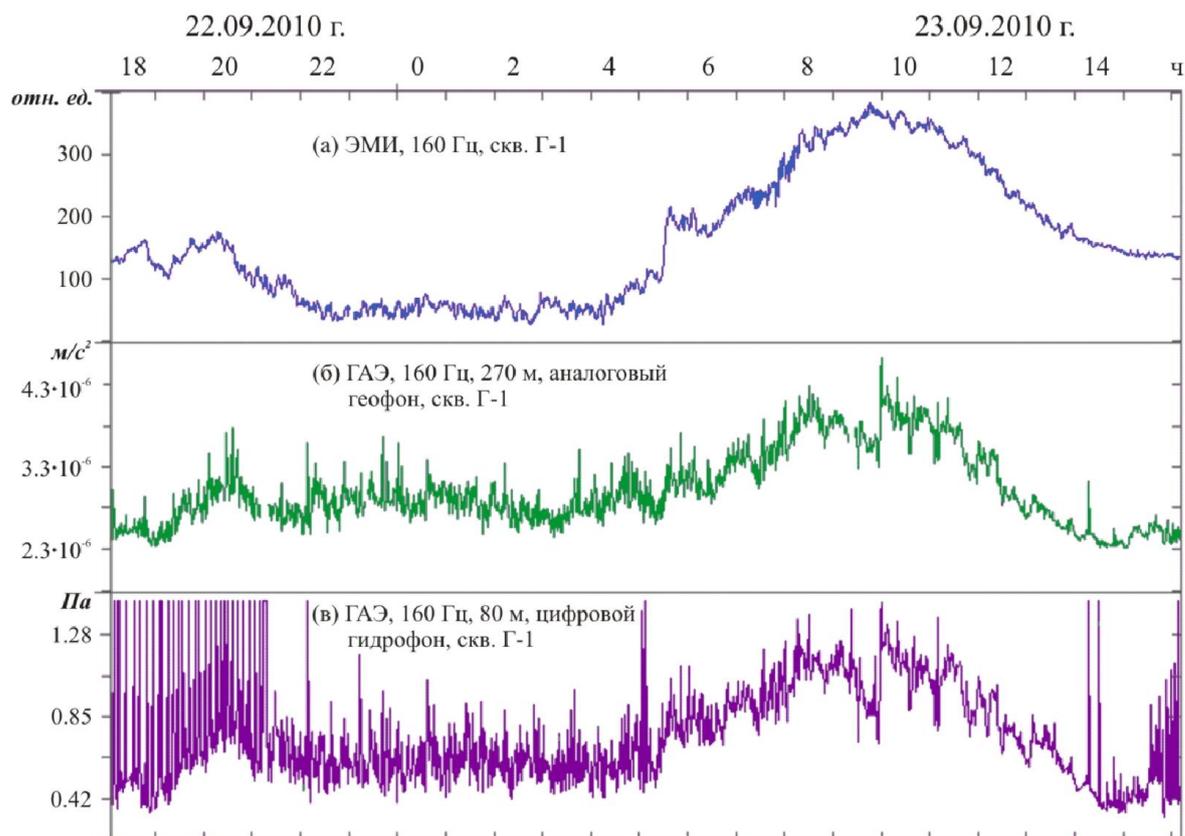
Вывод, что вариации уровня ГАЭ не являются следствием электромагнитных наводок на датчики и кабель, подтверждается также результатами геоакустических измерений с использованием **цифрового** высокочувствительного гидрофона типа ЦГП-4. Чувствительный элемент гидрофона создан на базе пьезокерамики. Чувствительность измерительных преобразователей такого типа к воздействию внешнего электромагнитного воздействия очень низка – порядка  $2 \cdot 10^{-6} \text{ м} \cdot \text{с}^{-2} / \text{А} \cdot \text{м}^{-1}$  для магнитной составляющей поля. За счет специальной дифференциальной конструкции пьезокерамического чувствительного элемента чувствительность гидрофона ЦГП-4 к воздействию внешних электромагнитных помех понижена еще примерно на -80 дБ [Кияшко и др., 2007]. С учетом этих данных, а также того, что измерения с гидрофоном

Октябрь, 2009 г.



**Рисунок 3.8.** Временные вариации среднеквадратических значений ГАЭ и ЭМИ во временной окрестности сейсмического события: (а) - суточные вариации среднеквадратических значений ГАЭ (вертикальная компонента) на глубине 1012 м при фильтрации третьоктавным фильтром с центральной частотой 160 Гц; (б) - суточные вариации среднеквадратических значений ЭМИ при фильтрации третьоктавным фильтром с центральной частотой 160 Гц. Время UT (-13 час в сравнении с местным временем).

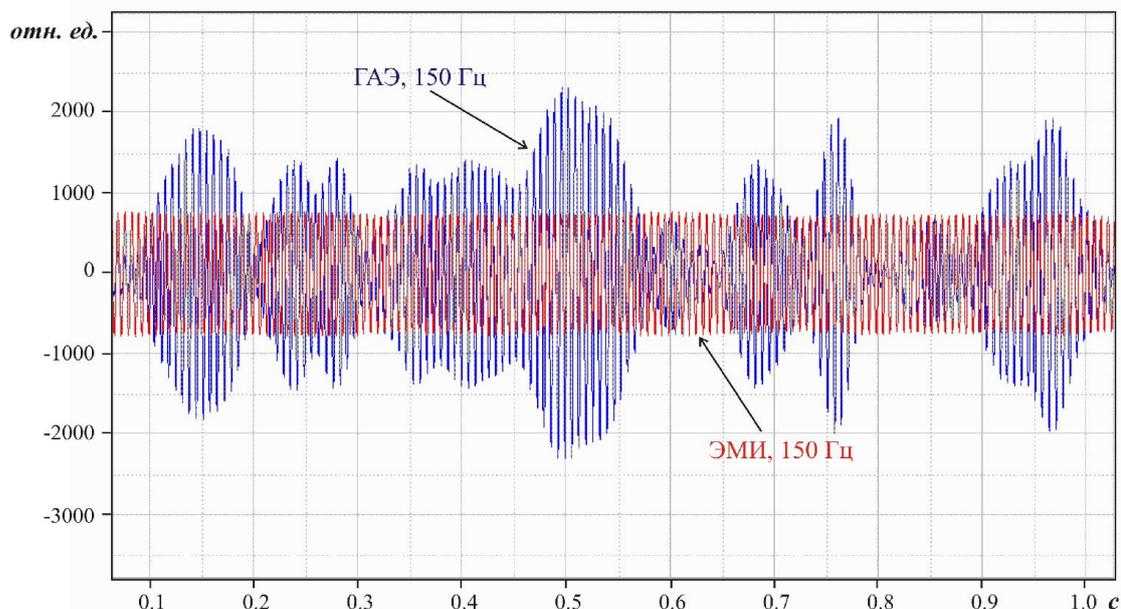
на глубине 80 м в скважине, обсаженной стальными толстостенными трубами, где уровень внешнего ЭМИ мал, регистрация электрических помех, наводимых непосредственно на датчик цифрового гидрофона в данном случае исключена. Учитывая, что с выхода гидрофона сигнал к устью скважины передается в **цифровом** виде, возможные электромагнитные наводки **на кабель**, соединяющий гидрофон с аппаратурой на поверхности, не имеют значения. Как видно из данных, представленных на рисунке 3.9, результаты измерений с цифровым гидрофоном и аналоговым геофоном практически идентичны.



**Рисунок 3.9.** Сравнение результатов геоакустических измерений системой с цифровым гидрофоном (в) с данными измерений аналоговым геофоном (б) и данными электромагнитных измерений (а). Время UT (-12 час в сравнении с местным временем). Пояснения в тексте.

Небольшие различия в результатах измерений с цифровым гидрофоном и аналоговым геофоном в дневное время связаны с меньшей глубиной установки цифрового гидрофона (80 м) в сравнении с глубиной установки аналогового геофона (270 м).

Детальные исследования *структуры исходных* сигналов ГАЭ и ЭМИ, регистрируемых при скважинных измерениях, показывают, что суточные вариации уровня ГАЭ не могут быть следствием электромагнитных наводок. Примером могут служить данные, представленные на рисунке 3.10. На указанном рисунке приведены результаты одновременных измерений ГАЭ (глубина 1012 м) и ЭМИ в скважине Г-1 с использованием широкополосного цифрового регистратора Z220.



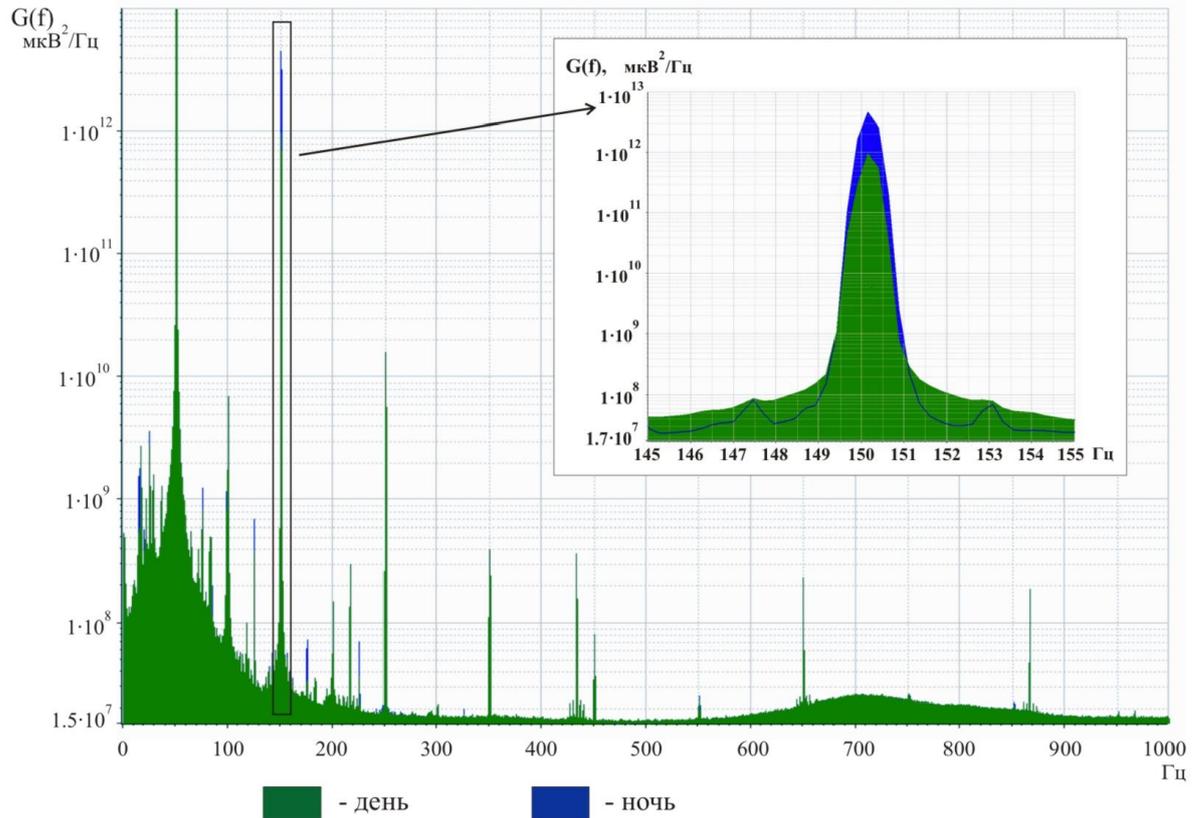
**Рисунок 3.10.** Пример одновременных измерений сигналов по геоакустическому (синий цвет) и электромагнитному (красный цвет) каналам на частоте 150 Гц. Длительность реализаций 1с.

В данном случае из широкополосных сигналов ГАЗ и ЭМИ путем узкополосной цифровой фильтрации выделены сигналы ГАЗ (синий цвет) и ЭМИ (красный цвет) на частоте 150 Гц. Длительность реализации – 1 секунда. Из приводимых данных видно, что геоакустическая и электромагнитная компоненты частоты 150 Гц имеют разный генезис, о чем говорит, прежде всего, наличие значительных вариаций амплитуды компоненты ГАЗ при отсутствии таковой у компоненты ЭМИ. Очевидно, что если бы сигнал по каналу ГАЗ был следствием электромагнитной наводки, то он был бы идентичен сигналу по каналу ЭМИ. Таким образом, на основании приведенных выше данных можно сделать вывод, что суточные вариации уровня ГАЗ не могут являться следствием электромагнитных наводок на датчики или кабель.

На первом этапе работ для геоакустических измерений использовался скважинный геофон типа МАГ-3С с датчиками на основе магнитоупругих сенсоров, разработанный в ИФЗ АН СССР. Датчики указанного типа оказались весьма чувствительными к внешнему ЭМИ техногенного происхождения, что было хорошо видно при работе с ними в лабораторных условиях. Однако при

измерениях в скважине, когда геофон находится в заполненной водой и обсаженной стальными толстостенными трубами скважине на глубине 700 – 1000 м, непосредственное влияние внешнего ЭМИ на датчики геофона было практически исключено. Это подтверждается представленными выше результатами измерений. Начиная с сентября 2009 г. для геоакустических измерений на Петропавловск–Камчатском полигоне используются пьезокерамические датчики, чувствительность которых к непосредственному воздействию ЭМИ очень низка (порядка -110 дБ). В том числе, это обеспечивается размещением датчиков в толстостенном стальном корпусе, а также использованием в геофонах специальных инструментальных усилителей с коэффициентом подавления синфазных электрических помех порядка -110 дБ. В этом случае даже при работе в лаборатории было трудно выявить влияние внешнего ЭМИ. При измерениях в глубоких скважинах такое влияние исключается практически полностью.

*Особенности ЭМИ в зоне скважины Г-1.* Рассмотрим более детально параметры внешнего электромагнитного излучения в диапазоне частот от первых единиц Гц до 1000 Гц, воздействующего на геосреду в зоне скважины Г-1. Детальные электромагнитные измерения с подземной вертикальной электрической антенной показывают, что основная часть спектра ЭМИ, регистрируемого в районе скважины Г-1, сосредоточена в полосе до 200 Гц, которая включает в себя компоненту с частотой промышленной сети 50 Гц, а также ее третью гармонику 150 Гц и субгармоники (рисунок 3.11). Такой характер спектра ЭМИ связан с расположением скважины Г-1 в черте города на небольшом удалении от различных источников и потребителей промышленной электроэнергии, в том числе, на удалении 500 м от подстанции электросети 110 кВ, 50 Гц.



**Рисунок 3.11.** Спектры ЭМИ, характерные для скважины Г-1 в дневное и ночное время суток.

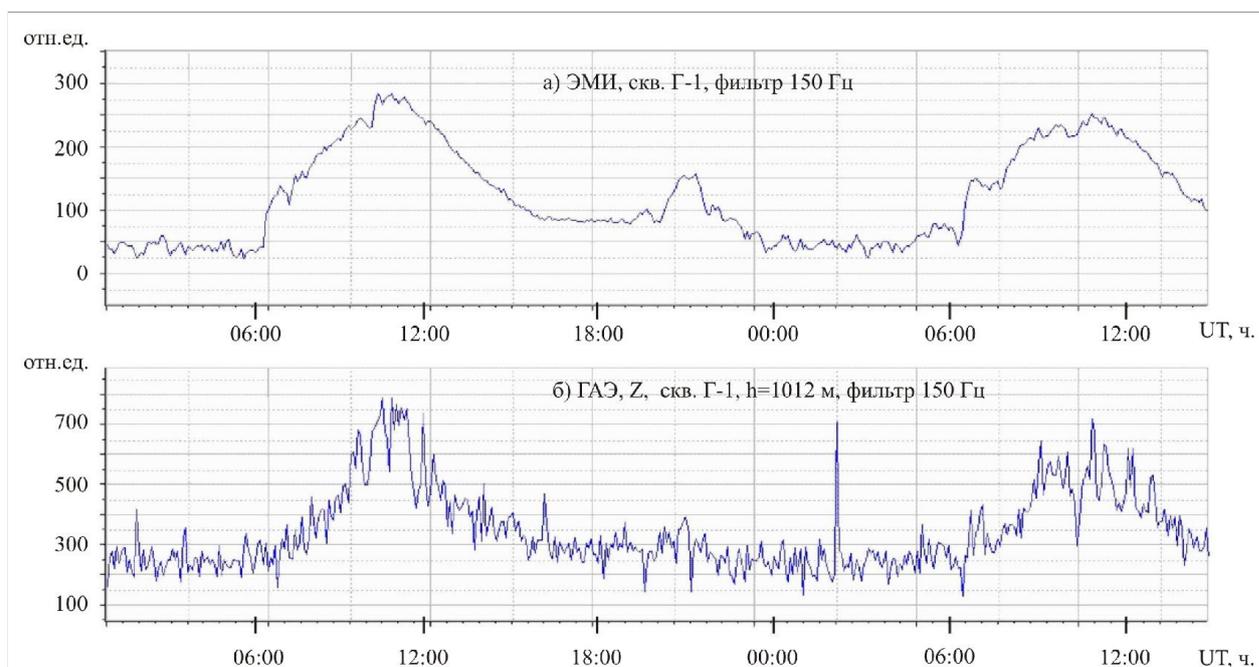
В такой ситуации характер и уровень сигналов, регистрируемых подземной электрической антенной, может быть связан с электромагнитным воздействием двух типов: во-первых, с токами утечки из электрических сетей, а во-вторых, с влиянием электромагнитных полей, создаваемых различными близкими и удаленными источниками ЭМИ.

Компоненты 50 Гц и 150 Гц (рисунок 3.11) имеют вид узкополосных пиков, небольшая размытость которых обусловлена флуктуациями частоты. Широкополосные пьедесталы в основаниях пиков обязаны своим происхождением флуктуациям амплитуды, а также корреляции между флуктуациями амплитуды и частоты [Малахов, 1968]. В спектре ЭМИ диапазона 200 – 1000 Гц четко выделяются две составляющие: фоновая составляющая, спектральная плотность которой незначительно меняется во всем указанном частотном диапазоне, и узкополосные компоненты, связанные, в основном, с гармониками 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 в сравнении со светлым временем суток (см. рисунок 3.11).

Считается, что основной причиной появления гармонических составляющих в спектре ЭМИ промышленной электросети является оборудование с нелинейной вольт - амперной характеристикой, в том числе, часть бытовой электронной техники и, особенно, газоразрядные и люминесцентные лампы, для которых коэффициент третьей гармоники тока может достигать очень больших значений [Колломбет, Люпен, Шонек, 2008]. Исходя из этого, основная причина увеличения амплитуды компоненты 150 Гц в спектре ЭМИ в темное время суток может быть связана с включением люминесцентных ламп, обеспечивающих освещение прилегающих к району скважины Г-1 улиц и дорог. Кроме этого к увеличению амплитуды компоненты 150 Гц может приводить перенасыщение сердечников трансформаторов подстанции ЛЭП вследствие увеличения токовой нагрузки в темное время суток. Можно отметить тот факт, что увеличение амплитуды в темное время суток характерно лишь для третьей гармоники частоты 50 Гц. Стабильное и значительное повышение амплитуды компоненты 150 Гц в спектре ЭМИ в темное время суток приводит к четко выраженным суточным вариациям уровня ЭМИ на частотах, близких к 150 Гц.

Анализ данных одновременных геоакустических и электромагнитных измерений в скважине Г-1 показывает, что суточные вариации среднеквадратических значений ЭМИ и ГАЭ в частотной полосе 150 Гц  $\pm 20$  Гц имеют высокую степень корреляции (рисунок 3.12а, б). Согласно результатам многолетних измерений на скважине Г-1 коэффициент корреляции  $\rho$  для временных рядов среднеквадратических значений ЭМИ и ГАЭ на асейсмичных интервалах может достигать значений порядка  $\rho=0.80\div 0.99$  [Гаврилов, 2007].

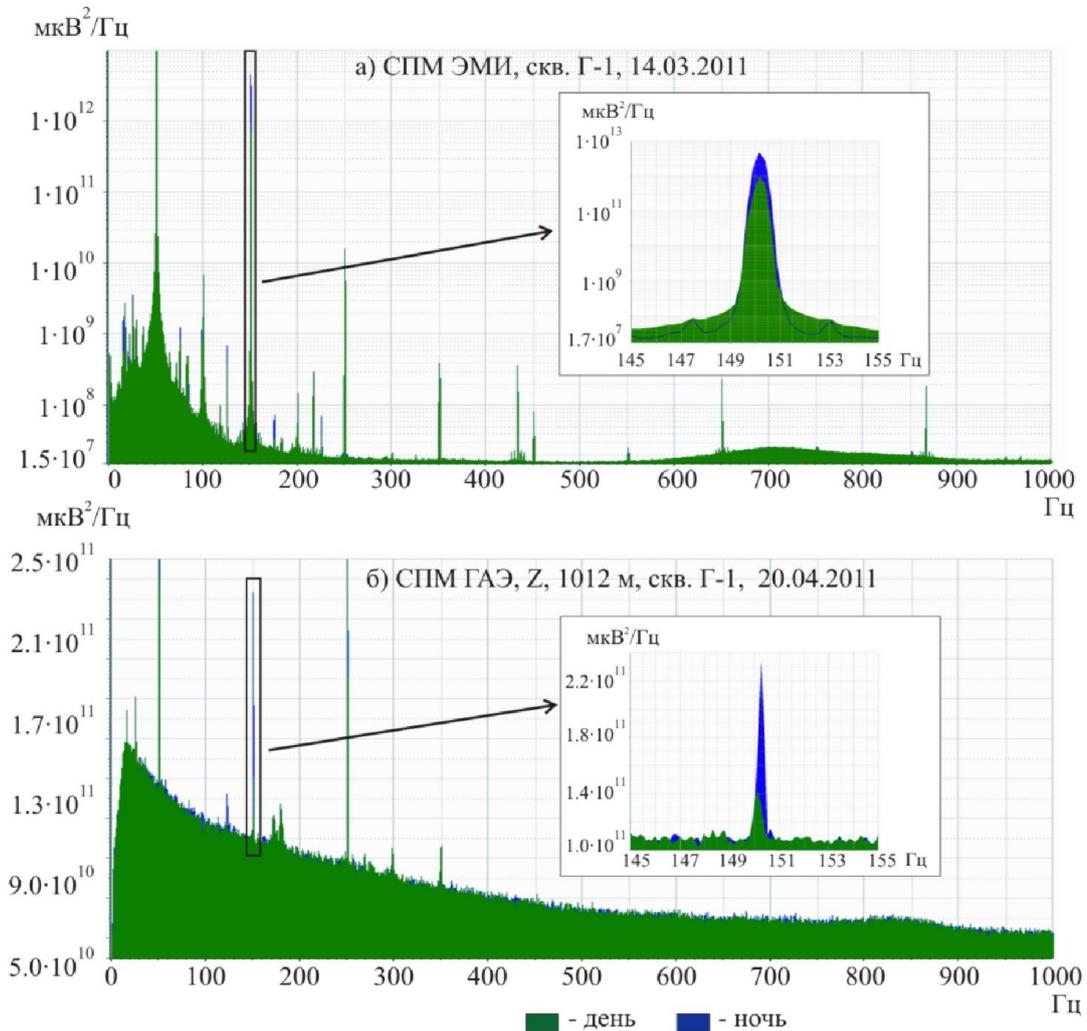


**Рисунок 3.12.** Графики вариаций СКЗ ЭМИ и ГАЭ (глубина 1012 м), характерные для скважины Г-1: (а) - суточные вариации СКЗ ЭМИ при фильтрации третьоктавным фильтром с центральной частотой 150 Гц; (б) - суточные вариации СКЗ ГАЭ (вертикальная компонента) при фильтрации третьоктавным фильтром с центральной частотой 150 Гц. Интервал осреднения 5 мин. (Согласно [Гаврилов и др., 2014]). Время UT (-11 час в сравнении с местным временем).

Из данных, представленных на рисунке 3.13а, б, можно видеть, что указанным суточным вариациям ЭМИ и ГАЭ соответствуют значительные повышения амплитуд компоненты 150 Гц в спектрах ЭМИ и ГАЭ для темного времени суток.

Можно отметить, что спектры ГАЭ (см. рисунок 3.13б) значительно отличаются от спектров ЭМИ, прежде всего, наличием хорошо выраженной флуктуационной составляющей спектра, спектральная плотность которой в диапазоне 20 – 600 Гц уменьшается с частотой по степенному закону. В спектрах ГАЭ также хорошо видны узкополосные компоненты на частоте 50 Гц, а также на частотах ее третьей, пятой и седьмой гармоник. При этом характер изменений амплитуд указанных гармоник в спектре ГАЭ при переходе от светлого к темному времени суток совпадает с характером изменений в спектре ЭМИ. Как уже было указано выше, стабильное повышение амплитуды компоненты 150 Гц в спектре

ГАЭ в темное время суток приводит к четко выраженным суточным вариациям уровня ГАЭ.



**Рисунок 3.13.** Спектры плотности мощности ЭМИ и ГАЭ (глубина 1012 м), характерные для скважины Г-1: (а) – спектры ЭМИ для разного времени суток, (б) - спектры ГАЭ (вертикальная компонента) для разного времени суток. (Согласно [Гаврилов и др., 2014]).

Далее рассмотрены особенности внешних электромагнитных излучений в зонах других измерительных скважин Петропавловск – Камчатского геодинамического полигона, а также проведено сравнение результатов одновременных геоакустических и электромагнитных измерений, полученных на разных скважинах в асейсмичные интервалы. Указанные измерения были

организованы по инициативе, под руководством и при непосредственном участии автора.

### 3.2.2. Результаты измерений на базе скважины Р-2

#### 3.2.2.1. Особенности электромагнитного излучения в зоне скважины Р-2

Для района скважины Р-2 (см. главу 2), расположенной в лесном массиве в 20 км от г. Петропавловск – Камчатского на значительном удалении от техногенных источников ЭМИ, спектр ЭМИ определяется, в основном, электромагнитным излучением *естественного происхождения*. Для электромагнитных измерений на скважине Р-2 использовались подземные электрические антенны двух типов: антенна, аналогичная по конструкции антенне на скважине Г-1, а также антенна типа «монополь» (см. главу 2).

Естественное электромагнитное поле (ЕЭМИ) сверхнизкочастотного (СНЧ) диапазона (0.01 – 1.0 кГц), регистрируемое на поверхности Земли, создается, в основном, атмосферно – электрическими разрядами. Поле имеет вид случайных по форме и по времени квазиколебательных импульсов (атмосфериков), следующих на фоне непрерывной флуктуационной составляющей. В общем виде ЕЭМИ можно представить как случайный процесс в виде

$$E(t) = \xi(t) + \zeta(t), \quad (3.1)$$

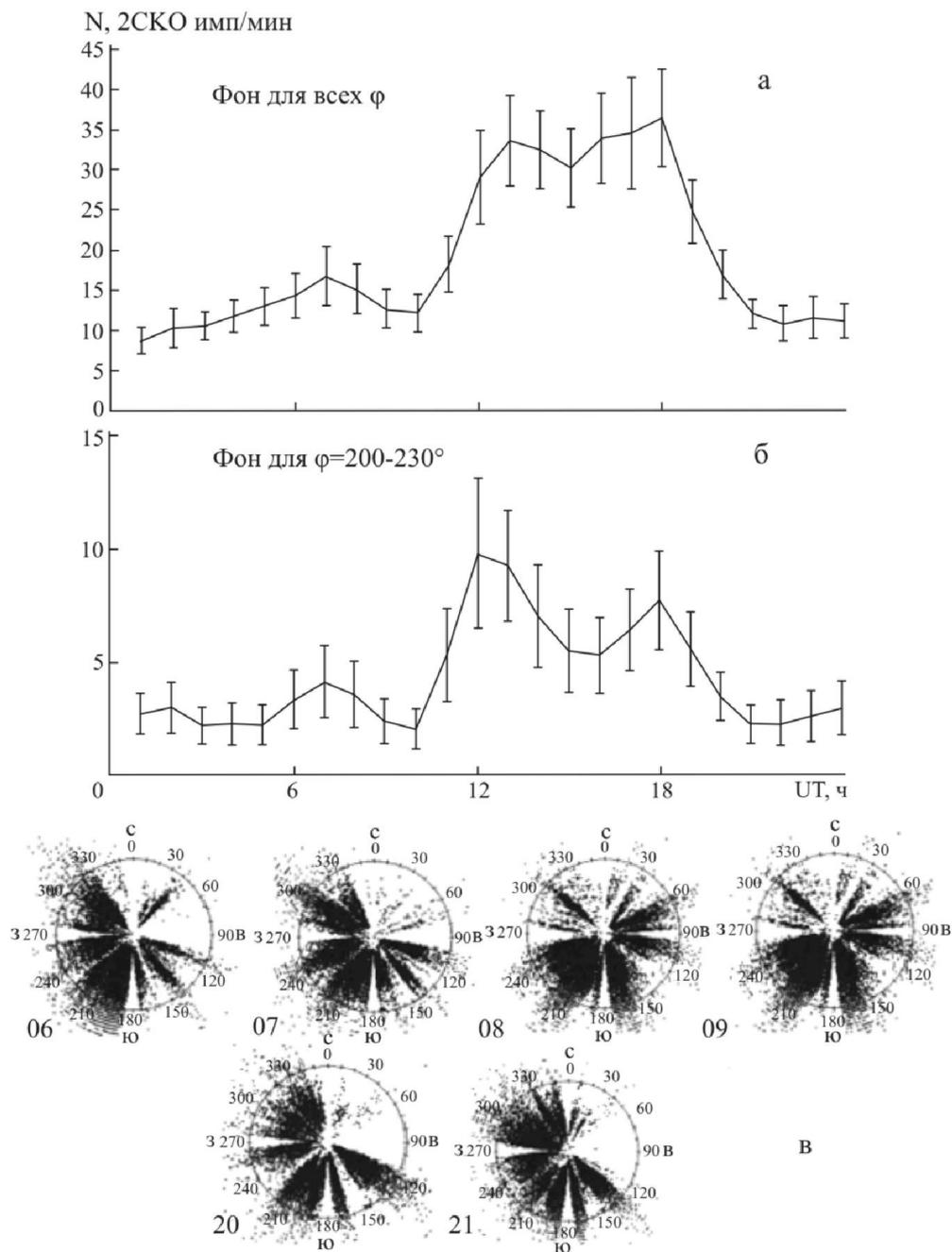
где  $\xi(t)$  – флуктуационная составляющая (ФС) – гауссов процесс с нулевым средним значением,  $\zeta(t)$  – импульсная составляющая (ИС) как совокупность импульсных процессов различных статистических классов [Ремизов, 1985].

Касаясь импульсной составляющей поля СНЧ диапазона можно отметить, что по своей форме импульсы в этом диапазоне представляют собой в подавляющем большинстве несимметричный квазиколебательный затухающий процесс, содержащий в основном не более трех квазиполупериодов [Lieberman, 1956; Белинский, Михайлова, 1961; Ремизов, 1985]. Наиболее вероятное значение

длительности импульсов – 10 мс. Аналогичные данные были получены и в ходе измерений с подземными электрическими антеннами на скважине Р-2.

Флуктуационная составляющая поля СНЧ диапазона представляет собой последовательность взаимно наложенных или близко следующих друг за другом импульсов (атмосфериков). Следует отметить, что в отличие от более высокочастотного ОНЧ диапазона (1 - 30 кГц), где основная энергия поля сосредоточена в потоке отдельных импульсов – атмосфериков, в СНЧ диапазоне флуктуационная и импульсная составляющие ЕЭМИ имеют соизмеримые интенсивности [Ремизов, 1985]. Для условий Камчатки указанное соотношение в еще большей степени смещается в сторону флуктуационной составляющей, что связано с крайне малым числом местных гроз и соответственно с очень небольшой величиной потока высокоамплитудных атмосфериков от близкорасположенных источников.

Согласно данным, приводимым в [Михайлов и др., 2006], фоновый уровень потока атмосфериков на Камчатке определяется источниками с преимущественным направлением в створе углов  $200^{\circ}$ - $230^{\circ}$ . На рисунке 3.14 представлены данные о среднесуточном распределении количества атмосфериков этого направления, зарегистрированных в пункте «Паратунка», расположенном в 48 км от скважины Р-2. Наиболее вероятным основным источником атмосфериков в этом случае являются мировые центры гроз, расположенные в районе Индонезии (расстояние около 7000 - 7500 км).



**Рисунок 3.14.** Средний фоновый уровень потока атмосфериков, пришедших в пункт регистрации со всех направлений (а), от источников с азимутами  $\varphi=200-230^\circ$  (б) и полярная диаграмма азимутов (в) в период 6-9, 20-21 августа 2002 г. Вертикальные отрезки – среднеквадратические отклонения (СКО). (Согласно [Михайлов и др., 2006]).

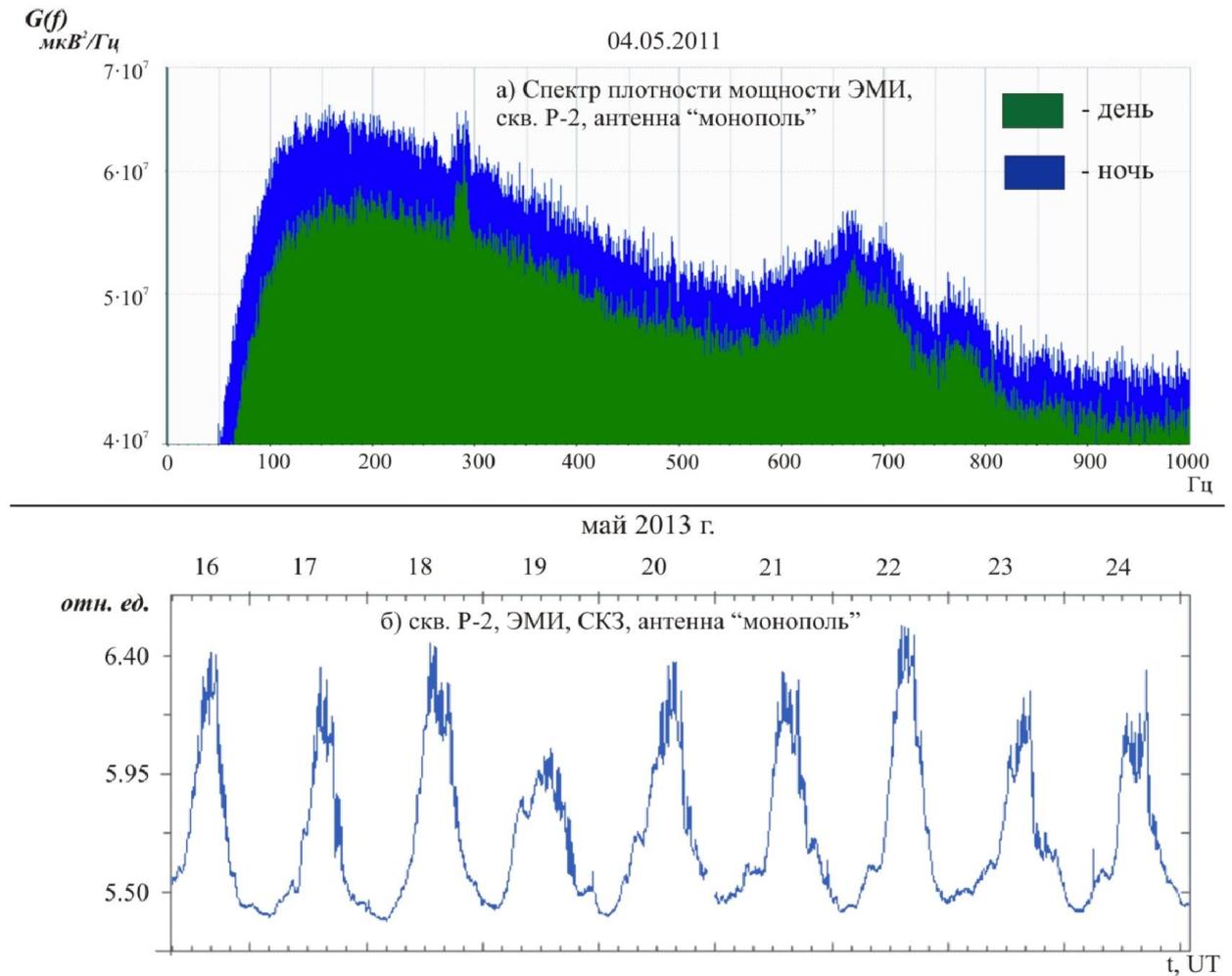
Уровень регистрируемого ЭМИ атмосферного происхождения в СНЧ диапазоне, как правило, имеет четко выраженный суточный ход с максимумом в темное время суток [Александров и др., 1972; Орлов, Азарнин, 1970; Ремизов,

1985], что связано с улучшением условий распространения СНЧ излучения в это время за счет увеличения высоты ионосферы.

Длинные трассы распространения за счет дисперсии радиоволн обуславливают значительную длительность СНЧ – атмосфериков [Белинский, Михайлова, 1961] и сглаживание их формы из-за затухания на более высоких частотах. В конечном итоге указанные факторы приводят к потере индивидуальной формы атмосфериков, их слиянию с непрерывным фоном, т.е. к увеличению интенсивности флуктуационной составляющей ЕЭМИ.

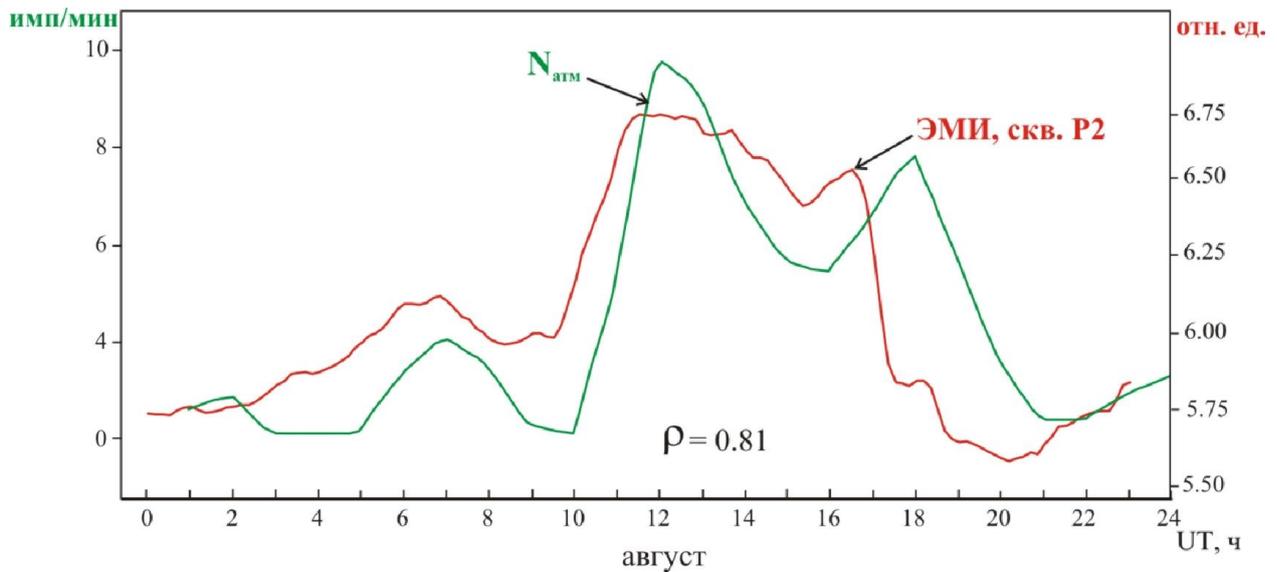
Данные, представленные на рисунке 3.15, иллюстрируют спектр ЕЭМИ, характерный для скважины Р-2 в светлое и темное время суток (рисунок 3.15а), а также типичные суточные вариации ЕЭМИ (рисунок 3.15б). Указанные данные получены по результатам широкополосных измерений с подземной электрической антенной типа «монополь» (см. главу 2).

Можно отметить, что сравнение спектров ЭМИ для скважин Р-2 (рисунок 3.15а) и Г-1 (рисунок 3.11) показывает, что на частотах выше 300 Гц, где влияние ЭМИ техногенного происхождения для района скважины Г-1 сравнительно невелико, спектры ЭМИ для скважин Р-2 и Г-1 очень близки по своему характеру (если не принимать во внимание гармоники частоты 50 Гц в спектре для скважины Г-1).



**Рисунок 3.15.** Спектры и широкополосные суточные вариации ЭМИ, характерные для скважины Р-2 в различное время суток.

На рисунке 3.16 график среднего фонового уровня потока атмосфериков, приходящих с направлений в створе углов  $200^0$ - $230^0$  (см. рисунок 3.14а), приведен в сравнении с обобщенным графиком суточных вариаций среднеквадратических значений ЕЭМИ для летнего времени в зоне скважины Р-2. Как указано выше, направление в створе углов  $200^0$ - $230^0$  является преимущественным направлением для потока атмосфериков на Камчатке. Основные источники атмосфериков этого направления связаны с процессами в мировых центрах гроз, расположенных в районе Индонезии (расстояние около 7000 - 7500 км). Обобщенный график суточных вариаций ЕЭМИ в зоне скважины Р-2 был получен методом наложения эпох по данным электромагнитных измерений на скважине Р-2 в летнее время.



**Рисунок 3.16.** Обобщенный график суточных вариаций среднеквадратических значений ЕЭМИ в зоне скважины Р-2 для летнего периода в сравнении с графиком среднего фоновго уровня потока атмосфериков, приходящих с направлений в створе углов  $200^{\circ}$ - $230^{\circ}$ .

Из представленных данных видна высокая степень коррелированности соответствующих рядов измерений. Это указывает на то, что электромагнитное излучение, регистрируемое подземной электрической антенной в зоне скважины Р-2, определяется, в основном, флуктуационной составляющей переменного электрического поля атмосферного происхождения СНЧ диапазона, основные источники которого расположены в районе Индонезии.

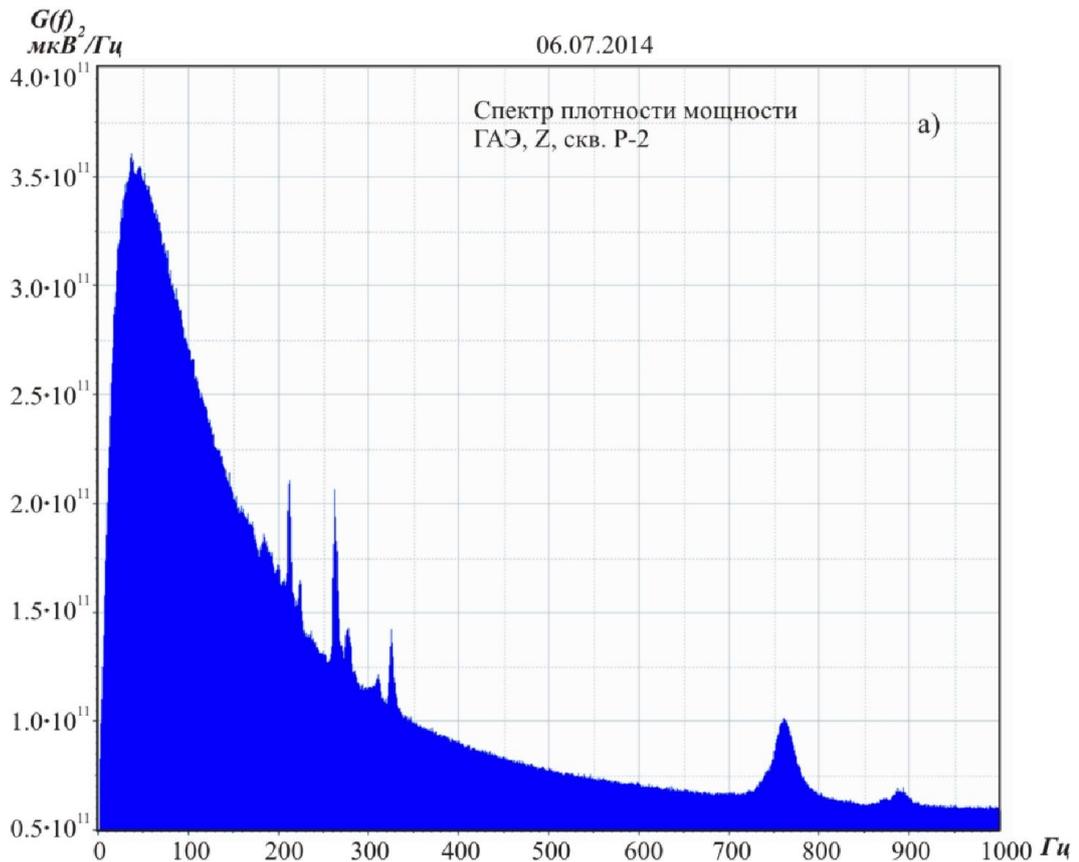
Из приводимых выше данных следует, что районы скважин Г-1 и Р-2 резко отличаются характерами воздействующих на геосреду ЭМИ: для скважины Г-1 электромагнитное излучение имеет, в основном, техногенное происхождение, в то время как для района скважины Р-2 источники ЭМИ имеют естественное (атмосферное) происхождение. Следствием этого являются значительно более низкие значения спектральной плотности ЭМИ для частоты 50 Гц и ее первых гармоник для района скважины Р-2 в сравнении с районом скважины Г-1.

Для привязки шкалы спектральной плотности ЭМИ при измерениях с подземными электрическими антеннами к абсолютным единицам использовались данные измерений, полученные Институтом космофизических исследований и распространения радиоволн (ИКИР) ДВО РАН на пункте «Карымшина»,

расположенном на расстоянии около 50 км от скважины Г-1 в районе с достаточно низким уровнем промышленных помех [Дружин, 2002].

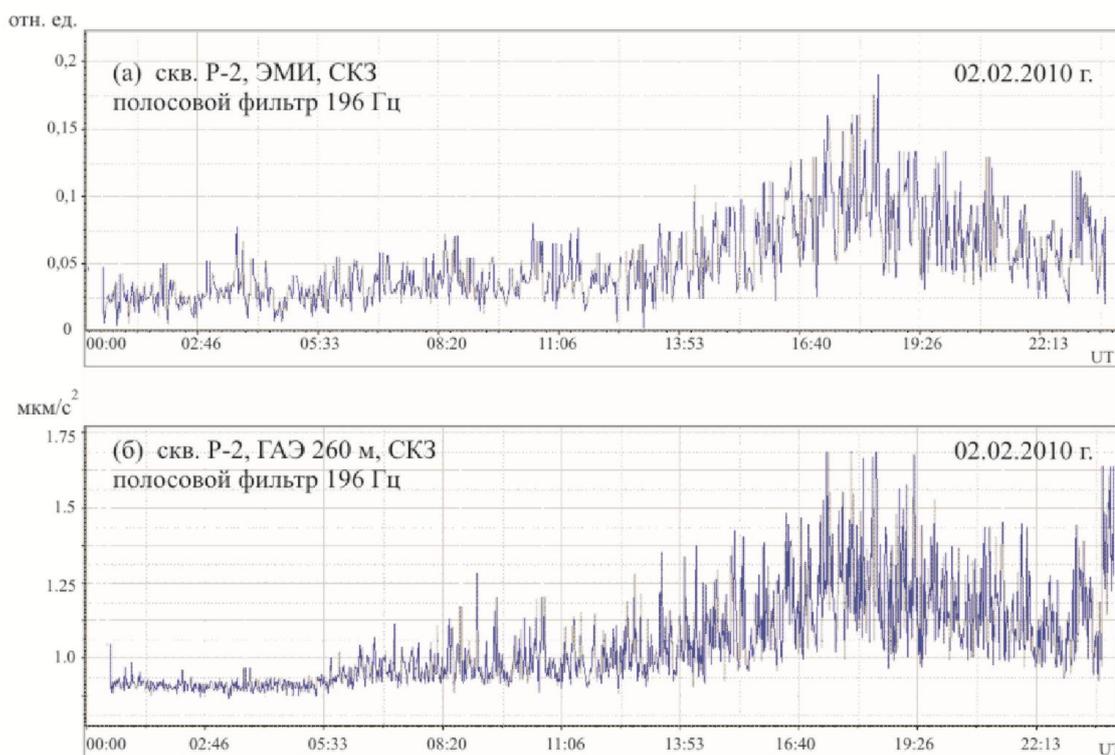
По данным измерений на пункте «Карымшина» спектральная плотность для частоты 400 Гц вертикальной компоненты ЕЭМИ и *светлого времени* суток оценивается величиной порядка  $15.0 \text{ мкВ/м}\cdot\text{Гц}^{0.5}$ . С учетом данных об амплитудах суточных вариаций ЕЭМИ для района скважины Р-2 (см. рисунок 3.15б) величина спектральной плотности ЕЭМИ для *темного времени* суток на поверхности земли может составлять около  $20.0 \text{ мкВ/м}\cdot\text{Гц}^{0.5}$ . Величина затухания электрической компоненты ЕЭМИ для частоты 150 Гц и условий средневлажной земли составляет примерно 9 дБ/км [Альперт и др., 1953]. С учетом этого максимальное значение спектральной плотности ЕЭМИ для темного времени суток при измерениях ГАЭ в скважине Р-2 на глубине 260 м можно оценить величиной порядка  $15.0 \text{ мкВ/м}\cdot\text{Гц}^{0.5}$ .

***Геоакустические измерения в скважине Р-2.*** На первом этапе (июль 2005 г. – июль 2010 г.) геоакустические измерения в скважине Р-2 проводились с использованием однокомпонентного (вертикальная компонента) геофона с пьезокерамическим датчиком типа А1612, установленного на глубине 260 м. Измерения при этом проводилась сеансами продолжительностью несколько суток использованием измерительного модуля Zet210 (см. главу 2), обеспечивающего широкополосную регистрацию волновых форм геоакустических сигналов. С ноября 2010 г. геоакустические измерения в скважине Р-2 стали проводиться в режиме непрерывного мониторинга с использованием трехкомпонентного геофона с датчиками типа А1612, установленного на глубине 730 м. Пример спектра плотности мощности ГАЭ, полученного по результатам измерений в скважине Р-2 на глубине 730 м, представлен на рисунок 3.17.



**Рисунок 3.17.** Пример спектра плотности мощности ГАЭ, полученного по результатам измерений в скважине Р-2 на глубине 730 м.

**Результаты одновременных электромагнитных и геоакустических измерений в скважине Р-2.** Пример результатов одновременных электромагнитных и геоакустических измерений в скважине Р-2 с установкой геофона на глубине 260 м приведен на рисунке 3.18. Приводимые на рисунке 3.18 данные в целях более высокого разрешения были получены при небольшом интервале осреднения, равным 5 с. Для электромагнитных измерений в этом случае применялась подземная электрическая антенна, аналогичная по конструкции антенне, используемой на скважине Г-1. Данные представленные на рисунке 3.18, были получены при цифровой полосовой фильтрации исходных широкополосных сигналов ЭМИ и ГАЭ фильтрами с центральной частотой 196 Гц. Указанная частота соответствовала максимумам спектральных плотностей ЭМИ и ГАЭ по результатам измерений в полосе 3 – 1000 Гц.



**Рисунок 3.18.** Пример суточных вариаций ЕЭМИ (а) и ГАЭ (б) по результатам измерений на скважине Р-2 на глубине 260 м. Интервал осреднения 5 с. Время UT (-12 ч по сравнению с местным временем). (Согласно [Гаврилов, Богомолов, Закупин, 2011]).

Коэффициент корреляции между рядами суточных вариаций ГАЭ и ЕЭМИ составил в этом случае величину  $\rho \approx 0.8$ . Таким образом, по результатам измерений на скважине Р-2, так же, как и при измерениях на скважине Г-1, были выявлены суточные вариации ГАЭ, которые могут быть интерпретированы как отклики на суточные вариации амплитуды напряженности внешнего ЭМИ (см. рисунок 3.19).

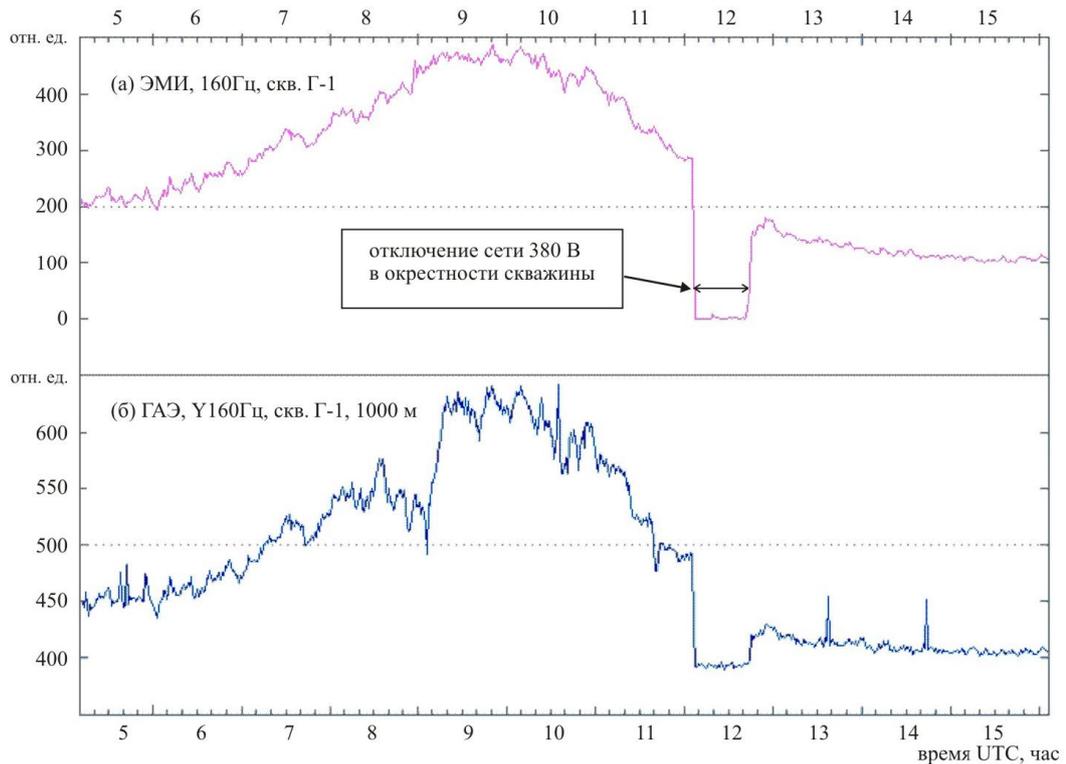
Между тем, сравнивая данные геоакустических и электромагнитных измерений на скважинах Г-1 и Р-2, нельзя не отметить, что отклики ГАЭ для скважины Р-2 имеют значительно большую дисперсию в сравнении с откликами для скважины Г-1. Такой результат можно объяснить, прежде всего, очень большой разницей в значениях спектральной плотности внешних электрических полей, действующих в зонах указанных скважин. Исходя из значений оценок спектральной плотности ЕЭМИ, полученных для условий геоакустических измерений на глубине 260 м в скважине Р-2, значение спектральной плотности

ЕЭМИ для условий измерений на глубине 1000 м в скважине Г-1 можно оценить величиной порядка  $20 \text{ мкВ/м}\cdot\text{Гц}^{0.5}$ . Рисунок 3.19 наглядно иллюстрирует разницу между «штатными» откликами ГАЭ на глубине 1012 м в скважине Г-1 и откликами ГАЭ, полученными в период аварийного отключения промышленной электросети в районе скважины Г-1.

На таких интервалах спектральная плотность ЭМИ в районе скважины определяется напряженностью электрического поля естественного происхождения, что вызывает резкое (почти на 49 дБ) уменьшение амплитуд откликов ГАЭ.

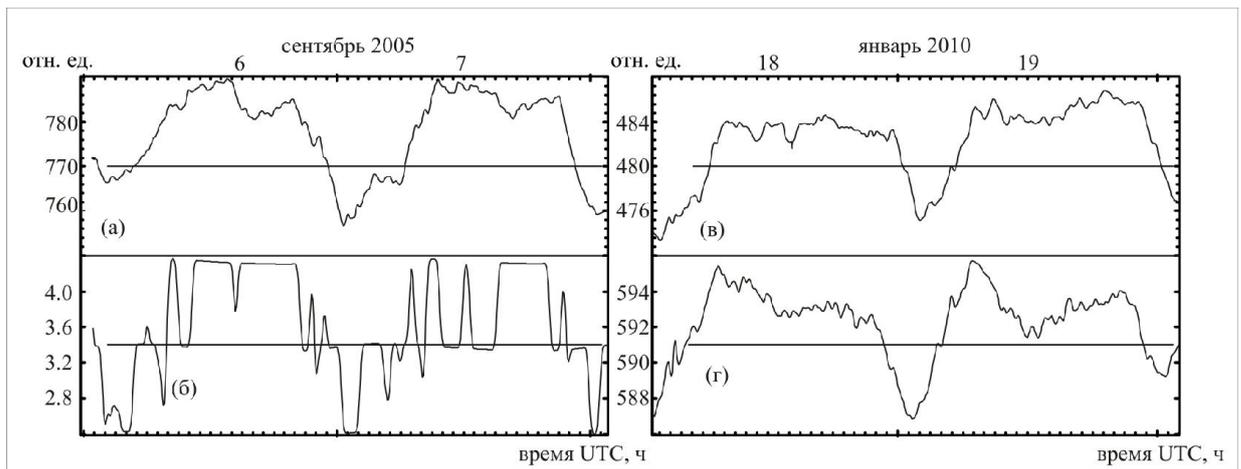
Учитывая низкие значения напряженности ЕЭМИ, воздействующего на геосреду в районе скважины Р-2, важным результатом представляется уже сам факт регистрации суточных вариаций ГАЭ, коррелируемых с вариациями ЕЭМИ при коэффициенте корреляции  $\rho \approx 0.8$  (см. рисунок 3.19). Однако, тщательный анализ рядов данных ГАЭ и ЭМИ, полученных при измерениях на скважинах Р-2 и К-33, позволяет сделать вывод, что при определенных условиях, связанных с параметрами геосреды, а также методами регистрации и обработки данных, стабильная регистрация откликов ГАЭ, обусловленных влиянием ЭМИ естественного происхождения, безусловно, возможна. (Как показывают результаты, приводимые в главах 4 и 5, качество откликов ГАЭ в значительной степени зависит от степени флюидонасыщенности геосреды).

21 апреля 2010 г.



**Рисунок 3.19.** Пример уменьшения амплитуды отклика ГАЭ на глубине 1012 м при снижении напряженности внешнего ЭМИ до напряженности электрического поля естественного происхождения. Уровень собственных шумов на выходе измерительного тракта ГАЭ не более 20 отн. ед.

На рисунке 3.20 представлены участки исходных рядов данных ГАЭ и ЭМИ, полученные при измерениях в сентябре 2005 г. и в январе 2010 г., для которых также была подтверждена связь откликов ГАЭ с воздействием ЭМИ естественного происхождения [Гаврилов и др., 2015]. Приводимые данные указывают на качественное согласование суточных вариаций рядов ЭМИ и ГАЭ. Для количественных оценок степени согласованности указанных вариаций временные ряды ГАЭ и ЭМИ были проанализированы в специализированном пакете программ WinABD [Дещеревский и др., 2015] на предмет согласованного изменения амплитуд и фаз суточных вариаций ГАЭ и ЭМИ.

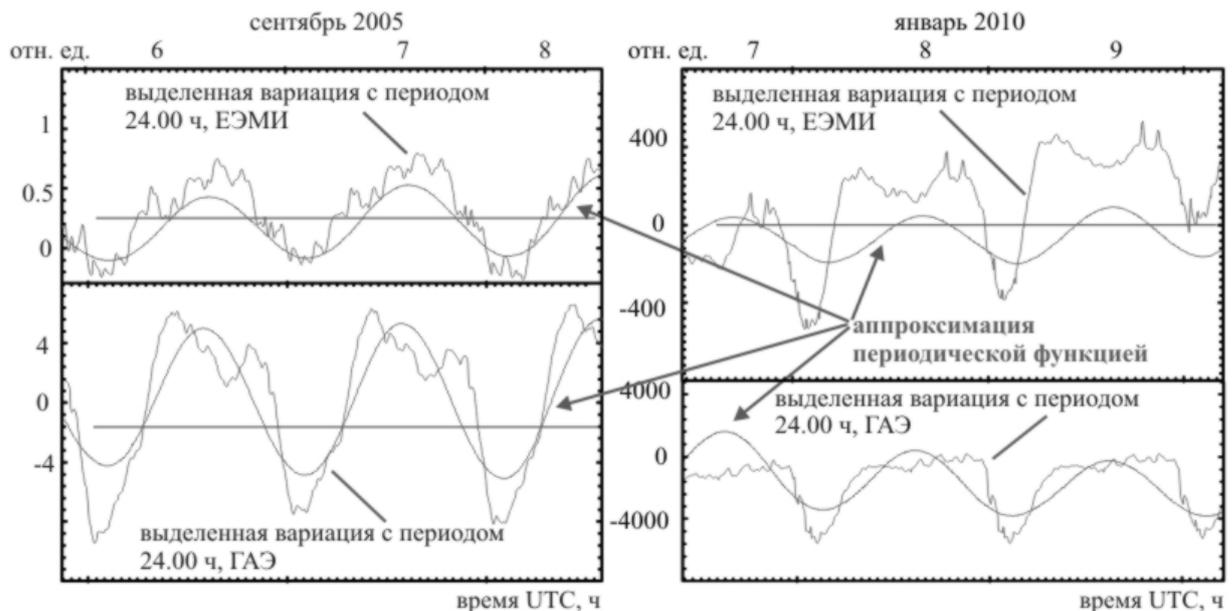


**Рисунок 3.20.** Примеры суточных вариаций ГАЭ и ЭМИ по результатам измерений на скважине Р-2 в 2005 и 2010 гг.: (а), (в) - суточные вариации среднеквадратических значений ЭМИ естественного происхождения в зоне скважины Р-2; (б), (г) - суточные вариации среднеквадратических значений ГАЭ в зоне скважины Р-2. Глубина установки геофона 260 м. Интервал осреднения 10 мин. (Согласно [Гаврилов и др., 2015]). Время UT (-13 ч по сравнению с местным временем).

Для оценки характеристик суточных вариаций ГАЭ и ЭМИ был использован метод наложения эпох в скользящем окне шириной 10 сут. Указанная ширина окна достаточна для уверенного выделения суточной вариации, представляющей собой строго периодическую функцию с периодом 24.00 ч [Дещеревский, Сидорин, 1999], и при этом позволяет отслеживать изменения амплитуды выделяемых суточных вариаций с достаточным разрешением по времени. Коэффициент корреляции, рассчитанный в скользящем окне для выделенных таким образом суточных вариаций ГАЭ и ЭМИ в течение указанных интервалов времени, варьирует в пределах 0.5 - 0.8.

Кроме этого, для выделенных из рядов ГАЭ и ЭЭМИ вариаций с периодом 24.00 ч в [Гаврилов и др., 2015] были проанализированы изменения фазы сигнала. Поскольку для периодических колебаний произвольной формы понятие фазы малоприменимо, изменения фазы в таких случаях обычно отслеживаются для аппроксимирующих синусоид с погрешностью, соответствующей погрешности аппроксимации. С этой целью суточные вариации ГАЭ и ЭМИ, выделенные в 10-суточном скользящем окне по модели [Дещеревский, Сидорин, 1999], были

аппроксимированы в скользящем окне той же ширины синусоидальной функцией с периодом 24.00 ч (рисунок 3.21). После этого вычислялась акрофаза минимума аппроксимирующей синусоиды. Значение акрофазы показывает, в какое время суток наблюдается минимум сигнала ГАЭ или ЭМИ (точнее, минимум синусоиды, аппроксимирующей этот сигнал). После вычисления акрофаз был проведен расчет разности акрофаз ГАЭ и ЭМИ. Полученный при этом ряд позволяет оценить степень рассогласования между временами минимумов обоих рядов и характер изменений рассогласования со временем. Анализ ряда показал, что в сентябре 2005 г. и в январе 2010 г. сдвиг фаз между сигналами ГАЭ и ЭМИ в среднем составил всего лишь 50-80 мин, что не превосходит погрешность расчета фазы.



**Рисунок 3.21.** Вариации с периодом 24.00 ч. для рядов измерений ГАЭ и ЭМИ на скважине Р-2 в 2005 и 2010 гг., аппроксимированные периодической функцией. (Согласно [Гаврилов и др., 2015]). Время UT (-13 ч по сравнению с местным временем в сентябре 2005, -12 ч по сравнению с местным временем в январе 2010).

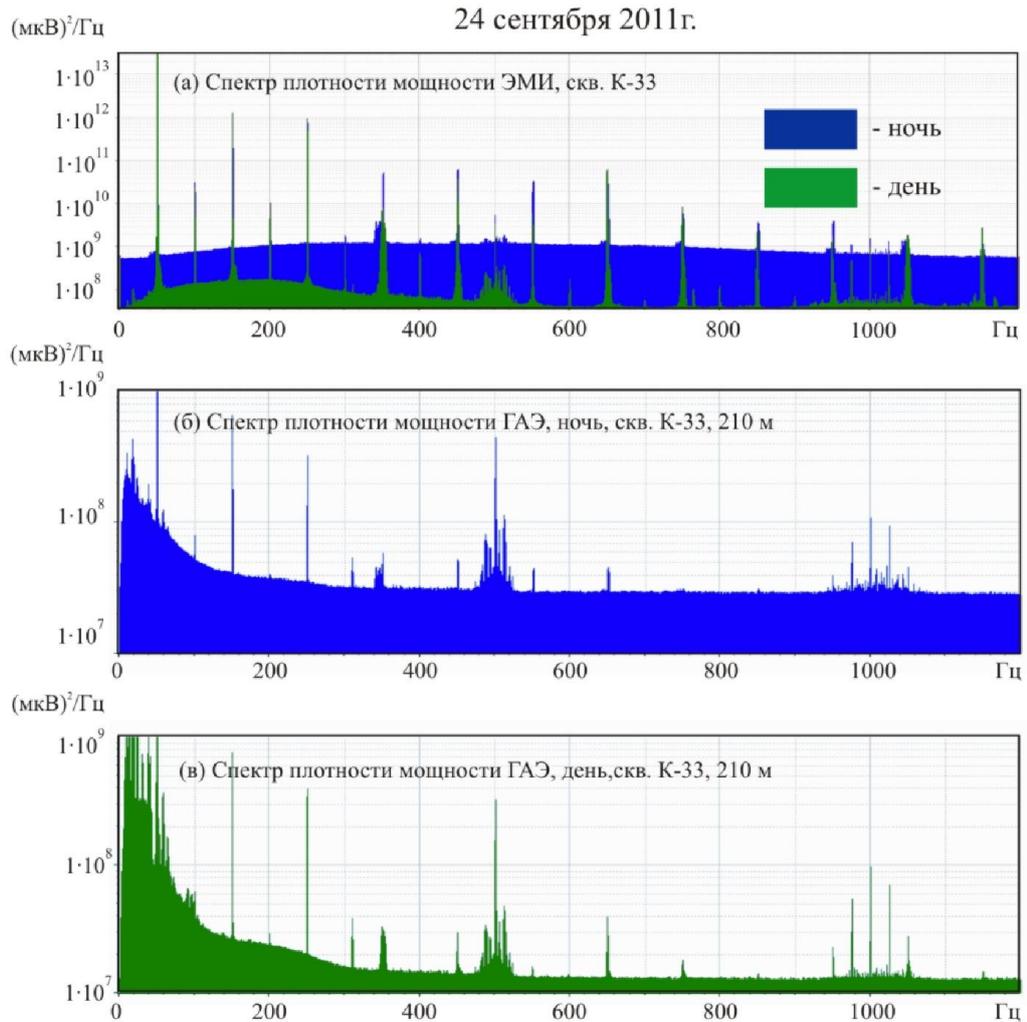
Таким образом, по результатам измерений на скважине Р-2 были зарегистрированы как минимум три временных интервала, на которых суточные вариации ГАЭ согласуются с вариациями ЭМИ естественного происхождения.

Эта согласованность количественно проявляется как в постоянстве величины отношения амплитуд суточных вариаций ГАЭ и ЭМИ естественного происхождения, так и в малых значениях разности акрофаз минимумов этих вариаций.

### 3.2.3. Результаты измерений на базе скважины К-33

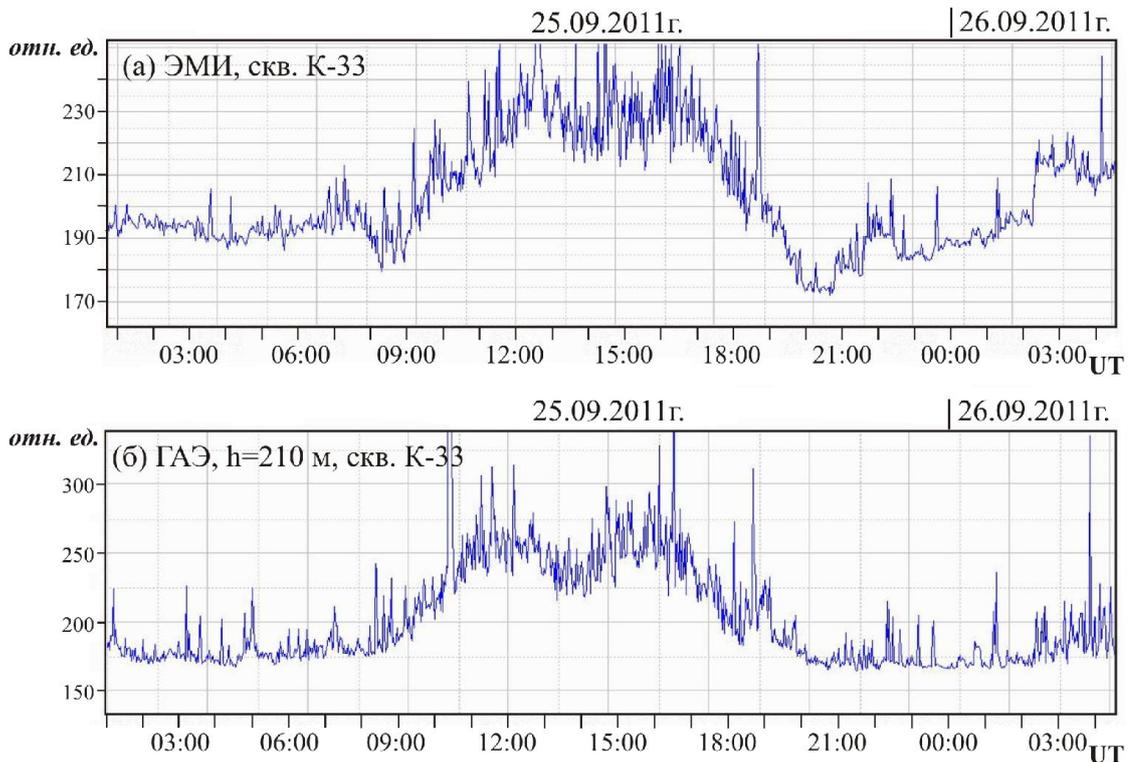
Геоакустические измерения на скважине К-33 проводились с применением гидрофона типа Г-61, установленного на глубине 210 м. Электромагнитные измерения осуществлялись с использованием подземной электрической антенны, основным элементом которой являлся погруженный в скважину коаксиальный кабель длиной около 300 м (см. главу 2).

Электромагнитная обстановка в районе скважины К-33 определяется сочетанием естественного и техногенного электромагнитных излучений [Гаврилов и др., 2014]. Спектр ЭМИ для скважины К-33 (рисунок 3.22а) четко разделяется на две составляющие: фоновую составляющую естественного происхождения, спектральная плотность которой незначительно меняется во всем рабочем частотном диапазоне, и составляющую техногенного происхождения с дискретными компонентами высокой амплитуды. Электромагнитное излучение техногенного происхождения 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 геоакустической эмиссии (рисунок 3.22б, в) в целом соответствует спектру электромагнитного излучения для зоны скважины К-33. 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.



**Рисунок 3.22.** Спектры плотности мощности ЭМИ (а) и ГАЭ (б, в), характерные для скважины К-33. (Согласно [Гаврилов, Пантелеев, Рябинин, 2014]).

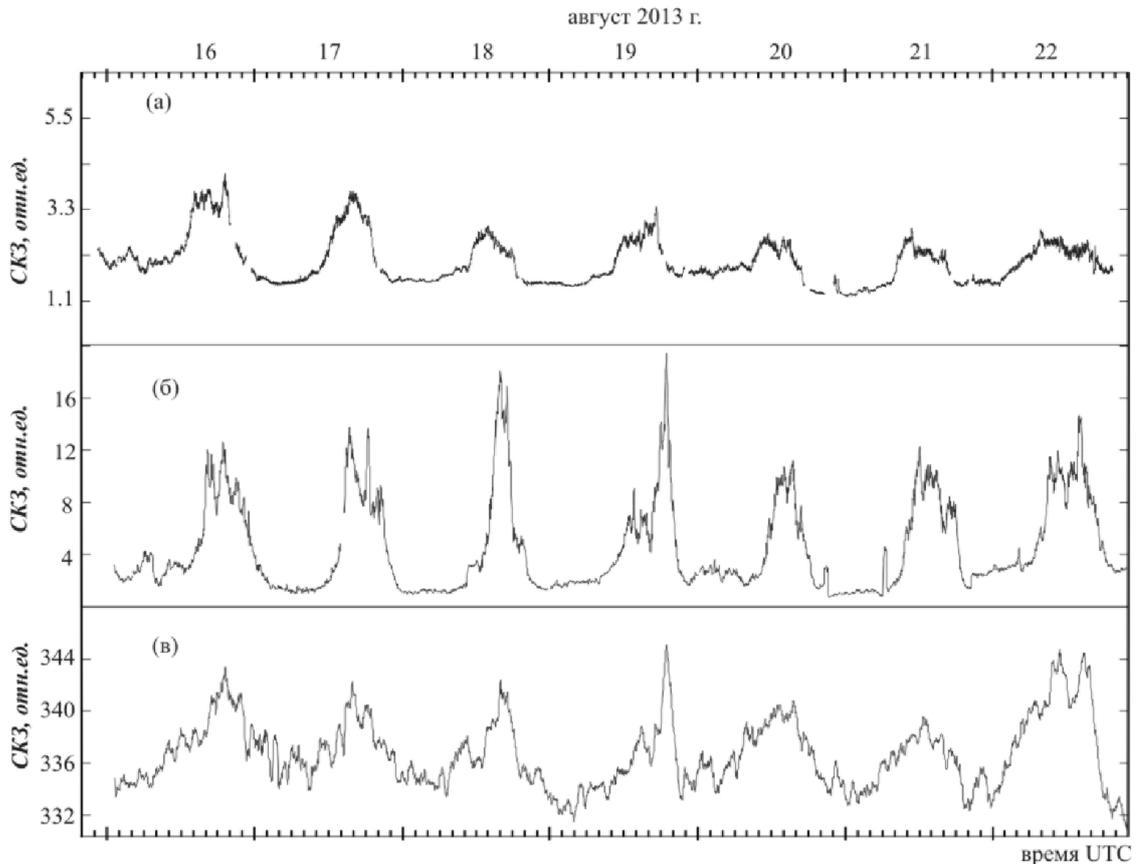
На рисунках 3.23а и 3.23б приведены примеры регистрации суточных вариаций среднеквадратических значений ЭМИ и ГАЭ, полученных после цифровой фильтрации исходных рядов данных ЭМИ и ГАЭ полосовыми фильтрами с центральной частотой 700 Гц. Выбор указанного участка спектра, расположенного между дискретными компонентами 650 Гц и 750 Гц (см. рисунок 3.22а), был обусловлен, прежде всего, стабильностью и достаточно высокой амплитудой суточных вариаций ЭМИ в этом диапазоне частот. Кроме этого, учитывалось, что в этой части спектра на результаты геоакустических измерений уже практически не сказывается влияние шумов, связанных с движением транспорта по близко расположенной дороге.



**Рисунок 3.23.** Графики суточных вариаций уровней ЭМИ и ГАЭ, характерные для скважины К-33: (а) вариации СКЗ ЭМИ после фильтрации полосовым фильтром с центральной частотой 700 Гц; (б) вариации СКЗ ГАЭ после фильтрации полосовым фильтром с центральной частотой 700 Гц. (Согласно [Gavrilov et al., 2013]). Время UT (-12 ч по сравнению с местным временем).

Отметим, что суточные вариации уровня ЭМИ в диапазоне 700 Гц в значительной степени связаны с источниками естественного происхождения. Это хорошо видно по характеру суточных вариаций спектра ЭМИ для этой части частотного диапазона, где спектральная плотность значительно выше для темного времени суток (см. рисунок 3.22а). Такому выводу соответствует и форма суточных вариаций СКЗ ЭМИ на интервале 14 ч – 20 ч UT (см. рисунок 3.23а).

Геоакустические и электромагнитные измерения на скважине К-33 в периоды отключений ЛЭП, проходящей в 300 м от скважины, позволили получить уверенные и стабильные отклики ГАЭ на воздействие ЭМИ естественного происхождения. На рисунке 3.24 отклики ГАЭ (рисунок 3.24в) приводятся в сравнении с данными широкополосных измерений ЭМИ естественного происхождения в зоне скважины Р-2 (рисунок 3.24а) и суточными вариациями ЭМИ в зоне скважины К-33 (рисунок 3.24б).



**Рисунок 3.24** Результаты геоакустических измерений в скважине К-33 в сравнении с данными одновременных электромагнитных измерений в зоне скважин Р-2 и К-33:

(а) - изменения среднеквадратических значений ЭМИ естественного происхождения по данным широкополосных измерений в зоне скважины Р-2; (б) - изменения среднеквадратических значений ЭМИ по данным измерений в зоне скважины К-33 в период отключения ЛЭП, фильтрация полосовым фильтром с центральной частотой 700 Гц; (в) – изменения среднеквадратических значений ГАЭ по данным измерений в зоне скважины К-33 в период отключения ЛЭП, фильтрация полосовым фильтром с центральной частотой 700 Гц. (Согласно [Гаврилов и др., 2015]). Время UT (-12 ч по сравнению с местным временем).

Данные электромагнитных и геоакустических измерений на скважине К-33, приводимые на рисунках 3.24б и 3.24в были получены путем фильтрации исходных широкополосных сигналов ЭМИ и ГАЭ полосовыми фильтрами с центральной частотой 700 Гц. Из приводимых на рисунке 3.24 данных следует, что суточные вариации ГАЭ в диапазоне 700 Гц связаны с вариациями ЭМИ естественного происхождения.

Представленные выше данные синхронных электромагнитных и геоакустических измерений на скважине К-33, подтверждают выводы, сделанные по результатам измерений на скважинах Г-1 и Р-2, указывающие на коррелированность вариаций среднеквадратических значений ЭМИ и ГАЭ на асейсмичных интервалах. Можно отметить, что аналогичные результаты, были получены также и по данным измерений на скважине Е-1.

Таким образом, данные, полученные при электромагнитных и геоакустических измерениях на скважинах Р-2 и К-33, показывают, что в случае размещения геофонов в скважинах возможна стабильная регистрация откликов ГАЭ на воздействие слабых электромагнитных полей естественного происхождения СНЧ диапазона частот. Необходимо отметить важное прикладное значение такого результата, указывающего на принципиальную возможность использования естественных электромагнитных полей СНЧ диапазона частот в качестве стабильных источников электромагнитного излучения в системах мониторинга напряженно – деформированного состояния геосреды (см. главу 5).

#### **3.2.4. Проявление эффекта модулирующего воздействия внешнего электромагнитного излучения на интенсивность геоакустической эмиссии в экспериментах с образцами горных пород**

Для исследования возможных физических причин периодических вариаций уровня ГАЭ были привлечены результаты лабораторных экспериментов на образцах горных пород по изучению акустоэмиссионных откликов на электромагнитное воздействие. Сопоставление результатов таких экспериментов с данными натурных геоакустических и электромагнитных измерений на качественном уровне говорит в пользу гипотезы о модулирующем воздействии ЭМИ на уровень ГАЭ для реальной геосреды [Гаврилов, Богомолов, Закупин, 2011]. Однако при этом нельзя не учитывать значительную разницу в значениях напряженностей воздействующих электрических полей при натурных скважинных измерениях и в случае лабораторных экспериментов. Так

приводимые выше оценки спектральных плотностей ЭМИ в районах скважин Г-1 и Р-2, показывают, что для глубин установки геофонов максимальная напряженность воздействующего электрического поля в рабочих диапазонах частот составляет порядка 1 мВ/м, что на пять-шесть порядков ниже напряженности электрического поля, воздействующего на образцы при проведении лабораторных экспериментов.

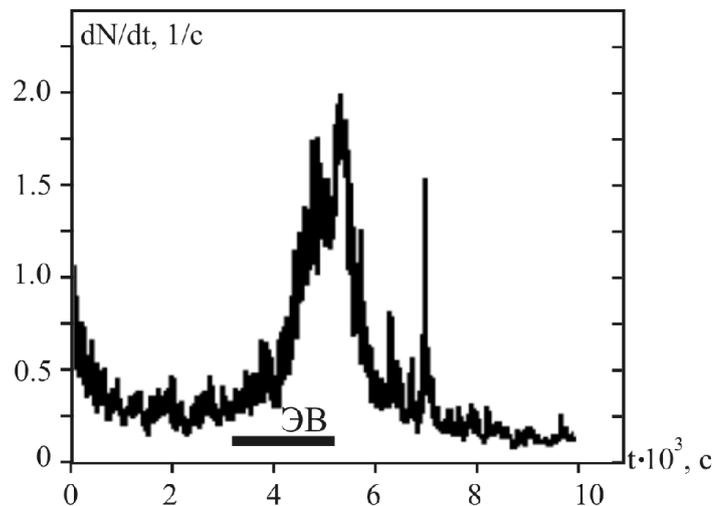
Также возникает ряд других вопросов, относящихся к реакции горных пород на воздействие электромагнитного излучения в условиях их естественного залегания и при лабораторных экспериментах, в первую очередь, касающихся связи характеристик откликов с изменением напряженно-деформированного состояния геосреды. Значительная часть указанных вопросов рассмотрена в [Гаврилов, Богомолов, Закупин, 2011].

#### **3.2.4.1. Основные результаты лабораторных экспериментов с образцами горных пород**

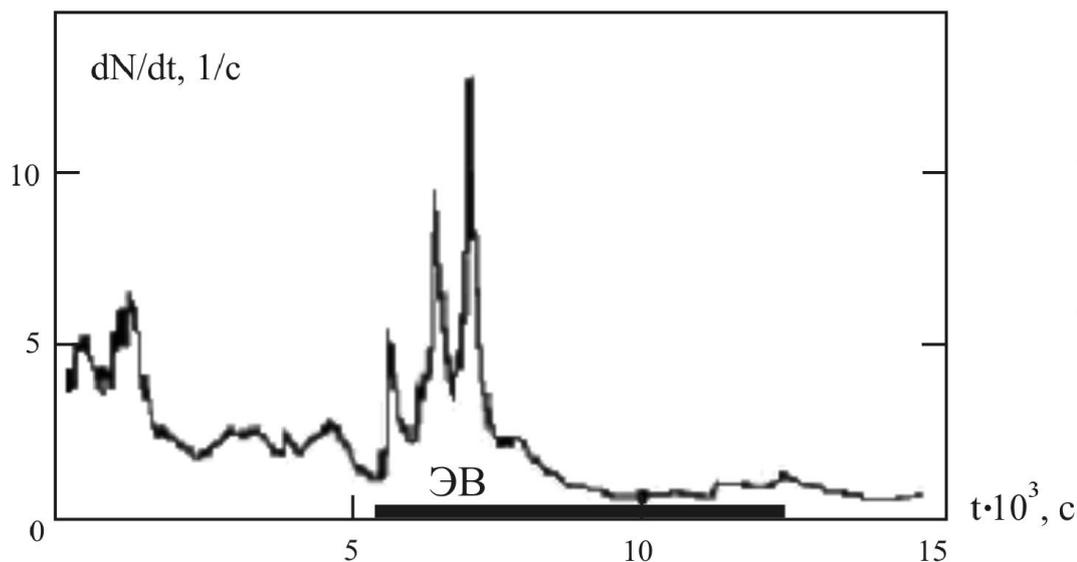
В первых экспериментах по исследованию электромагнитного воздействия на образцы горных пород использовались образцы, содержащие “пьезоэлектрические” (кварцевый песок) и “непьезоэлектрические” (песок из диабазы) добавки к цементу [Соболев, Пономарев, 2003]. Электромагнитное воздействие осуществлялось двуполярными прямоугольными импульсами с частотой 250 Гц и 2.5 кГц с амплитудами 20 В. По результатам серии таких экспериментов была установлена тенденция увеличения (порядка 1%) уровня акустоэмиссионной активности при электромагнитном воздействии на нагруженные образцы. Значительный объем экспериментов с образцами горных пород был проведен в 2002 – 2008 гг. Научной станцией РАН в г. Бишкеке (НС РАН). Образцы подвергались одноосному сжатию с помощью пружинной реологической установки УДИ с максимальной сжимающей нагрузкой 100 т [Ставрогин, Протосеня, 1985] и реологического стенда с длинноходовой пружиной, обеспечивающего усилие сжатия до 20 т. Электромагнитное

воздействие на образцы осуществлялось через электроды, прижатые к боковым граням образца. В экспериментах, результаты которых представлены ниже, в качестве источников электромагнитного воздействия использовались измерительные генераторы Г5-54 и Г6-28. В ходе экспериментов для различных образцов горных пород при различных величинах нагрузок оценивались соответствующие пороговые значения напряженности электрического поля, при которых начинает наблюдаться отклик на электромагнитное воздействие.

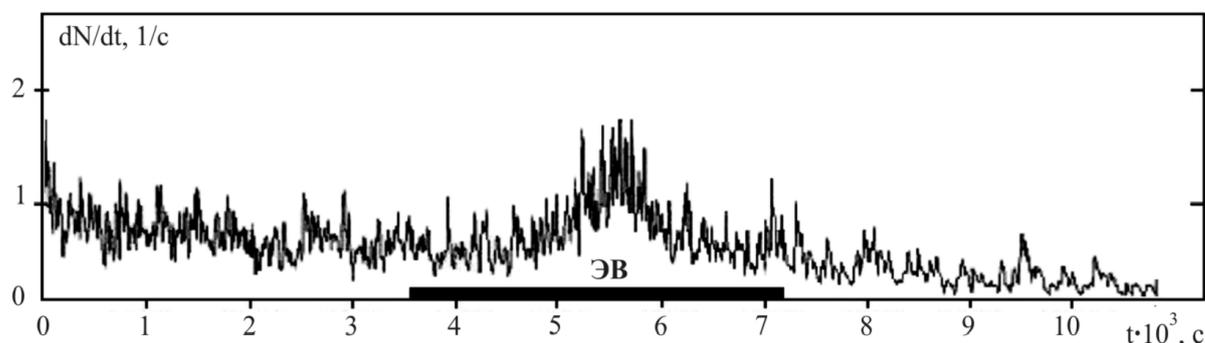
Типичные примеры результатов таких экспериментов (рисунки 3.25 – 3.27), показывают, что следствием электромагнитного воздействия является заметное повышение акустоэмиссионной активности образцов. Такой эффект на качественном уровне аналогичен эффекту повышения уровня ГАЭ в темное время суток вследствие увеличения в это время амплитуды напряженности сверхнизкочастотного электрического поля.



**Рисунок 3.25.** Отклик акустоэмиссионной активности образца габбро. N – число импульсов АЭ. Сжимающее усилие – 95% от разрушающего воздействия. Напряженность электрического поля  $E=400$  В/м, частота следования импульсов – 2.5 кГц, длительность – 20 мкс. Интервал воздействия электрическими импульсами (ЭВ) отмечен темной полосой.



**Рисунок 3.26.** Отклик акустоэмиссионной активности образца кварцита.  $N$  – число импульсов АЭ. Сжимающее усилие - 95% от разрушающего воздействия. Напряженность электрического поля  $E=400$  В/м. Частота следования импульсов – 2.5 кГц, длительность – 20 мкс. Интервал воздействия электрическими импульсами (ЭВ) отмечен темной полосой.



**Рисунок 3.27.** Изменение акустоэмиссионной активности образца гранодиорита при воздействии электрических импульсов.  $N$  – число импульсов АЭ. Сжимающее усилие - 91% от разрушающего воздействия. Частота следования импульсов – 2.2 кГц, длительность – 20 мкс, амплитуда 35 В, генератор Г-5-54. Интервал воздействия электрическими импульсами (ЭВ) отмечен темной полосой. [Закупин и др., 2007].

**Факторы, определяющие акустоэмиссионную чувствительность образцов горных пород к электромагнитному воздействию.** По результатам ранее проведенных экспериментов [Аладьев и др., 2003; Закупин и др., 2003; Bogomolov et. al., 2004; Гаврилов, Богомолов, 2008; Гаврилов и др., 2008] можно

сделать вывод, что пороговая величина электромагнитного воздействия, при которой наблюдается акустоэмиссионный отклик, определяется следующими тремя группами параметров:

- наличием пьезоэлектрических фракций и макронеоднородностей;
- степенью влагонасыщенности;
- относительным уровнем механической нагрузки на образец;
- параметрами электромагнитного воздействия: частотой следования импульсов, их полярностью (одно- или биполярные) и крутизной фронтов.

В таблице 3.1 представлены результаты некоторых экспериментов [Гаврилов, Богомолов, 2008; Гаврилов и др., 2008], позволяющие оценить роль перечисленных групп параметров на пороговое значение электромагнитного воздействия. Искусственное водонасыщение образцов позволяло снизить пороговое значения электромагнитного воздействия более чем в два раза. Так для обычных, “сухих” образцов гранитоидов при одноосных сжимающих нагрузках в диапазоне  $k=0.75-0.95$  от максимального уровня (разрушение образца данной серии), характерная пороговая напряженность электрического поля имеет величину порядка  $E \sim 500$  В/м. Для искусственно водонасыщенных образцов, изготовленных из модельного материала - керамики диоксида циркония - акустоэмиссионный отклик наблюдался при напряженности электрического поля  $E \sim 200-300$  В/м, что в 3-4 раза меньше по сравнению со случаем сухих образцов гранита и каменной соли. Для образцов пьезоэлектрических материалов отклики на такое же воздействие регистрировались в весьма широком диапазоне нагрузок - от 0.15 до 0.95 от уровня разрушения.

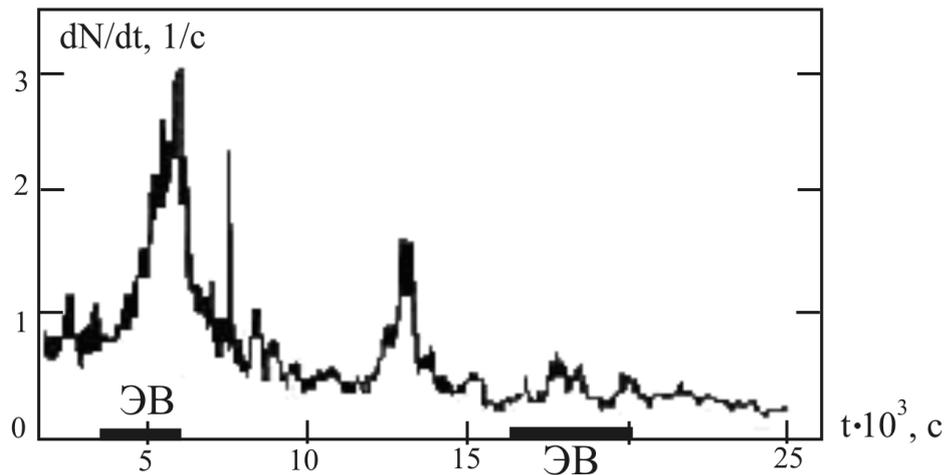
Таблица 3.1

Образец	Относительная нагрузка (k)	Режим электромагнитного воздействия	Пороговая напряженность электромагнитного воздействия, В/м
Сухие гранитоиды	0.75-0.95	Непрерывная последовательность импульсов с частотой 1-3 кГц, длительностью 5-50 мкс	500
Водонасыщенная керамика диоксида циркония	0.75-0.95	Непрерывная последовательность импульсов с частотой 1-3 кГц, длительностью 5-50 мкс	200
Кварцит	0.15-0.95	Непрерывная последовательность импульсов с частотой 1-3 кГц, длительностью 5-50 мкс	200
Сухие гранитоиды	0.75-0.95	Серии одиночных импульсов через 10-50 с, длительность каждого ~ 0.5 мс	~5000
Гранит мелкозернистый	0.97	Циклическое, с продолжительностью серий 2.5-3 мин и паузами между сериями 2.5-3 мин. Внутри серии воздействие осуществлялось непрерывной последовательностью импульсов с частотой 1-3 кГц и длительностью 5-50 мкс	50-100

Из результатов лабораторных экспериментов следует, что одним из важнейших параметров, определяющих степень акустоэмиссионной чувствительности образца к электромагнитному воздействию, является уровень его напряженно-деформированного состояния. При нагрузках близких к

разрушению не требовалось значительного уровня дополнительных внешних воздействий для того, чтобы происходило стимулированное выделение части энергии через акустическую эмиссию. Так при нагрузках 0.96-0.99 от уровня разрушения в сеансах с электрическими импульсами относительно небольшой амплитуды (30 В) отмечались отчетливые акустоэмиссионные отклики обычных сухих образцов гранита и габбро, не содержащих видимых неоднородностей и повреждений. В то же время в случаях экспериментов, данные которых представлены на рисунках 3.26 и 3.27, продолжительность акустического отклика образца горных пород была существенно меньше продолжительности электровоздействия. Как отмечено в [Закупин и др., 2003], отклики с указанной характерной особенностью типичны для умеренных механических нагрузок.

Высокая акустоэмиссионная чувствительность образцов к электромагнитному воздействию при околоразрушающих нагрузках проявлялась также в наличии откликов на повторное воздействие. Из приводимых на рисунке 3.28 данных видно, что при повторном электромагнитном воздействии на образец имеет место прирост уровня акустической эмиссии, хотя и существенно меньшей амплитуды, чем при первом воздействии. Между тем, для диапазона сжимающих нагрузок  $0.7 < k < 0.95$ , согласно [Закупин и др., 2003; Bogomolov et. al., 2004] в таких случаях было характерно либо полное пропадание откликов на повторные электромагнитные воздействия, либо их ослабление до уровня флуктуаций. Наименьшие значения пороговой напряженности электрического поля, полученные по результатам экспериментов, составили 50-100 В/м (см. таблицу 3.1) .



**Рисунок 3.28.** Пример акустоэмиссионных откликов образца габбро, находящегося при околоразрушающей нагрузке ( $k=0.97$ ). Частота следования импульсов – 2.0 кГц, длительность 20 мкс,  $E=400$  В/м. Интервалы воздействия электрическими импульсами (ЭВ) отмечены темной полосой.

Из результатов экспериментов на образцах горных пород, обобщенных в [Закупин, 2006], следует, что практически всегда акустоэмиссионный отклик достигает своих максимальных значений с достаточно большой задержкой по отношению к началу электромагнитного воздействия. При этом по результатам лабораторных экспериментов можно выделить следующие основные факторы, от которых зависит величина задержки акустоэмиссионных откликов на электромагнитное воздействие:

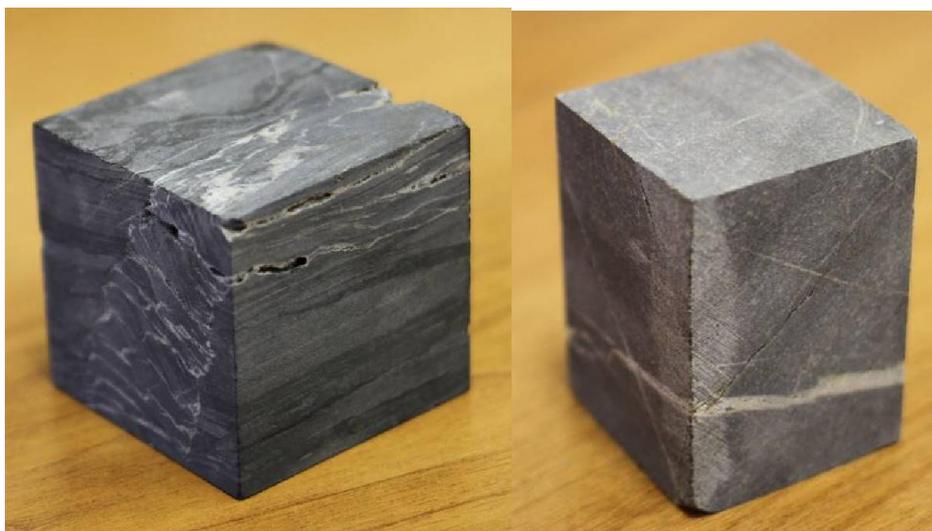
- степень трещиноватости образца, наличие в образце макро- и микронеоднородностей;
- наличие в образце пьезоэлектрических фракций;
- уровень сжимающих напряжений.

Для монолитных образцов наиболее характерными оказались задержки порядка 15-40 минут [Закупин и др., 2006]. На трещиноватых образцах наблюдались короткие задержки порядка 100 с. Наиболее короткие задержки наблюдались при сочетании в образце пьезоэлектрических фракций (образец кварцита) с изначальными макротрещинами. По результатам экспериментов была выявлена статистически значимая тенденция уменьшения величины задержки с увеличением величин сжимающих напряжений (несмотря на довольно

значительный разброс задержек даже для одной и той же серии образцов при одной и той же нагрузке).

Ряд лабораторных экспериментов, связанных с исследованием условий, требуемых для устойчивых откликов акустической эмиссии образцов пород на периодические (повторные) сеансы электромагнитного воздействия, был проведен по инициативе и с участием автора с образцами пород, преобладающих на глубине установки основного геофона в скважине Г-1 (порядка 1000 м). Для этой цели были отобраны образцы пород района горы Толстый мыс, представляющих согласно [Государственная ..., 2000], породы, которые скважина Г-1 пересекает на глубине около 1000 м. В целом сравнение результатов анализа шлифов из указанных образцов пород с результатами исследования кернового материала скважины Г-1 для глубин 734 - 1400 м показало их согласованность. Порода представляет собой метатуфаргиллит с микропрожилками кварца, мощность которых колеблется в пределах от долей миллиметра до 1.5 миллиметров, по отношению к сланцеватости наблюдается как согласное, так и секущее расположение прожилков. Из отобранных экземпляров пород были нарезаны призматические образцы с основанием 50x50 мм. ( $\pm 0.4$  мм.) и высотой от 50 до 70 миллиметров (рисунок 3.29). В каждом из образцов аргиллита выделяются одна-две крупные трещины или кварцевые прослойки, секущие образец насквозь.

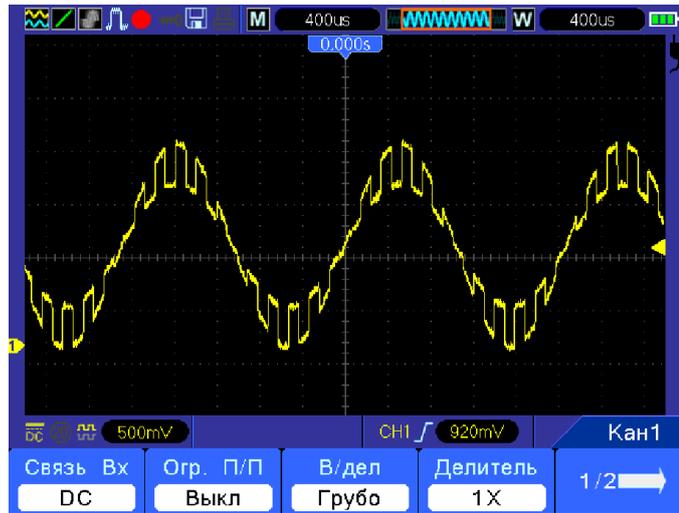
Перед проведением экспериментов все образцы аргиллита подвергались насыщению водным раствором хлорида натрия с концентрацией 12 г/л. Итоговая влажность образцов аргиллита составила 0.25%.



**Рисунок 3.29.** Подготовленные к испытаниям образцы аргиллита.

Кроме образцов аргиллита в экспериментах использовались также образцы гранитов месторождения Каинда (Киргизия), имевшие призматическую геометрию (80x40x20 мм) и пористость, не превышавшую 1.5%. Основные результаты экспериментов с указанными образцами приведены в [Пантелеев, Гаврилов, 2015]. Все работы, непосредственно связанные с проведением указанных экспериментов, организовывались и проводились к.ф.-м.н. И.А. Пантелеевым (Институт механики сплошных сред УрО РАН). Автор принимал участие в планировании экспериментов и анализе полученных результатов.

В ходе экспериментов образцы подвергались периодическому электрическому воздействию путем подачи на образец через графитовые электроды, прижатые к боковым поверхностям образца, специально сформированной импульсной последовательности (рисунок 3.30).

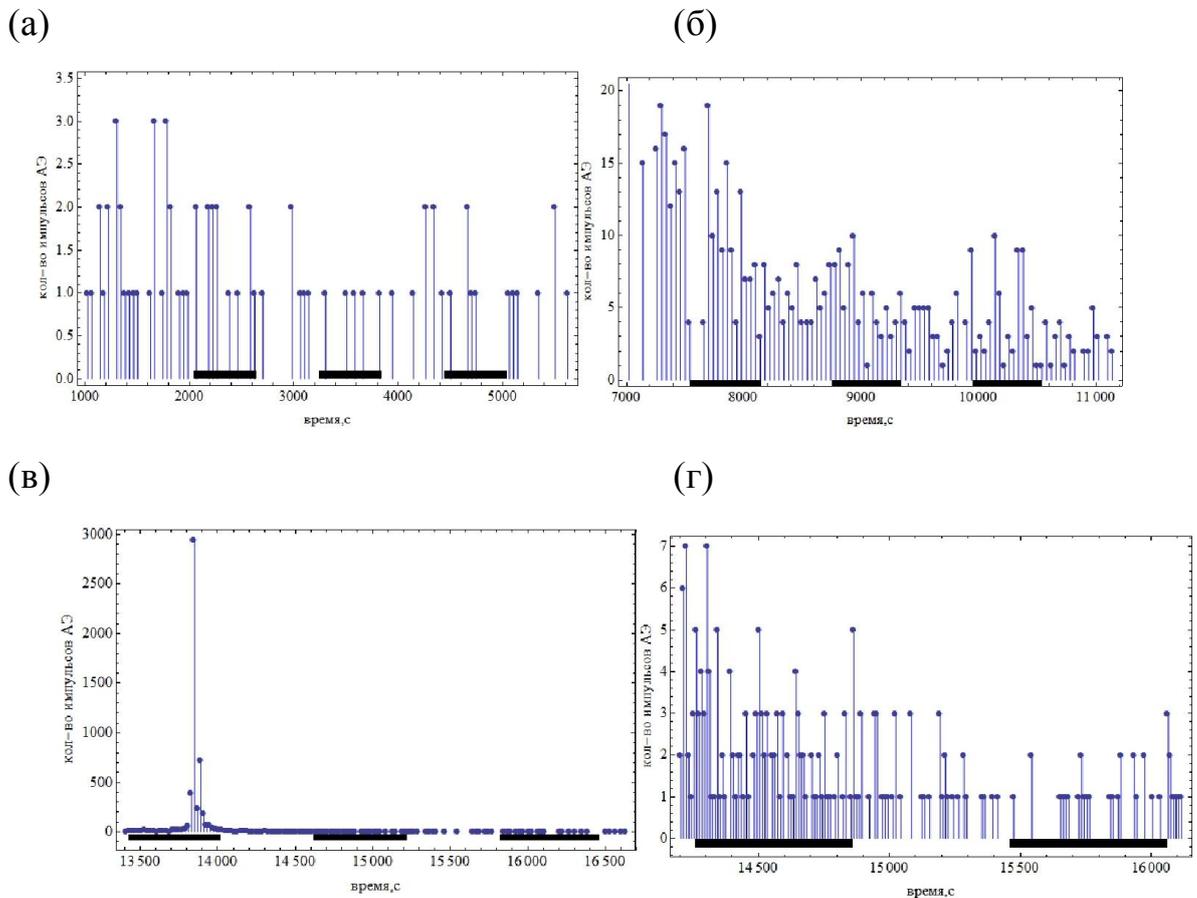


**Рисунок 3.30.** Осциллограмма сигнала, воздействующего на образец.

Параметры электрического воздействия: вид – двухчастотный сигнал положительной полярности, представляющий собой произведение синусоидального сигнала с частотой 480 Гц и амплитудой на выходе генератора 3 В от пика до пика, и прямоугольных импульсов с частотой следований 5.2 кГц и амплитудой 0.75 В от пика до пика, смещение итогового сигнала составило 840 мВ на выходе генератора. Амплитуда напряжения сигнала, подаваемого на графитовые электроды, составляла порядка 120 вольт. Воздействующий сигнал выбран двухчастотным в целях увеличения удельной электрической энергии, подводимой к образцу. Для реализации механической нагрузки была использована электромеханическая машина Shimadzu AGX-Plus с максимальным усилием 30 тонн. Испытания проводились по ступенчатой схеме. Каждый образец подвергался одноосному сжатию со скоростью деформирования 0.06 мм/мин до некоторого заданного усилия, при котором он выдерживался в течение 80 минут, после чего снова следовал участок активного сжатия до следующей ступени. На каждой ступени механической нагрузки после 20 минут выдержки для релаксации переходных процессов следовало три сеанса электровоздействия длительностью 10 минут и паузой между сеансами 10 минут.

**Результаты экспериментов с образцом аргиллита.** Для эксперимента с образцом аргиллита было предусмотрено три ступени с уровнями приложенной

нагрузки 5 т, 7 т и 9 т. Анализ зависимости акустоэмиссионной активности образцов от сеансов электровоздействия (рисунок 3.31) показывает, что:



**Рисунок 3.31.** Изменения акустоэмиссионной активности образца алевролита на первой (а), второй (б) и третьей (в) ступенях механической нагрузки. Рисунок (г) детально иллюстрирует изменения активности для второго и третьего сеансов электровоздействия третьей ступени. Интервалы электровоздействия отмечены темной полосой.

- при уровне первой ступени механической нагрузки (**5 т**) периодическое воздействие электрического поля на образец не вызвало изменений акустоэмиссионной активности (рисунок 3.31а);
- на второй ступени механической нагрузки (**7 т**) изменения акустоэмиссионной активности, вызванные первым сеансом электровоздействия, были соизмеримы с повышенным фоновым уровнем на этапе релаксации после пригрузки; второй и третий десятиминутные сеансы электровоздействия вызвали незначительный прирост акустоэмиссионной активности образца (рисунок 3.31б);

- на третьей ступени механической нагрузки ( $9\ m$ ) на первом сеансе электровоздействия произошел значительный рост акустоэмиссионной активности, после чего уровень активности снизился до фонового уровня (рисунок 3.31в, г).

Таким образом, как показывают полученные результаты, повторные сеансы электромагнитного воздействия на нагруженный образец аргиллита не вызывали устойчивых откликов акустической эмиссии. Такой результат, по мнению авторов [Пантелеев, Гаврилов, 2015] связан, прежде всего, с морфологией исследуемых образцов.

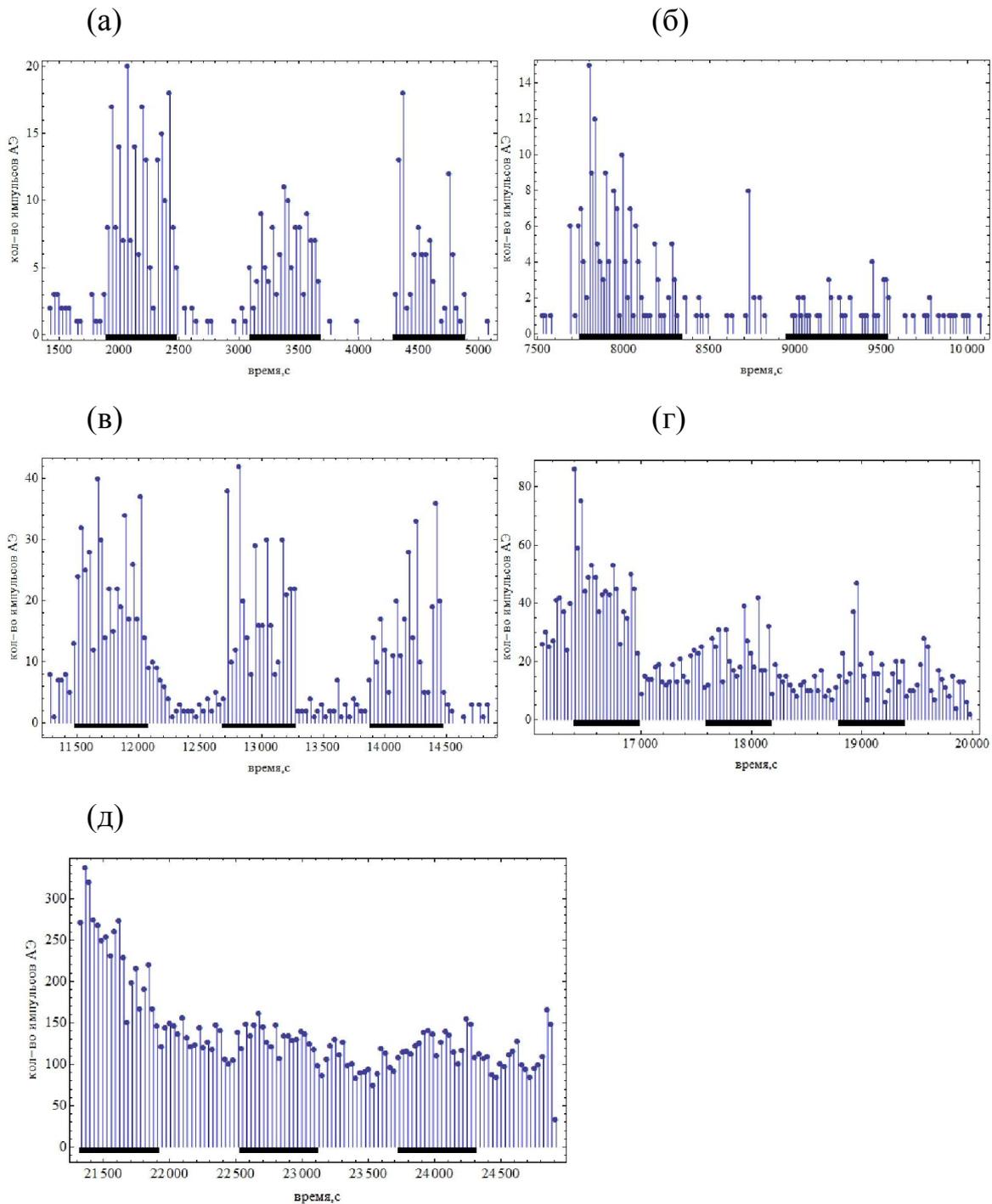
Испытанные образцы серых аргиллитов представляли собой монолитную глинистую породу с прожилками и зацементированными трещинами существенной толщины, пересекающими образцы насквозь. Подобные макродефекты, как правило, являются основными носителями неупругой деформации и основными зонами, чувствительными к внешнему электромагнитному воздействию. Вскрытие образца после окончания эксперимента показало, что магистральные трещины образовались в существовавших до нагружения плоскостях прожилков и зацементированных полос, что подтверждает вышесказанное. Очевидно, что при небольших размерах образцов в них имеется очень ограниченное количество изначально существующих макродефектов, которые и определяют как характер разрушения, так и число зон, потенциально чувствительных к внешнему электровоздействию. Таким образом, для образцов, подобных испытанным образцам аргиллитов, число зон, потенциально чувствительных к внешнему электровоздействию, как правило, будет очень ограничено и связано с макродефектами. В таких случаях внешнее электровоздействие до достижения определенной механической нагрузки на образец может практически не влиять на процесс деформирования макродефектов и не вызывать увеличения акустоэмиссионной активности. В то же время, если механическая нагрузка на образец превысит некоторое пороговое значение, первое же внешнее электровоздействие может вызвать высокоамплитудный

акустоэмиссионный отклик, после которого макродефекты потеряют чувствительность к последующим электровоздействиям.

Для проверки указанного предположения авторами [Пантелеев, Гаврилов, 2015] была реализована серия таких же экспериментов на образцах скальной породы – гранита, которая в отличие от осадочных пород имеет кристаллическое строение. При этом предполагалось, что высокая по сравнению с аргиллитами плотность дефектов кристаллической структуры (микротрещин, пор, границ кристаллов и зерен) позволит в схожих условиях получить более значимый отклик на периодическое электровоздействие.

*Результаты испытания образцов гранита.* В ходе эксперимента с образцом гранита реализовывались пять ступеней механической нагрузки: **7 т, 9 т, 11 т, 13 т и 15 т**. Использовался образец с флюидонасыщенностью 0.2%, параметры электровоздействия были такими же, как и при эксперименте с образцами аргиллита.

Анализ акустоэмиссионной активности образца гранита на ступенях фиксированной нагрузки показал, что также, как и для образцов аргиллитов, интенсивность акустического отклика зависит от величины сжимающего усилия (рисунок 3.32).



**Рисунок 3.32.** Изменения акустоэмиссионной активности образца гранита на первой (а), второй (б), третьей (в), четвертой (г) и пятой (д) ступенях механической нагрузки. Интервалы электровоздействия отмечены темной полосой.

Однако, в отличие от образцов аргиллита, повторные отклики акустической эмиссии для образца гранита стабильно наблюдались на каждом интервале электровоздействия (см. рисунок 3.32). Такой результат можно объяснить тем, что возможность акустоэмиссионного отклика образца породы на повторное

электровоздействие при неизменном уровне действующей нагрузки определяется количеством чувствительных зон – дефектов различного типа и размеров. При этом в образцах аргиллита такими зонами являлись секущие весь образец зацементированные трещины, а в образцах гранитов – вся совокупность границ кристаллитов.

### **3.2.5. Результаты натуральных экспериментов с искусственным источником электромагнитного воздействия**

В 2008 – 2010 гг. на территории Бишкекского геодинамического полигона при участии автора были организованы специальные эксперименты, в рамках которых осуществлялась регистрация геоакустических откликов горных пород в естественных условиях на воздействие электрических импульсов, вырабатываемых электрогенераторной установкой ЭРГУ-600-2. Одна из основных целей указанных экспериментов состояла в оценке пороговых значений напряженности электрического поля, требуемой для получения геоакустических откликов горных пород в условиях их естественного залегания, в том числе для условий скважинных измерений.

Электрогенераторная установка ЭРГУ-600-2 штатно используется для режимного глубинного электроразведывания земной коры территории Бишкекского геодинамического полигона [Волыхин и др.,1993]. Нагрузкой установки является диполь-излучатель, расположенный в центральной части полигона, ориентированный в направлении север-юг. Диполь выполнен в виде закопанного на глубине 1 м изолированного алюминиевого кабеля общим сечением 1200 мм<sup>2</sup>. Расстояние между полюсами АВ=4028 м. Конструктивно каждый полюс диполя представляет собой распределенный электрод - заземлитель с размерами токоввода 130 м × 130 м. Заземления расположены в глинистых грунтах с удельным электрическим сопротивлением для поверхностного слоя горных пород в районе диполя-излучателя  $\rho=10$  Ом·м при мощностях слоев 100 м по месту одного полюса и 70 м – по месту другого.

Заземляющие решетки изготовлены из металлических стержней диаметром 20 мм с шагом 6 м. Через каждые 12 м к решетке приварены вертикальные электроды длиной 2 м. Вся система уложена на глубине 2 м. Суммарное электрическое сопротивление диполя составляет 0.5 Ом, индуктивность - 9.8 мГн. Зондирующий импульс ЭРГУ-600-2 представляет собой серию периодических знакопеременных импульсов тока прямоугольной формы с амплитудой 600-800 А и периодом 10 с. Характерное время нарастания тока в диполе около 0.2 с, спада – менее 0.05 с. Длительность сеанса составляет 14 минут. Ежедневно, кроме выходных и праздничных дней, проводится шесть таких сеансов.

Первый натурный эксперимент на территории Бишкекского геодинамического полигона с использованием установки ЭРГУ-600-2 проводился с участием автора в июне 2008 г. Во время эксперимента геофон был установлен на расстоянии  $r = 65$  м от центра южного заземлителя в неглубокой яме на стальной трубе, вбитой в слой плотной глины. Для измерений в эксперименте использовался комплект аппаратуры, аналогичный применяемым для скважинных геоакустических измерений в режиме мониторинга на Петропавловск - Камчатском геодинамическом полигоне с использованием пьезокерамического сейсмоприемника типа А1612 (см. главу 2). Полученные в ходе этого эксперимента результаты показали, что уверенные отклики ГАЭ на электромагнитное воздействие отмечались для диапазонов частот 160, 560 и 1200 Гц. Своих максимальных значений отклики ГАЭ достигали примерно через 26 минут.

Исходя из известных соотношений [Колесников, 2007], при значении  $\rho=10$  Ом·м для поверхностного слоя горных пород в районе диполя-излучателя напряженность электрического поля, создаваемого электрогенераторной установкой в месте расположения геофона можно приблизительно оценить величиной  $E=0.2 - 0.3$  В/м. Если учесть, что отклики ГАЭ на электромагнитное воздействие на частоте 160 Гц превышали уровень фоновых сейсмических шумов примерно в 12 раз, то, задаваясь минимальным соотношением сигнал/ шум

равным трем, пороговый уровень электромагнитного воздействия в данном случае можно оценить величиной порядка 50 мВ/м.

В 2009 – 2010 гг. ИС РАН в рамках проектов РФФИ № 09-05-12059-офи\_м, № 10-05-00231-а была проведена серия экспериментов с регистрацией откликов ГАЭ на сеансы ЭРГУ-600-2 геофонами, расположенными в неглубоких скважинах. По данным измерений, в обработке результатов которых принимал участие автор, оценивались значения напряженности электрического поля, при которых начинали обнаруживаться отклики ГАЭ в сеансах электромагнитного зондирования коры импульсами тока источника ЭРГУ-600-2. Указанные эксперименты проводились сотрудниками лаборатории ЛМЭС ИС РАН под руководством к.ф.-м.н. А.С. Закупина. Основным объемом измерений был выполнен на скважинах № 1156 и № 6623. Скважина № 1156, расположенная в районе поселка Горная Маевка, имеет глубину 330 м, обсажена на всю глубину, уровень воды находится на глубине 87 м. Для измерений геофон был установлен на глубине 120 м. Расстояние скважины до северного заземлителя диполя составило 5.54 км, до южного - 5.65 км. Скважина № 6623, расположенная в районе поселка Арашан, имеет глубину 125 м, обсажена на всю глубину, уровень воды находится на глубине 67 метров. Для измерений геофон был установлен на глубине 90 м. Расстояние скважины до северного заземлителя составило 6.77 км, до южного - 9.63 км. На обеих скважинах для геоакустических измерений использовались трехкомпонентные геофоны с пьезокерамическими датчиками типа А1638 производства ЗАО “Геоакустика”. Металлический корпус геофона прижимался к внутренней стенке обсадной трубы скважины рессорой. Сигналы на выходах каждого из датчиков геофона после усиления поступали на регистрацию в четырех частотных полосах: регистрировался широкополосный сигнал в полосе 0-400 Гц, также сигналы после полосовой фильтрации в трех частотных полосах с центральными частотами 40, 160 и 320 Гц. Фильтрация осуществлялась активными высокодобротными ( $Q=15$ ) полосовыми фильтрами Баттерворта четвертого порядка. Затем осуществлялась цифровая обработка и регистрация сигналов с применением модулей Zet210.

По результатам расчетов значения напряженности электрического поля, создаваемого установкой ЭРГУ-600-2 в районе скважины № 1156 (п. Горная Маевка), составили: для тангенциальной составляющей  $E_{\theta} = 0.04$  мВ/м; для радиальной составляющей  $E_r = 0.01$  мВ/м. Для района скважины № 6623 (п. Арашан):  $E_{\theta} = 0.005$  мВ/м;  $E_r = 0.005$  мВ/м.

Значения  $E_{\theta}$  и  $E_r$  рассчитывались по формулам, приводимым в [Колесников, 2007]:

$$E_{\theta} = \frac{I \cdot \rho \cdot L \cdot \sin \theta}{2\pi \cdot r^3},$$

$$E_r = \frac{I \cdot \rho \cdot L \cdot \cos \theta}{2\pi \cdot r^3}.$$

где  $r$  – расстояние между пунктом измерения и центром диполя;  $\theta$  – угол между осью диполя и направлением  $r$ ;  $L$  – расстояние между полюсами диполя.

Таким образом, расчетные значения напряженности электрического поля, создаваемого установкой ЭРГУ-600-2 для района скважины № 1156, оказались более чем на порядок ниже значений напряженности электрического поля ЕЭМИ, оказывающего модулирующее воздействие на уровень ГАЭ горных пород в районе скважины Р-2 на Камчатке. Для района скважины № 6623 соответствующие значения напряженности электрического поля оказались примерно на два порядка ниже.

Анализ данных непрерывных измерений, проведенных в августе – сентябре 2010 г. показал, что отклики ГАЭ на сеансы ЭРГУ-600-2 надежно регистрировались на всех измерительных каналах аппаратуры скважины № 1156 (рисунок 3.33). Сравнение данных натуральных экспериментов с искусственным источником электромагнитного воздействия на скважине № 1156 (рисунок 3.33) с данными измерений на скважине Р-2 (см. рисунок 3.18б) показывает совпадение по порядку величин значений зарегистрированных откликов ГАЭ. При этом расчетные значения напряженности электрического поля, создаваемого установкой ЭРГУ-600-2 для района скважины № 1156, были близки к расчетным значениям напряженности электрического поля ЕЭМИ для района скважины Р-2.



### 3.3. О связи эффекта суточной периодичности слабых землетрясений с вариациями естественного электромагнитного СНЧ излучения

Данные, представленные в разделах 3.2.2 и 3.2.3, показывают, что слабые электромагнитные поля естественного происхождения СНЧ диапазона частот способны оказывать модулирующее воздействие на интенсивность геоакустических процессов. Такой результат в ряде случаев может объяснить ряд наблюдаемых физических явлений. В том числе, как это показано ниже, модулирующим воздействием ЕЭМИ на геосреду может быть объяснен эффект возрастания числа слабых землетрясений в темное время суток, имеющий общепланетарный характер [Гаврилов и др., 2010, Гаврилов и др., 2011, Гаврилов и др., 2015].

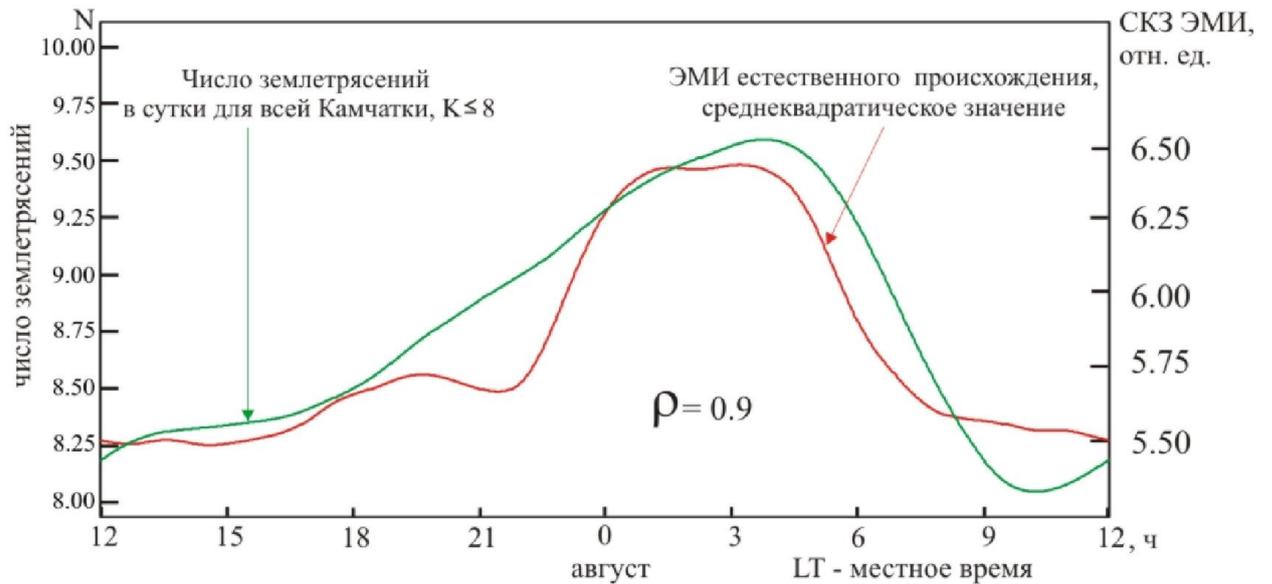
История вопроса о суточной периодичности слабых землетрясений с максимумом в ночное время суток насчитывает уже более 100 лет [Davison, 1893, 1896; Knott, 1908; Schuster, 1897]. Среди исследований более позднего периода, в первую очередь, можно указать на работу [Shimshoni, 1971], в которой на основе анализа более 15000 землетрясений с  $M \geq 2.0$  показывалось, что число землетрясений, произошедших в ночное время, примерно на 17% превышает число землетрясений, зарегистрированных в дневное время. К настоящему времени в подавляющем числе работ признается наличие такого эффекта. Однако в отношении физических причин, обуславливающих его наличие, мнения разделяются. В качестве примера публикаций последних лет, посвященной этой теме, можно привести работу [Иванов-Холодный и др., 2004], где проведен статистический анализ около 360000 землетрясений мира с магнитудами  $M=2.9-4.9$  за 1973–2003 гг. Показывается, что эффект суточного хода числа землетрясений с максимумом около полуночи и минимумом около полудня по местному времени, безусловно, имеет место и носит общепланетарный характер (рисунок 3.34). При этом указывается, что физический механизм эффекта не ясен. Среди возможных причин наблюдаемого эффекта отвергаются приливные воздействия, поскольку временные ряды слабых землетрясений практически не

содержат полусуточной компоненты и не зависят от географической широты. К маловероятной, хотя и не полностью исключенной причине, авторы указанной публикации относят возможное влияние помех антропогенного характера, следствием чего могло быть меньшее число распознаваемых слабых землетрясений, произошедших в дневное время. В ряде публикаций в числе возможных причин суточной периодичности землетрясений указывается влияние промышленной деятельности [Зотов, 2007]. Авторы работ [Моргунов и др., 2005; Тюпкин, 2002; Юрков и др., 2005; Aoki et. al., 1997] связывают указанный эффект с влиянием лунно-солнечных приливов. Противоположное мнение относительно этой гипотезы отражено в [Rydelek et. al., 1992; Tsuruoka et. al., 1995; Vidale et. al., 1998].



**Рисунок 3.34.** Зависимость числа землетрясений от местного времени для землетрясений с  $M=2.9-4.9$  в глобальной сейсмичности Земли [Иванов-Холодный и др., 2004].

Вместе с тем, результаты исследований для Камчатского региона [Гаврилов, Журавлев, Морозова, 2010; 2011; Гаврилов и др. 2015] показывают, что суточный ход числа слабых землетрясений хорошо согласуется с суточным ходом амплитуды напряженности естественного электрического поля СНЧ диапазона частот (рисунок 3.35).



**Рисунок 3.35.** Сравнение графика суточных вариаций числа слабых землетрясений класса  $K \leq 8.0$  с графиком суточных вариаций среднеквадратических значений ЭМИ естественного происхождения. (Согласно [Гаврилов и др., 2015]).

Для построения графика числа землетрясений были использованы окончательные данные регионального каталога землетрясений Камчатки и Командорских островов Камчатского филиала Геофизической службы РАН (КФ ГС РАН) за период с 1 января 1998 г. по 4 октября 2015 г. для территории с координатами  $51.0^{\circ} - 58.5^{\circ}N$ ;  $156.0^{\circ} - 165.0^{\circ}E$ . За указанный период на изучавшейся территории было зарегистрировано 57126 землетрясений классов  $K \leq 8.0$  (для энергетической классификации землетрясений использовались классы  $K_s^{\Phi 68}$  по шкале С. А. Федотова [Федотов, 1972]). Кривая суточного хода числа слабых землетрясений была дополнительно сглажена методом циклического скользящего среднего [Дещеревский и др., 2015] при ширине окна 5 ч для подавления случайных эффектов, возникающих из-за всплесков сейсмичности (группирования землетрясений во времени). Кривая суточных вариаций среднеквадратических значений ЭМИ естественного происхождения построена по результатам измерений с подземной электрической антенной в зоне скважины Р-2 с использованием метода наложения эпох [Серебренников, Первозванский, 1965; Теребиж, 1992].

Из представленных на рисунке 3.35 данных видно, что имеется очень хорошее согласие между суточным ходом числа слабых землетрясений и суточным ходом ЭМИ естественного происхождения, при котором коэффициент корреляции между соответствующими рядами имеет значение порядка 0.9. Если учесть результаты совместных геоакустических и электромагнитных измерений на скважинах Р-2 и К-33, показывающие, что слабые электромагнитные поля естественного происхождения способны оказывать модулирующее воздействие на интенсивность геоакустических процессов, то приводимые на рисунке 3.35 данные представляются вполне закономерными, поскольку четкую границу между ГАЭ и слабейшими землетрясениями провести сложно.

Результаты более детальных исследований по вопросам, связанных с влиянием на суточную периодичность слабых землетрясений естественного электромагнитного излучения СНЧ диапазона частот, содержатся в [Гаврилов, Журавлев, Морозова, 2010; 2011; Гаврилов и др. 2015]. В частности, в [Гаврилов и др. 2015] предполагается, что физический механизм эффекта возрастания числа слабых землетрясений в темное время суток аналогичен физическому механизму эффекта модулирующего влияния внешнего ЭМИ звукового диапазона частот на интенсивность ГАЭ, предложенному в [Gavrilov, 2014]. При этом подчеркивается, что в обоих случаях указанные эффекты носят статистический характер. Так, согласно [Gavrilov, 2014], для реальной геосреды связь интенсивности геоакустической эмиссии с амплитудой напряженности воздействующего электромагнитного излучения обуславливается тем, что регистрируемое при скважинных измерениях геоакустическое излучение является суперпозицией излучений от значительного числа отдельных точечных источников геоакустической эмиссии, действующих одновременно в разных точках достаточно большой, контролируемой геофоном шумовой зоны. Аналогично можно отметить, что связь суточных вариаций числа слабых землетрясений с суточными вариациями напряженности воздействующего на геосреду слабого электромагнитного излучения явно проявляется лишь для значительной по площади территории и при достаточно большом числе сейсмических событий,

включенных в обработку. Можно сказать, что в этом случае низкие значения амплитуд напряженности переменного электрического поля естественного происхождения компенсируются масштабностью территории, в пределах которой регистрируется сейсмичность. Воздействуя одновременно на очень большие площади и объемы геосреды, ЭМИ естественного происхождения стимулирует процессы переупаковки геосреды, происходящие под действием внутренних механических напряжений, одновременно для очень большой зоны. Учитывая, что подобные процессы находят свое отражение в изменениях интенсивности ГАЭ (см. главу 4), то они также могут статистически обуславливать суточные вариации числа слабых землетрясений.

### 3.4. Выводы

1. Результаты исследований на разных скважинах Петропавловск – Камчатского геодинамического полигона позволяют сделать вывод, что физические причины исследовавшихся вариаций ГАЭ связаны с модулирующим влиянием на интенсивность эндогенных геоакустических процессов внешних переменных электромагнитных полей звукового диапазона частот, воздействующих на геосреду в зонах соответствующих скважин.

2. Результаты, полученные при проведении натуральных экспериментов на Бишкекском геодинамическом полигоне с использованием источника электромагнитного воздействия ЭРГУ-600-2, показывают, что отклики геоакустической эмиссии на электромагнитное воздействие в случае размещения геофонов в скважинах могут надежно регистрироваться уже при уровне напряженности воздействующего электрического поля порядка 0.5 мВ/м. Указанные результаты по порядку величины совпадают с результатами многолетних скважинных измерений на Петропавловск – Камчатском геодинамическом полигоне.

3. Сопоставление результатов скважинных геоакустических и электромагнитных измерений на Петропавловск – Камчатском геодинамическом

полигоне с данными лабораторных экспериментов показывает качественное сходство реакций естественной геосреды и образцов горных пород на внешнее электромагнитное воздействие, что подтверждает вывод о модулирующем влиянии внешнего переменного электрического поля звукового диапазона частот на интенсивность эндогенных геоакустических процессов.

4. Исследование физических причин общепланетарного эффекта суточной периодичности слабых землетрясений показывает, что возрастание числа слабых землетрясений в темное время суток может объясняться воздействием на геосреду естественного электромагнитного излучения СНЧ диапазона частот. Это указывает на то, что эффект суточной периодичности слабых землетрясений и эффект модулирующего воздействия внешнего ЭМИ на интенсивность ГАЭ имеют общую физическую основу.

5. По результатам долговременных скважинных измерений на Петропавловск - Камчатском геодинамическом полигоне было установлено, что во временных окрестностях относительно сильных землетрясений амплитуды суточных вариаций геоакустической эмиссии изменяются вплоть до их полной деградации, что указывает на связь амплитуд откликов ГАЭ на внешнее электромагнитное воздействие с напряженно – деформированным состоянием геосреды.

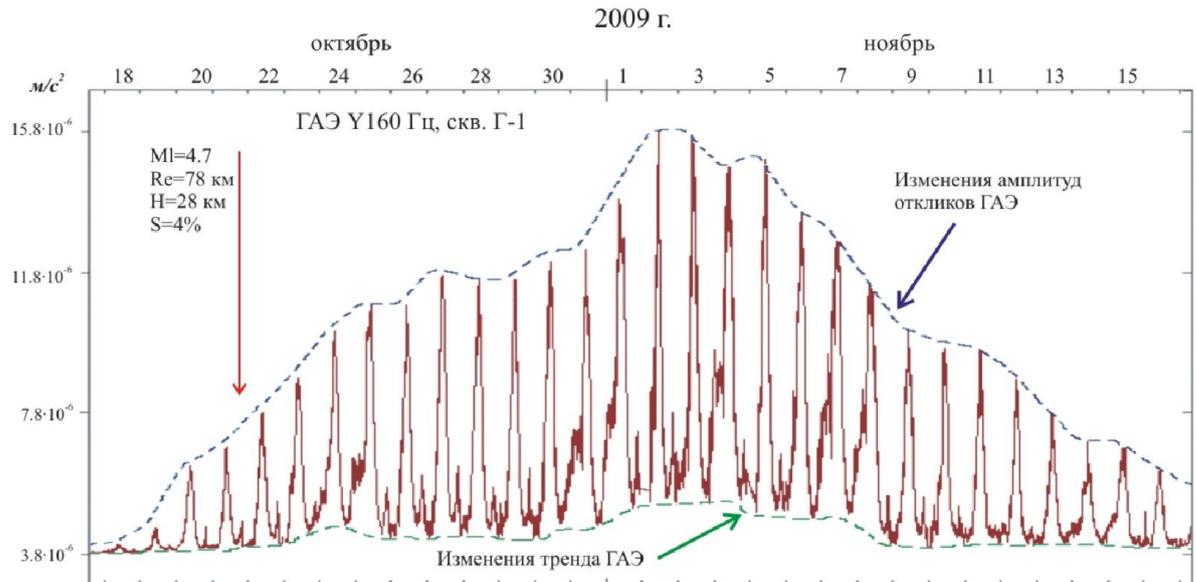
## **Глава 4. Исследование физических механизмов влияния переменных электрических полей на интенсивность геоакустической эмиссии**

Представленные в главе 3 результаты показывают, что слабые переменные электромагнитные поля звукового диапазона частот способны оказывать модулирующее влияние на интенсивность эндогенных геоакустических процессов. Следствием такого влияния, к примеру, являются суточные вариации ГАЭ, регистрируемые на различных глубинах в скважине Г-1. В предыдущей главе было также показано, что во временных окрестностях относительно сильных землетрясений амплитуды суточных вариаций геоакустической эмиссии могут значительно изменяться вплоть до полной деградации суточных вариаций ГАЭ при неизменных параметрах воздействующего на геосреду внешнего ЭМИ. Это указывает на связь изменений амплитуд откликов ГАЭ на внешнее электромагнитное излучение с изменениями напряженно – деформированного состояния геосреды. (Далее для упрощения изложения термин “отклик ГАЭ” будет употребляться, в основном, без термина “внешнее электромагнитное излучение”).

В рамках данной главы исследуются и обсуждаются возможные механизмы, способные служить физической основой указанных явлений:

- механизмы модуляции интенсивности ГАЭ внешним электромагнитным излучением звукового диапазона частот;
- механизмы, лежащие в основе связи изменений амплитуд откликов ГАЭ с изменениями напряженно – деформированного состояния геосреды, в том числе, во временных окрестностях относительно сильных землетрясений.

Характерный пример, иллюстрирующий эти типы изменений интенсивности геоакустических процессов, приведен на рисунке 4.1. Кроме этого на рисунке показаны изменения минимальных значений («трендовой составляющей») временного ряда ГАЭ. Подобные изменения трендовой составляющей, как правило, сопровождают изменения амплитуд суточных вариаций ГАЭ во временных окрестностях относительно сильных землетрясений.



**Рисунок 4.1.** Характерный пример различных типов изменений интенсивности геоакустических процессов.

Учитывая сложность структур горных пород и процессов, протекающих в нелинейной энергонасыщенной геосреде, главный акцент в работе делался на анализе многолетних временных рядов данных сети комплексных скважинных геофизических измерений Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона. Полученные *in situ* результаты при этом становились *отправной точкой* для дальнейших теоретических исследований.

#### 4.1. Оценка возможного влияния на амплитуды откликов ГАЭ пьезоэлектрических свойств пород

Наличие в породах скважины Г-1, относящихся к глубинам установки геофонов, достаточно большого содержания кварца вызывает необходимость оценки возможного влияния этого фактора на амплитуды откликов ГАЭ. Исследованию влияния пьезоэлектрических свойств пород на интенсивность геоакустических процессов при внешнем электромагнитном воздействии был посвящен ряд лабораторных экспериментов на образцах горных пород. В первых

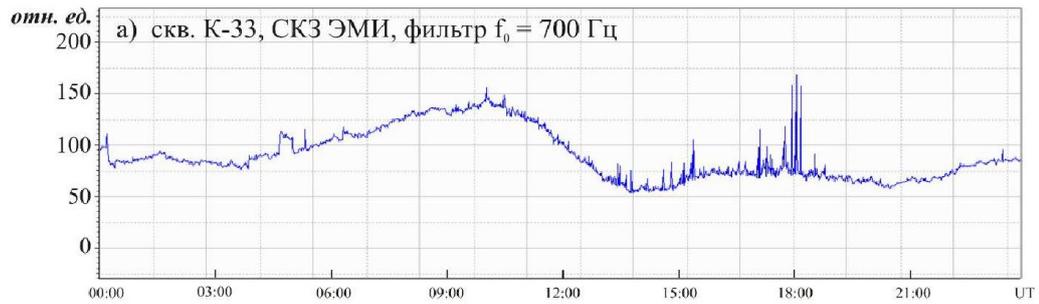
таких экспериментах использовались искусственные модельные образцы, содержащие “пьезоэлектрические” (кварцевый песок) и “непьезоэлектрические” (песок из диабазы) добавки к цементу [Соболев, Пономарев, 2003]. Электромагнитное воздействие осуществлялось двуполярными прямоугольными импульсами с частотой 250 Гц и 2.5 кГц с амплитудами 20 В. По результатам серии таких экспериментов была установлена тенденция увеличения (порядка 1%) уровня акустоэмиссионной активности при электромагнитном воздействии на нагруженные образцы. При этом значимой разницы в результатах для “пьезоэлектрических” и “непьезоэлектрических” образцов обнаружено не было. При обсуждении результатов указанных экспериментов авторы предположили, что из-за малых величин коэффициентов механоэлектрических преобразований в горных породах (порядка  $10^{-5}$  –  $10^{-6}$  [Соболев, Демин, 1980]) электрической энергии, добавляемой за счет внешнего электромагнитного воздействия, по-видимому, недостаточно, чтобы обеспечить рост акустической активности образцов за счет прямых механоэлектрических преобразований.

Значительный объем экспериментов с образцами горных пород, позволяющих оценить влияние пьезоэлектрических свойств пород на чувствительность к внешнему электромагнитному воздействию, был проведен в 2002 – 2008 гг. Научной станцией РАН в г. Бишкеке (НС РАН). Достаточно подробная информация о технических деталях этих экспериментов представлена в главе 3. По результатам экспериментов было установлено, что наличие пьезоэлектрических фракций оказывает влияние на пороговую величину электромагнитного воздействия, при которой наблюдается акустоэмиссионный отклик образца [Аладьев и др., 2003; Закупин и др., 2003; Bogomolov et. al., 2004; Гаврилов, Богомолов, 2008; Гаврилов и др., 2008]. Для образцов пьезоэлектрических материалов отклики акустической эмиссии были возможны при значительно меньших величинах нагрузок в сравнении с образцами пород, не содержащих пьезоэлектрических фракций [Гаврилов и др., 2008], что говорит о влиянии на интенсивность геоакустических процессов обратного пьезоэффекта. Вместе с тем, результаты лабораторных экспериментов с образцами, не

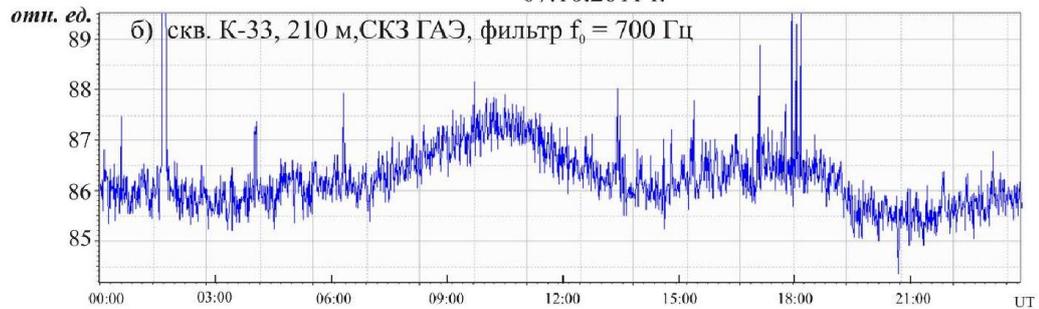
содержащих пьезоэлектрических фракций, показывают, что при величинах относительных нагрузок порядка 0.75 - 0.95, также имеют место уверенные акустические отклики на внешнее электромагнитное воздействие (см. главу 3, таблица 1), что говорит о наличии другого механизма генерации упругого поля, отличного от обратного пьезоэффекта.

Оценим на качественном уровне степень возможного влияния пьезоэлектрических свойств пород на результаты геоакустических измерений, проводимых на базе скважины Г-1. Как было отмечено выше, породы скважины Г-1 для глубин установки геофонов отличаются значительным содержанием кварца. Сравним данные геоакустических и электромагнитных измерений в скважине Г-1 с данными измерений в скважине К-33. Согласно данным, приводимым в главе 2, по данным бурения скважины К-33 в интервале глубин 0 - 37 м вскрыты гравийно-галечниковые отложения. Глубины 37 - 80 м представлены алевролитами и песчаниками. Интервал глубин 80 - 300 м представлен чередованием туфов андезибазальтового состава, туфоалевролитов, туфопесчаников, базальтов, андезибазальтов и диоритовых порфириров [Отчет..., 1980]. На рисунке 4.2 представлены данные измерений в скважинах К-33 и Г-1, полученные путем узкополосной цифровой фильтрации из рядов данных широкополосных электромагнитных и геоакустических измерений. Центральные частоты фильтров составляли 700 Гц для рядов данных скважины К-33 и 150 Гц для рядов данных скважины Г-1. Для геоакустических измерений на скважине К-33 использовался гидрофон Г-61, а для измерений на скважине Г-1 - геофон А1612 (вертикальный канал). Как можно видеть из представленных данных, отклики ГАЭ, регистрируемые в указанных скважинах, сравнимы по своим относительным амплитудам (относительно амплитуд воздействующего электромагнитного излучения).

07.10.2011 г.

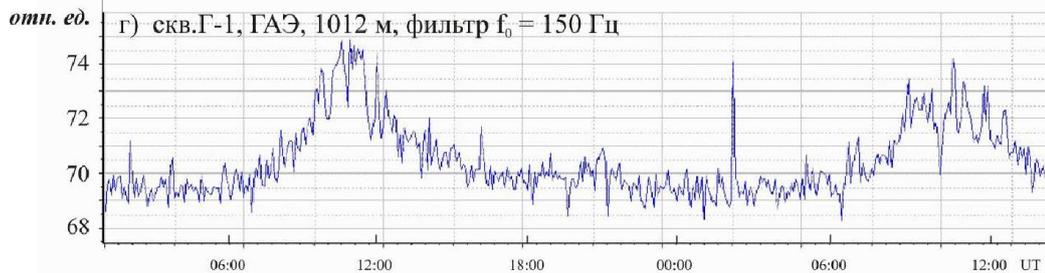
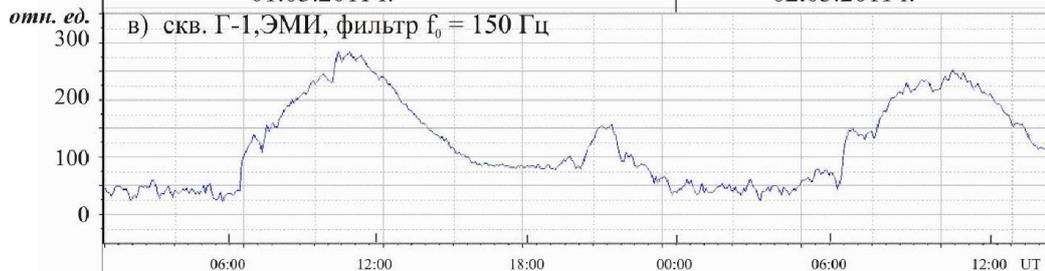


07.10.2011 г.



01.03.2011 г.

02.03.2011 г.



**Рисунок 4.2.** Примеры откликов ГАЭ на суточные вариации ЭМИ по результатам измерений в скважинах К-33 (а, б) и Г-1 (в, г). По оси ординат - относительные среднеквадратические значения ЭМИ (а, в), ГАЭ (б, г).

Приводимые результаты согласуются с данными измерений на других скважинах Петропавловск – Камчатского геодинамического полигона.

Таким образом, результаты натуральных измерений и данные лабораторных экспериментов с образцами горных пород, указывают на то, что наличие у пород пьезоэлектрических фракций не способно ощутимо влиять на амплитуды

откликов ГАЭ и быть основой механизма модуляции интенсивности ГАЭ внешним переменным электрическим полем.

Еще более очевидным представляется вывод о том, что наличием у пород пьезоэлектрических фракций невозможно объяснить факты значительных *изменений* амплитуд откликов ГАЭ на внешнее переменное ЭМИ, связанные с изменениями напряженно–деформированного состояния геосреды. Так, например, по данным, представленным в [Гаврилов, 2013; Гаврилов и др., 2014], амплитуда откликов ГАЭ, регистрируемых в скважине Г-1, за 3.5 месяца после Тохокского мегаземлетрясения ( $M=9.0$ ) уменьшилась примерно в 20 раз. Подобные изменения параметров ГАЭ могут быть следствием *изменений* определенных параметров геосреды, однако пьезоэлектрические свойства пород в количественном отношении в таких случаях остаются неизменными.

#### **4.2. Влияние влагонасыщенности геосреды на амплитуды откликов ГАЭ**

В разделе 1.2 главы 1 подчеркивалась важная роль жидкого флюида в геоакустических процессах. Отмечалось, что в значительной степени основные источники ГАЭ могут быть обусловлены движением жидкого флюида в порово-трещинном пространстве геосреды, в том числе, связанных с изменениями ее напряженно–деформированного состояния.

Оценим в этой связи степень возможного влияния влагонасыщенности геосреды на процессы, обуславливающие модуляцию интенсивности ГАЭ внешним электромагнитным излучением. Рассмотрение этого вопроса проведем, используя результаты одновременных геоакустических измерений однотипными геофонами, установленными в скважине Г-1 на глубинах 1012 м и 270 м в зонах с разной степенью влагонасыщенности.

#### 4.2.1. Особенности геологического строения участка скважины Г-1 на разных глубинах

Скважина Г-1 расположена в зоне пресечения трех различно-ориентированных систем разломов: регионального разлома северо-западного направления, субмеридионального и субширотного. Рассмотрение детальной схемы расположения скважины Г-1 (рисунок 4.3) показывает, что на глубине 1400 м скважина попадает в зону обводненного разлома Совхозный.

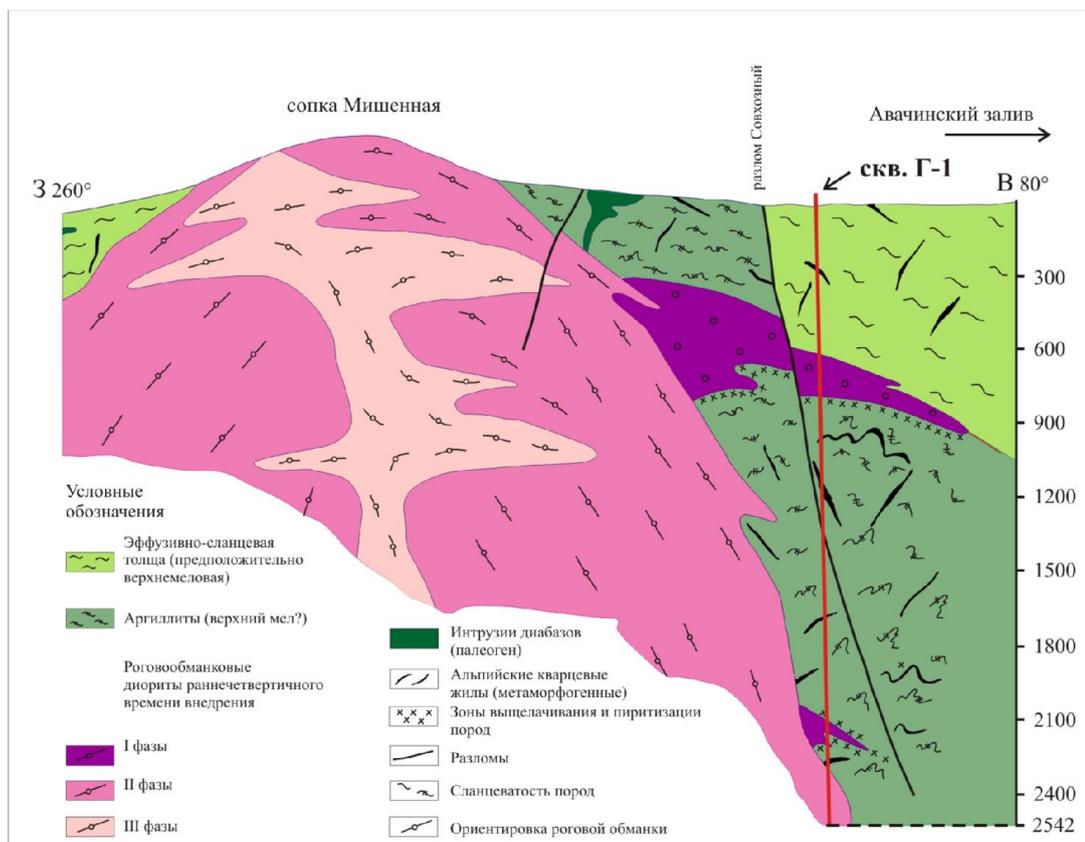


Рисунок 4.3. Детальная схема расположения скважины Г-1. (Согласно [Отчет..., 1988]).

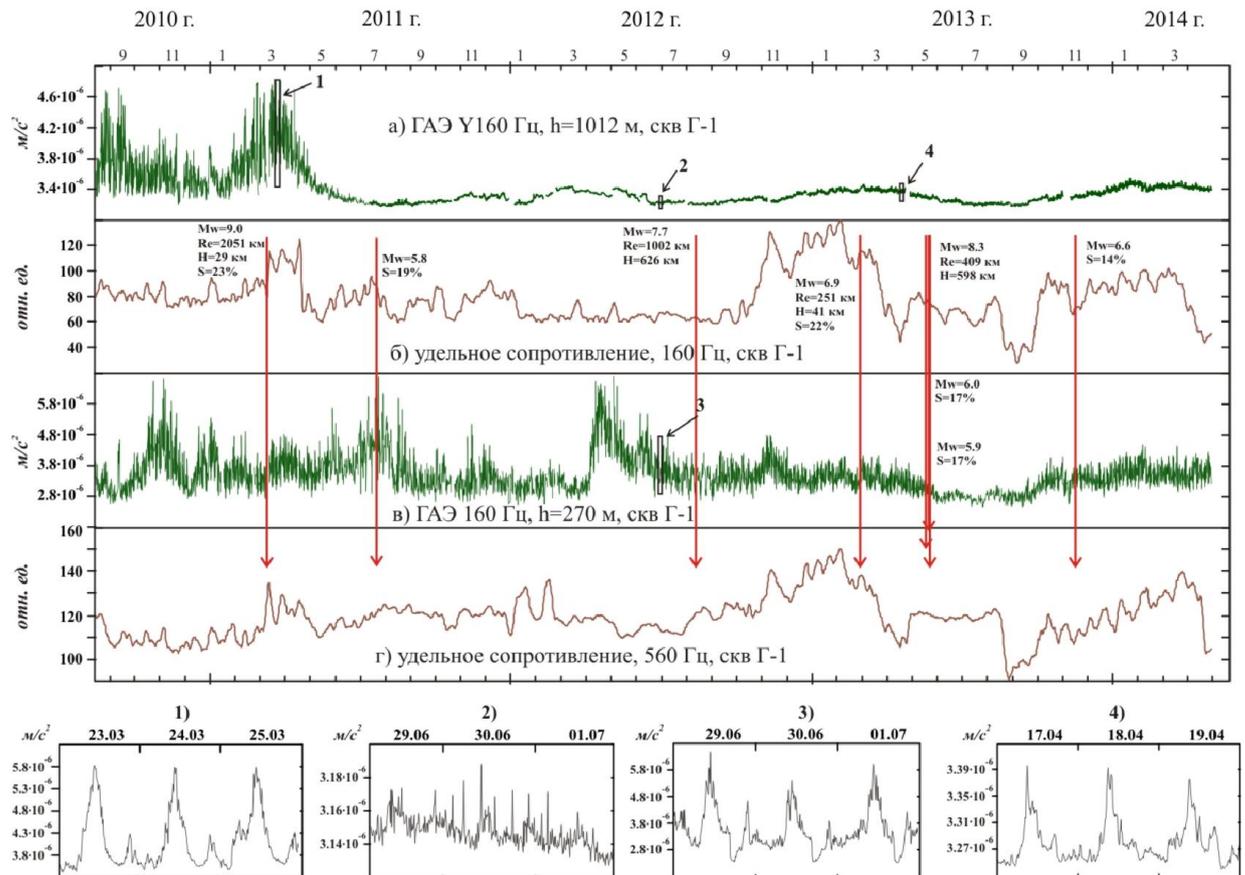
Согласно данным геофизических исследований (см. рисунок 2.4, глава 2) в интервале 1700 – 1800 м скважина Г-1 пересекает трещиноватую зону, обеспечивающую основной водопиток для скважины Г-1. Предполагается, что скважиной Г-1 вскрыта периферийная зона циркуляции, в пределах которой фильтрация происходит по тектоническим трещинам малой раскрытости [Отчет..., 1988].

В интервалах глубин 589-734 м скважина Г-1 пересекает внедрения диоритов раннеплейстоценового возраста, представляющих периферийные зоны экструзивного массива сопки Мишенной [Отчет..., 1988]. Зона внедрения диоритов характеризуется высокими значениями удельного сопротивления пород, что соответствует низким значениям коэффициента фильтрации пород в зоне внедрения диоритов. Таким образом, фактически внедрение диоритов разделяет околоскважинное пространство по глубине на две зоны, гидравлическая связь между которыми затруднена.

#### **4.2.2. Результаты одновременных геоакустических измерений в скважине Г-1 на глубинах 270 м и 1012 м**

Для оценки степени возможного влияния влагонасыщенности геосреды на амплитуды откликов ГАЭ при внешнем электромагнитном воздействии, сравним результаты одновременных геоакустических измерений однотипными геофонами, установленными в скважине Г-1 на глубинах 1012 м и 270 м (рисунок 4.4).

В главе 2 отмечается, что результаты многолетних геоакустических измерений в скважине Г-1, проводимых одновременно двумя геофонами, установленными на глубинах 270 м и 1012 м, позволяют сделать вывод, что шумовые зоны, контролируемые указанными геофонами, не пересекаются, т.е. их радиус менее 350 м. Принимая радиус шумовой для частот 150 – 160 Гц равным 300 м, получаем, что геофон, установленный на глубине 270 м, способен контролировать геоакустические процессы, происходящие в интервале глубин примерно до 570 м. Соответственно, для геофона, установленного на глубине 1012 м, такой интервал расположен ниже зоны внедрения диоритов и ориентировочно оценивается диапазоном глубин 700 - 1300 м.



**Рисунок 4.4.** Сравнение результатов одновременных геоакустических измерений в скважине Г-1 на разных глубинах: : а) - среднеквадратические значения ГАЭ для глубины 1012 м (Y-компонента, канал 160 Гц); б) - изменения удельного сопротивления пород в зоне скважины Г-1 по данным канала 160 Гц; в) - среднеквадратические значения ГАЭ для глубины 270 м (Z-компонента, канал 160 Гц); г) - изменения удельного сопротивления пород в зоне скважины Г-1 по данным канала 560 Гц

Как можно видеть на рисунке 4.4, данные, полученные при геоакустических измерениях в верхней и нижней зонах, значительно различаются. В первую очередь это проявилось в принципиально разном характере геоакустических процессов в зонах во временной окрестности  $\pm 2.5$  месяца от момента Тохокского мегаземлетрясения. На указанном временном интервале амплитуды откликов ГАЭ для верхней зоны менялись незначительно (см. рисунок 4.4в), в то время как по результатам измерений в нижней зоне имела место значительная бухтообразная аномалия откликов ГАЭ (см. рисунок 4.4а). Также для верхней зоны не проявился и постсейсмический эффект деградации амплитуды откликов

ГАЭ, в то время как по данным измерений на глубине 1012 м постсейсмический эффект был аномальным не только по амплитудам откликов ГАЭ, но и по своей продолжительности (годы). В этой связи оценим возможные причины столь значительных отличий результатов, полученных в одной скважине, хотя и на разных глубинах.

Результаты комплексных скважинных измерений, полученные на интервале 2010 – 2014 гг., достаточно детально обсуждаются в главе 5. При этом, на основании данных, приводимых в [Gavrilov et al., 2013; Гаврилов, Пантелеев, Рябинин, 2014; Гаврилов и др., 2015], делается вывод, что характер комплекса данных скважинных измерений на интервале после момента Тохокского мегаземлетрясения (11 марта 2011 г.) и до конца августа 2012 г. соответствует стадии роста сжимающих напряжений, а интервал сентябрь 2012 г. – декабрь 2014 г. соответствует стадии растяжения геосреды в зоне Петропавловск–Камчатского геодинамического полигона. Показывается, что следствием роста сжимающих напряжений в первые месяцы после Тохокского мегаземлетрясения явилось интенсивное выжимание жидкого флюида из порово–трещинного пространства геосреды для глубин около 700 - 1300 м, что отразилось в увеличении удельного сопротивления пород этого диапазона глубин примерно на 350% от уровня декабря 2010 г. (см. рисунок 4.4б). Как следует из данных, приводимых на рисунке 4.4а, на стадии сжатия имело место уменьшение откликов ГАЭ для глубин порядка 1000 м вплоть до их полной деградации к июлю 2012 г. Согласно [Gavrilov et al., 2013; Гаврилов, Пантелеев, Рябинин, 2014; Гаврилов и др., 2015] такой результат объясняется значительным уменьшением влагонасыщенности пород прискважинной зоны на глубинах порядка 1000 м.

*Для верхней зоны* в районе скважины Г-1 (глубины примерно до 570 м) изменения влагонасыщенности геосреды на том же временном интервале (март 2011 г. - конец августа 2012 г.) *были незначительны*. На это указывают результаты электромагнитных измерений по каналу 560 Гц (см. рисунок 4.4г) показывающие, что до сентября 2012 г. удельное сопротивление пород прискважинной зоны до глубин порядка 400 м менялось лишь в пределах 20%.

Как можно видеть на рисунке 4.4в, амплитуды откликов ГАЭ для верхней зоны при этом также изменялись незначительно и в целом сохраняли достаточно высокие значения (см. врезку 3 для рисунка 4.4в).

Приводимые выше результаты указывают на значительно более высокую чувствительность откликов ГАЭ для геосреды нижней зоны к изменениям напряженно–деформированного состояния в сравнении с чувствительностью для верхней зоны. При этом, как показывают данные электромагнитных измерений (см. рисунки 4.4б, 4.4г), на всем временном интервале (сентябрь 2010 г. – апрель 2014 г.) изменения амплитуд откликов ГАЭ для обеих зон были связаны, с изменениями влагонасыщенности геосреды в зонах.

Сравнение врезок (1) и (2) к рисунку 4.4 показывает, что амплитуды откликов ГАЭ для нижней зоны скважины Г-1 изменялись в значительных пределах, что связывается с существенными изменениями влагонасыщенности геосреды в этой зоне. На связь амплитуд откликов ГАЭ со степенью влагонасыщенности геосреды также указывают результаты одновременных измерений в нижней и верхней зонах в конце июня 2012 г. (соответственно врезки (2) и (3) к рисунку 4.4).

Таким образом, приводимые данные показывают, что *влагонасыщенность геосреды является одним из главных факторов, влияющих на амплитуду откликов ГАЭ на внешнее электромагнитное воздействие.*

#### **4.2.3. Результаты натурального эксперимента на скважине Г-1 в 2014 г.**

Приводимые выше результаты указывают на зависимость амплитуд откликов ГАЭ от степени влагонасыщенности пород контролируемой геофоном шумовой зоны. Подтверждением такого вывода могут служить результаты натурального эксперимента с откачкой небольшого объема воды из скважины, проведенного на скважине Г-1 в июне 2014 г.

Подобные эксперименты широко используются в практике опытных гидрогеологических опробований при определении фильтрационных параметров

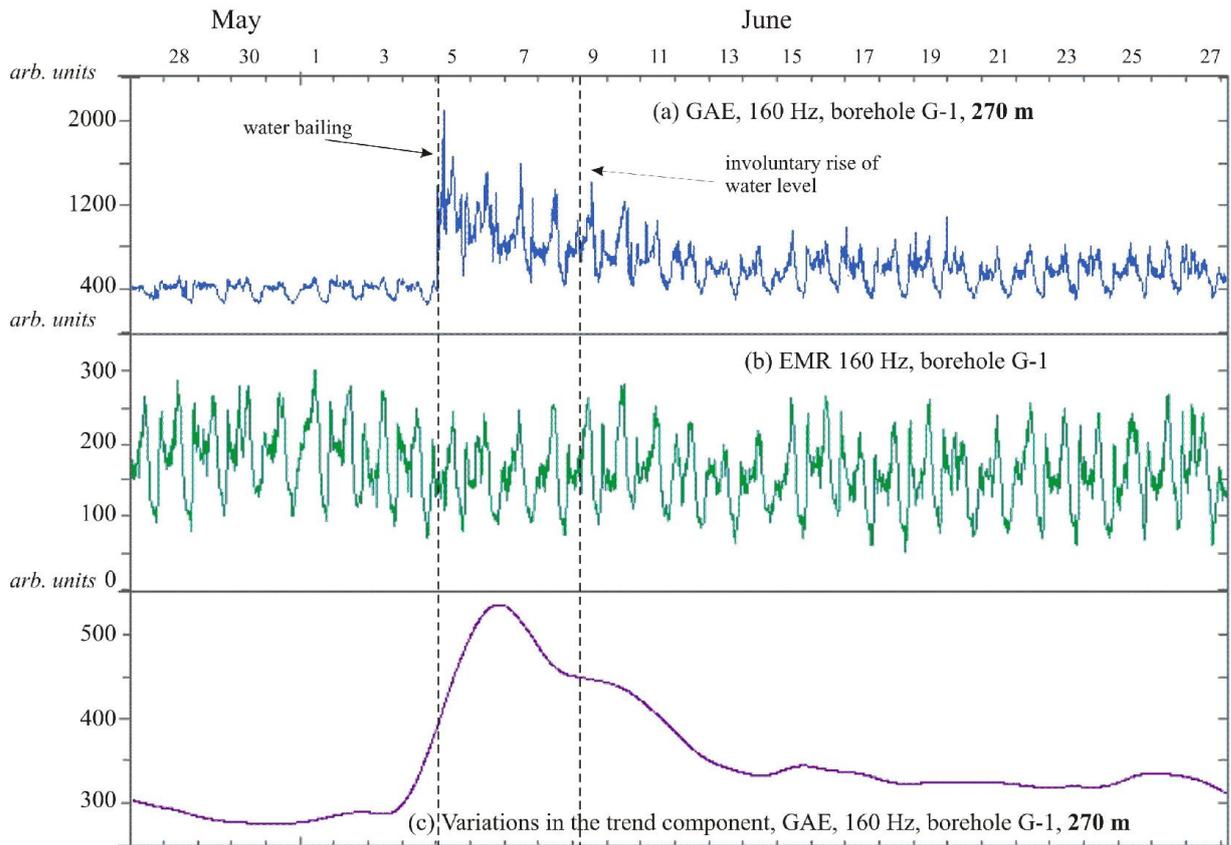
водоносных пластов [Мироненко, 2005; Сидаловский, 2006]. Откачка воды из скважины приводит к изменениям порового давления во влагонасыщенном порово-трещинном пространстве прискважинной зоны, что вызывает приток жидкости к скважине из смежного пространства. В этом случае подтверждением вывода о связи амплитуд откликов ГАЭ от степени влагонасыщенности геосреды должен быть рост амплитуд откликов ГАЭ при откачке воды из скважины.

В ходе эксперимента 4 июня 2014 г. из скважины Г-1 была проведена откачка около 50 л воды. Через пять дней уровень воды скважины был искусственно незначительно повышен. Геоакустические измерения проводились одновременно двумя однопипными геофонами, установленными на глубинах 270 м и 1012 м. Для контроля уровня воздействующего электромагнитного излучения использовались данные электромагнитных измерений с подземной электрической антенной [Гаврилов, 2013].

Из данных, приводимых на рисунке 4.5 видно, что в начальный момент после откачки воды среднеквадратические значения суточных вариаций ГАЭ на глубине 270 м (компонента Z, частотный канал 160 Гц) выросли примерно на 200%.

Одновременно значительно выросла трендовая составляющая ряда ГАЭ. Трендовая составляющая вычислялась путем выделения из соответствующего ряда его минимальных значений в скользящем двухсуточном окне с последующим сглаживанием полученного ряда последовательно в двухсуточном и пятисуточном окнах. Рост трендовой составляющей был наиболее значительным в первые девять суток.

2014



**Рисунок 4.5.** Изменения характера ГАЭ на глубине 270 м для вертикальной компоненты Z в диапазоне  $160 \pm 20$  Гц в ходе натурального эксперимента на скважине Г-1 в июне 2014 года:

- а) – исходный ряд ГАЭ; б) – суточные вариации внешнего ЭМИ в диапазоне  $160 \pm 20$  Гц;
- с) – изменения трендовой составляющей ряда ГАЭ. (Согласно [Gavrilov, Naumov, 2017]).

Как можно видеть из данных, приводимых на рисунке 4.5, в начальный момент после откачки воды трендовая составляющая ряда ГАЭ для глубины 270 м выросла примерно на 100% в сравнении со средним уровнем за предыдущие 10 суток.

Для глубины 1012 м изменения в характере ГАЭ не были столь значительны: среднеквадратические значения суточных вариаций ГАЭ на глубине 1012 м (компонента Y, частотный канал 160 Гц) выросли примерно на 30-40%, а максимальные изменения уровня трендовой составляющей не превысили 3% (рисунок 4.6). Рост амплитуд откликов ГАЭ в этом случае произошел с задержкой около двух суток.



#### 4.2.3.1. О физическом смысле трендовых составляющих рядов ГАЭ

Остановимся на результатах эксперимента, касающихся трендовых составляющих среднеквадратических значений рядов ГАЭ (см. рисунки 4.5, 4.6). Данные, представленные на рисунке 4.6, указывают на высокую коррелированность ряда трендовой составляющей ГАЭ для частотного канала 160 Гц с рядами данных ГАЭ частотных каналов 560 Гц и 1200 Гц. Из приводимых данных видно, что начало роста уровня трендовых составляющих рядов связано с моментом откачки воды скважины, а резкое уменьшение уровня - с моментом искусственного повышения уровня воды. Подчеркнем, что все три ряда относятся к одной и той же горизонтальной компоненте геоакустического сигнала, но ряды частотных каналов 560 Гц и 1200 Гц в отличие от ряда канала 160 Гц представлены в исходном виде. По причине незначительности вариаций амплитуды напряженности внешнего ЭМИ на частотах 560 Гц и 1200 Гц ряды ГАЭ для этих частот практически не осложнены суточными вариациями. Это означает, что изменения рядов ГАЭ для частотных каналов 560 Гц и 1200 Гц не были связаны с влиянием внешнего ЭМИ, а были обусловлены изменениями уровня воды в скважине в ходе эксперимента. Учитывая высокую коррелированность указанных рядов с рядом трендовой составляющей ГАЭ для канала 160 Гц можно сделать вывод, что изменения трендовой составляющей ряда ГАЭ для канала 160 Гц также связаны с изменениями уровня воды в скважине в ходе эксперимента, т.е. обусловлены шумами трения при движении жидкости в контролируемом геофоном порово-трещинном пространстве.

Для правильного понимания физического смысла результатов, связанных с изменениями трендовых составляющих рядов ГАЭ, напомним (см. главу 2), что при геоакустических и электромагнитных измерениях сигналы на выходах геофонов и антенных устройств подвергаются обработке, в ходе которой осуществляется узкополосная полосовая фильтрация сигналов и выделение средневыпрямленных или среднеквадратических значений сигналов на выходах каждого из частотных каналов:

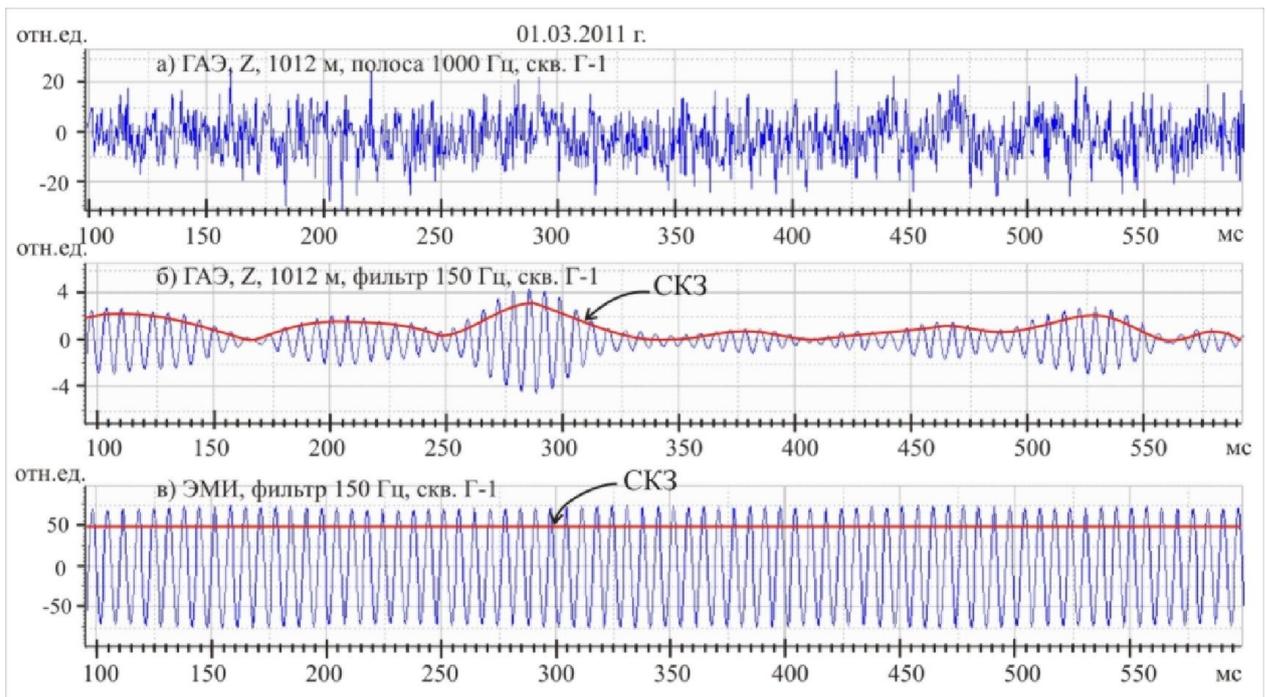
$$U_{\text{ср.в}}(t) = \frac{1}{T} \int_0^T |U_{\phi}(t)| dt \quad \text{или} \quad U_{\text{скз}}(t) = \sqrt{\frac{1}{T} \int_0^T U^2(t) dt}$$

где  $T$  – интервал осреднения.

В итоге в дальнейшей обработке используются ряды средневыпрямленных или среднеквадратических значений ГАЭ.

На рисунке 4.7 приведены примеры коротких (500 мс) реализаций данных геоакустических и электромагнитных измерений, полученных при измерениях на базе скважины Г-1: широкополосного сигнала ГАЭ на выходе геофона (а), сигнала ГАЭ на выходе узкополосного фильтра с центральной частотой 150 Гц (б) и сигнала ЭМИ на выходе узкополосного фильтра с центральной частотой 150 Гц (в).

На рисунках, иллюстрирующих сигналы ГАЭ и ЭМИ на выходах фильтров, нанесены графики соответствующих среднеквадратических значений (СКЗ). В пределах каждой короткой реализации, например, на интервале 250-325 мс значения СКЗ отражают изменения амплитуд исходного ряда ГАЭ, т.е. являются трендовой составляющей ряда. Таким образом, изменения минимальных значений рядов среднеквадратических значений ГАЭ и ЭМИ (см. рис. 4.1) отражают изменения трендов рядов исходных сигналов ГАЭ и ЭМИ, связанных с относительно медленными процессами, оказывающими влияние на параметры ГАЭ и ЭМИ. Как показывается в последующих разделах, такими процессами для ГАЭ и ЭМИ являются, в первую очередь, процессы фильтрации жидкого флюида в порово–трещинном пространстве геосреды.



**Рисунок 4.7.** Пример коротких реализаций из данных одновременных измерений ГАЭ и ЭМИ, скважина Г-1: (а) - сигнал ГАЭ в полосе 1000 Гц; (б) - сигнал ГАЭ на частоте 150 Гц; (в) - сигнал ЭМИ на частоте 150 Гц. (Согласно [Gavrilov, 2014]).

Для количественных оценок, связанных с процессами фильтрации, как правило, используется скорость фильтрации жидкого флюида, под которой понимается величина [Мироненко, 2005]:

$$V = Q/\omega,$$

где  $Q$  – суммарный расход жидкости для всего объема фильтрующей горной породы,  $\omega$  – все поперечное сечение фильтрующей горной породы.

Отметим, что термином «фильтрация» охватывается движение жидкости в насыщенной ею пористой или трещиноватой среде, обусловленное наличием гидравлического градиента. При этом пора определяется как пустота, для которой сопротивление движению жидкости обусловлено главным образом силами трения жидкости о стенки поры и пристеночными эффектами. При таком определении термин «фильтрация» распространяется и на трещиноватые горные породы – если движение жидкости в них также характеризуется доминирующим значением сил трения жидкости о стенки [Мироненко, 2005].

Результаты, полученные при эксперименте с откачкой воды в скважине Г-1, позволяют сделать вывод, что при *достаточной влагонасыщенности* геосреды изменения трендовых составляющих рядов ГАЭ с точностью до постоянных коэффициентов отражают изменения скорости фильтрации жидкости в контролируемой геофоном шумовой зоне [Гаврилов, Пантелеев, 2016; Gavrilov, Naumov, 2017].

Спектры шумов, связанных с процессами фильтрации жидкостей и газов при малых скоростях, сосредоточены в низкочастотной части спектра (первые сотни герц). Согласно результатам лабораторных и натурных исследований амплитудно–частотные характеристики шумов в зоне конкретной скважины определяются структурой околоскважинного порово–трещинного пространства. При этом, согласно данным лабораторных экспериментов, характер спектров от свойств флюида зависит незначительно и максимумы спектров шумов при фильтрации жидкости и газа через одни и те же образцы практически совпадают. Изменения скорости фильтрации приводит лишь к соответствующим изменениям амплитуд шумов при сохранении характерной для конкретного образца формы [Марфин, 2012].

В общем случае источниками гидродинамического шума являются неоднородности потоков жидкости в скважине и пласте при взаимодействии с поверхностью твердого тела или препятствиями. При малых скоростях движения флюида, когда можно пренебречь инерционными силами и влиянием турбулизации потока флюида, система уравнений динамики поровой жидкости может быть представлена в линейном приближении [Николаевский, 1984]:

$$\begin{aligned} grad P + \frac{\mu m_0}{k} (\vec{V} - \vec{U}) &= 0, \\ \frac{1}{m_0} \cdot \frac{\partial m}{\partial t} + \beta \frac{\partial P}{\partial t} + div \vec{V} &= 0, \end{aligned} \tag{4.1}$$

где  $\vec{V}, \vec{U}$  - скорости движения жидкости и твердой фазы соответственно, [м/с];

$P$  – избыточное (надгидростатическое) поровое давление, [Па];

$m$  и  $m_0$  – пористость и начальная пористость соответственно;

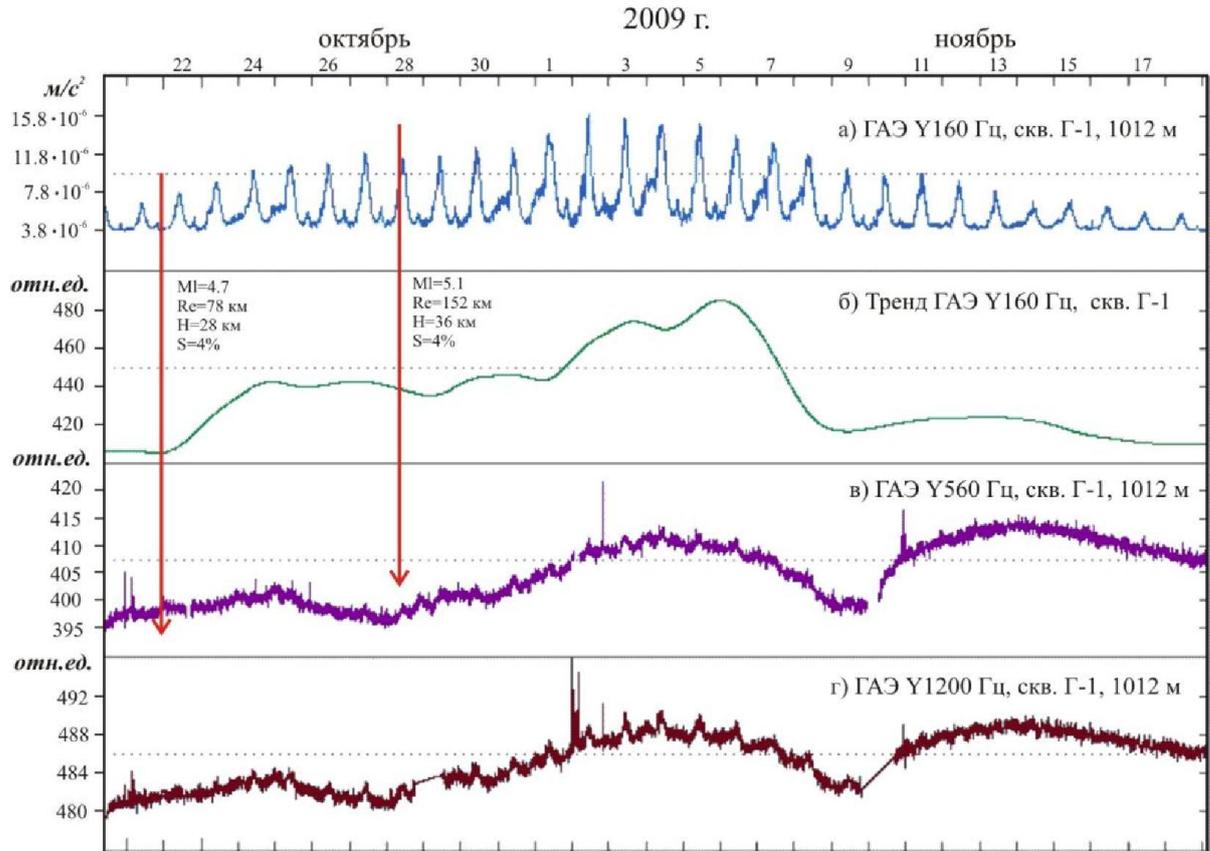
$\beta$  – изотермическая сжимаемость поровой жидкости, [Па<sup>-1</sup>];

$\mu$  – динамическая вязкость поровой жидкости, [Па·с];

$k$  – проницаемость, [м<sup>2</sup>].

Значение средней *действительной* скорости фильтрационных потоков, возникающих в зоне скважины Г-1 под действием гравитационных сил, можно оценить величиной порядка  $4 \cdot 10^{-4}$  м/с (см. раздел 4.4.1). Учитывая столь малые скорости движения жидкого флюида система уравнений (4.1) может использоваться для исследований фильтрационных процессов в зоне скважины Г-1. Поскольку относительные скорости движения жидкой и твердой фаз согласно (4.1) определяются величиной градиента надгидростатического порового давления, то изменения уровня ГАЭ при малых скоростях движения жидкого флюида также будут линейно связаны с величиной  $gradP$ .

Подчеркнем, что даже при относительно небольшом радиусе шумовой зоны порядка первых сотен метров объем пород зоны будет составлять не менее  $10^7$  м<sup>3</sup>. В этом случае на основании данных, приводимых в [Басниев и др., 2006], площадь трещинного пространства даже для плотных пород можно оценить величиной не менее  $10^8$  м<sup>2</sup>. При такой большой площади порово-трещинного пространства шумовой зоны возникновение в ней достаточно значимых фильтрационных потоков должно сопровождаться возрастанием уровня ГАЭ за счет увеличения геоакустических шумов, связанных с трением жидкого флюида о борта пор и микротрещин. Такое предположение подтверждается результатами многолетних комплексных скважинных измерений на Петропавловск–Камчатском геодинамическом полигоне. В качестве примера результатов таких измерений, можно привести данные рисунка 4.8. Сравнение трендовых составляющих рядов различных частотных каналов Y-компоненты указывает на их достаточно высокую коррелированность, что позволяет по аналогии с результатами натурального эксперимента 2014 г. предположить, что изменения трендовых составляющих рядов ГАЭ и аномальный рост амплитуд откликов ГАЭ на интервале 17.10 – 01.11.2009 г. связаны с процессами фильтрации жидкого флюида в порово-трещинном околоскважинном пространстве скважины Г-1.



**Рисунок 4.8.** Сравнение рядов трендовых составляющих ГАЭ для различных частотных каналов.

Как показано в главе 5, значительные изменения параметров регистрируемого геоакустического излучения на этом интервале могли быть связаны со значительными изменениями напряженно-деформированного состояния геосреды в зоне Петропавловск–Камчатском геодинамическом полигоне на заключительной стадии подготовки Тохокского мегаземлетрясения.

Обобщение представленных в данном разделе результатов позволяет сделать вывод, что *при достаточной флюидонасыщенности* пород изменения трендовых составляющих рядов ГАЭ связаны с изменениями шумов, возникающих при движении флюида в контролируемой геофоном шумовой зоне. Подчеркнем, что в случае *экстремально низкой влагонасыщенности* пород рост трендовых составляющих рядов ГАЭ будет связан уже не с притоком флюида в порово-трещинное пространство прискважинной зоны, а с возрастанием сил

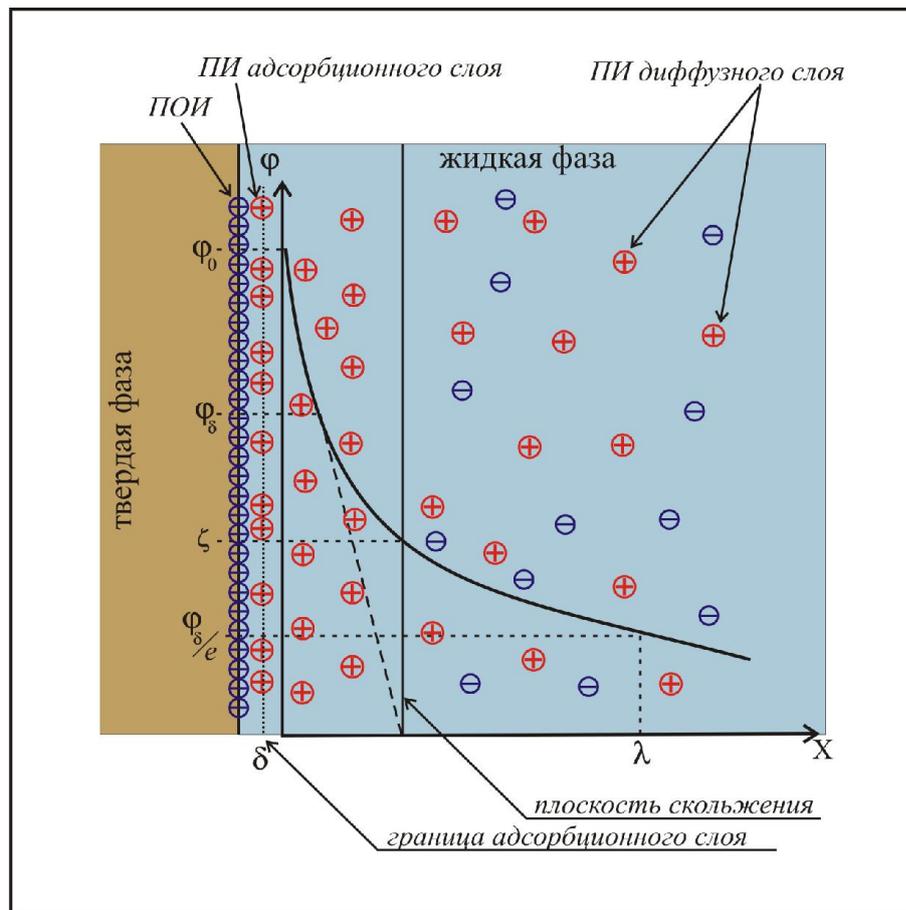
трения скольжения между гранулами пород и бортами существующих трещин. В таких случаях будет иметь место отсутствие откликов ГАЭ на вариации внешнего переменного ЭМИ в зоне скважины. Более детально этот вопрос обсуждается ниже.

### **4.3. Возможный механизм модулирующего электромагнитного влияния на интенсивность геоакустической эмиссии**

#### **4.3.1. Строение двойного электрического слоя на границах раздела твердой и жидкой фаз горных пород**

Результаты, полученные в разделе 4.2, указывают на то, что жидкий флюид играет одну из ключевых ролей в механизме электромагнитного воздействия на геоакустические процессы. Исходя из такого предположения, рассмотрим строение двойного электрического слоя (ДЭС), являющегося обязательным атрибутом процессов взаимодействия твердой и жидкой фаз на границе их раздела.

В целом ДЭС, представляющий собой пространственно разделенные электрические заряды, электронейтрален. Возникновение ДЭС во флюидонасыщенных горных породах связано, в первую очередь, с исходно существующим неравенством химических потенциалов компонентов (ионов) в жидкой и твердой фазах. Это приводит к возникновению разности электрических потенциалов на межфазных границах, сопровождаемому разделением электрического заряда. Современные представления о строении ДЭС базируются на модели Гуи-Чепмена-Штерна [Салем, 2003], в упрощенном виде представленной на рисунке 4.9. ДЭС состоит из слоя потенциалоопределяющих ионов, относительно прочно связанных с поверхностью твердой фазы, и эквивалентного по величине заряда ионов противоположного знака (противоионов), расположенных в жидкой фазе.



**Рисунок 4.9.** Строение ДЭС и зависимость потенциала от расстояния согласно модели Гуи-Чемпена-Штерна.

Таким образом, слой потенциалоопределяющих ионов образует внутреннюю часть ДЭС, а слой противоионов – его внешнюю часть. В горных породах, как правило, 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. Одна часть противоионов непосредственно примыкает к межфазной поверхности за счет химической адсорбции и электростатических сил, образуя плотный адсорбционный слой. Ионы адсорбционного слоя жестко связаны с границей раздела фаз. Толщина адсорбционного слоя  $\delta$  примерно равна диаметру гидратированных ионов, его составляющих ( $\approx 0,3 \div 0,4$  нм). Другая часть противоионов находится в диффузном слое, содержащем ионы обоих знаков (с преобладанием противоионов), который удерживается у поверхности только за

счет электростатических сил. Плоскость, разделяющая адсорбционный и диффузионные слои, носит название плоскости Штерна. Диффузный слой состоит из неподвижной и подвижной частей, которые разделяются плоскостью скольжения, за пределами которой в диффузном слое становится возможным движение жидкости. Потенциал плоскости скольжения, называемый электрокинетическим или дзета-потенциалом ( $\zeta$ - потенциал), является основным параметром ДЭС, непосредственно связанным с электрокинетическими процессами. Величину дзета-потенциала можно найти из выражения:

$$\zeta \approx \varphi_d \exp(-\chi \chi_\zeta), \quad (4.2)$$

где  $\varphi_d$  – потенциал плоскости Штерна,  $\chi_\zeta$  – расстояние до плоскости скольжения, оцениваемое для бинарного электролита NaCl величиной порядка  $2.4 \cdot 10^{-10}$  м [Revil, Glover, 1997].

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 двигается вместе с твердой фазой. В адсорбционном слое электрический потенциал убывает линейно (как в плоском конденсаторе), тогда как в диффузионном слое при достаточном удалении от поверхности (3-4 величины  $\lambda$ ) он убывает экспоненциально с расстоянием ввиду уменьшения концентрации противоионов при удалении от границы раздела, вызванной их тепловым движением:

$$\varphi_x = \varphi_\delta e^{-\chi x},$$

где  $x$  – расстояние от плоскости Штерна до точки внутри жидкой фазы;  $\varphi_\delta$  – потенциал плоскости Штерна;  $\chi$  – параметр Дебая. Величина  $1/\chi = \lambda$  представляет собой эффективную толщину диффузного слоя - расстояние, на котором потенциал снижается в  $e$  раз от значения  $\varphi_\delta$ . С достаточной точностью эффективная толщина диффузного слоя рассчитывается по формуле [Дамаскин, Петрий, 1987]:

$$\lambda = \frac{1}{zF} \sqrt{\frac{\varepsilon_0 \varepsilon RT}{2C_0}}, \quad (4.3)$$

где  $z$  – валентность ионов;

$F=9.65 \cdot 10^4$  – постоянная Фарадея, [Кл/моль];

$\varepsilon_0 = 8.85 \cdot 10^{-12}$  - электрическая постоянная, [Ф/м];

$\varepsilon = 81$  - диэлектрическая проницаемость свободной воды;

$k_b = 1.38 \cdot 10^{-23}$  - постоянная Больцмана, [Дж/К];

$R=8.31$ – универсальная газовая постоянная, [Дж/моль·К];

$T$  - абсолютная температура флюида, [град];

$C_0$  – равновесная концентрация ионов в свободном растворе, [моль/м<sup>3</sup>];

$e = 1.602 \cdot 10^{-19}$  - заряд электрона, [Кл].

Из выражения (4.3) следует, что увеличение минерализации флюида и введение в раствор ионов с большим зарядом снижают эффективную толщину диффузного слоя. Рост диэлектрической проницаемости и температуры флюида ведут к возрастанию толщины диффузного слоя и ДЭС в целом. Согласно результатам гидрогеохимических исследований ионный состав воды в скважине Г-1 преимущественно натриево-хлоридный [Хаткевич, Рябинин, 2006], что позволяет в расчетах считать флюид бинарным электролитом. Средняя концентрация раствора электролита (в расчете на NaCl) в скважине Г-1 составляет 0.21 моль/л. Оценки температуры воды на глубине установки геофона в скважине дают значение  $T=20^0\text{C}$ . В этом случае расчеты по формуле (4.3) с учетом толщины адсорбционного слоя ( $\approx 0.3$  нм) приводят к величине общей толщины ДЭС порядка 1 нм.

#### **4.3.2. Возможный механизм модулирующего влияния внешнего ЭМИ звукового диапазона частот на интенсивность ГАЭ**

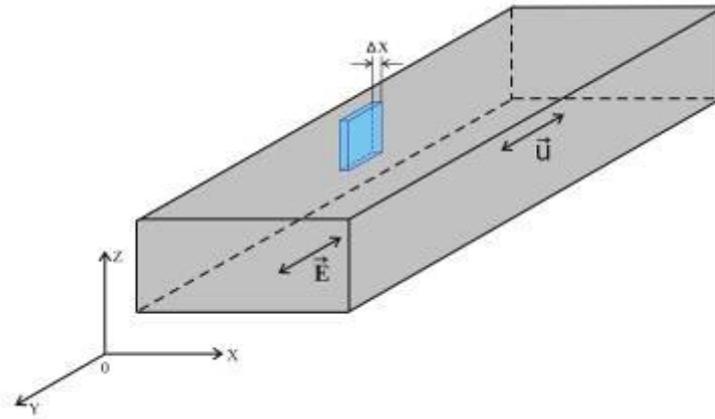
Учитывая строение ДЭС, рассмотрим на качественном уровне возможный физический механизм, способный объяснить модулирующее влияние на интенсивность ГАЭ внешнего переменного электрического поля с частотами в диапазоне до первых единиц кГц [Gavrilov, Naumov, 2017].

Жидкую фазу, находящуюся в порово-трещинном пространстве контролируемой геофоном шумовой зоны, будем считать несжимаемой ньютоновской жидкостью, вязкость и диэлектрическая проницаемость которой за пределами плоскости скольжения ДЭС постоянны. Отметим, что на начальном этапе работ этого направления модулирующее воздействие слабых переменных электрических полей на интенсивность ГАЭ связывалось с изменениями сил вязкого трения между подвижной частью флюида и поверхностью твердой фазы [Gavrilov, 2014; Гаврилов, 2016]. Рассматриваемая в рамках такой модели жидкость считалась вязкопластичной, обладающей сопротивлением сдвигу не только за счет вязкости, но и за счет статического трения (бингамовская жидкость). Такая модель соответствует случаю гранулированной геосреды с капиллярами *малого диаметра, размер которых сопоставим с толщиной ДЭС*. Между тем, полученные к настоящему времени результаты комплексных скважинных измерений, показывают, что для их интерпретации в большей степени подходит модель с микротрещинами, *диаметр которых значительно превышает толщину ДЭС*. В таком случае, например, становится более понятной физическая суть результатов, указывающих на высокую коррелированность временных рядов ГАЭ с данным гидрогеохимического и гидрогеодинамического мониторинга (см. главу 5). В этой связи в рамках исследований возможных механизмов модулирующего влияния внешнего ЭМИ на интенсивность геоакустической эмиссии в качестве основного рассматривается случай, когда флюид, находящийся в порово-трещинном пространстве контролируемой геофоном шумовой зоны, является несжимаемой ньютоновской жидкостью, вязкость и диэлектрическая проницаемость которой за пределами плоскости скольжения ДЭС постоянны.

В качестве упрощенной модели порово-трещинного пространства в зоне скважины на мезомасштабном уровне примем гетерогенную систему с двойной пористостью, состоящую из слабопроницаемых блоков и гранул, расчлененных более проницаемыми широкими (в сравнении с толщиной ДЭС) каналами. Подобная модель в значительной степени соответствует результатам бурения

скважины Г-1 Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона для глубин более 108 м (начало зоны верхнемеловых пород) [Отчет..., 1988].

Рассмотрим отдельный проницаемый канал (рисунок 4.10).



**Рисунок 4.10.** Упрощенная модель проницаемого канала. Пояснения в тексте.

Будем считать канал широким в сравнении с толщиной ДЭС, что позволяет не учитывать влияние противоположной стенки канала на движение жидкой фазы. Как уже отмечалось выше, в диффузном слое ДЭС поровая жидкость в горных породах электрически не нейтральна, т. е. внешнюю часть ДЭС можно считать слоем заряженной жидкости с некоторой объемной плотностью заряда. В этом случае при наличии в геосреде внешнего электрического поля на каждый произвольный элемент поровой жидкости объемом  $dV$  будет действовать сила  $d\vec{F} = \vec{E}\rho(x)dV$ , где  $\vec{E}$  - напряженность электрического поля;  $\rho(x)$  - объемная плотность заряда для рассматриваемого элемента объема. Будем считать, что электрическое поле, действующее на поровую жидкость, представляет собой плоскую электромагнитную волну, распространяющуюся по нормали к стенке канала, т.е. параллельно оси  $X$ . Рассмотрим соотношения, позволяющие установить зависимости скорости движения поровой жидкости от характеристик внешнего ЭМИ. Воспользуемся для этой цели подходом, изложенным в [Новый... , 2004].

Пусть рассматриваемый объем жидкости расположен вблизи левой стенки канала (см. рисунок 4.10) в диффузном слое ДЭС за пределами плоскости

скольжения (см. рисунок 4.9), где возможно движение жидкости. Рассмотрим для простоты одномерную задачу, когда этот объем имеет бесконечно малую толщину  $dx$  и единичные площади больших граней. Объемная плотность заряда  $\rho(x)$  для рассматриваемого элемента объема в этом случае будет функцией от координаты  $x$  и определяется одномерным уравнением Пуассона:

$$\frac{d^2 \varphi(x)}{dx^2} = - \frac{\rho(x)}{\varepsilon_0 \varepsilon}, \quad (4.4)$$

где  $\varepsilon_0$  - электрическая постоянная;  $\varepsilon$  – диэлектрическая проницаемость поровой жидкости;  $\varphi(x)$  – электрический потенциал в точке  $x$ .

При учете того, что для выделенного объема  $dV = dx$ , уравнение Навье–Стокса, описывающее движение жидкости в канале, в этом случае сводится к равенству:

$$d\tau(x) + E\rho(x)dx = 0, \quad (4.5)$$

где  $d\tau(x)$  – разность сил трения на дальней (в соответствии с величиной  $x$ , см. рис. 4) и ближней гранями слоя  $dx$ .

Совмещая уравнения (4.4) и (4.5) и интегрируя в пределах от  $x$  до  $\infty$ , получим:

$$\tau(x) = -\varepsilon\varepsilon_0 E \int_x^\infty \frac{d^2 \varphi}{dx^2} dx = \varepsilon\varepsilon_0 E \frac{d\varphi}{dx} \Big|_x,$$

поскольку  $d\varphi/dx|_{\infty} = 0$ .

Согласно закону внутреннего трения Ньютона,

$$\tau(x) = \mu \frac{du}{dx} \Big|_x,$$

где  $\mu$  – динамическая вязкость поровой жидкости,  $u$  – скорость течения поровой жидкости. Тогда:

$$\mu \frac{du}{dx} = \varepsilon\varepsilon_0 E \frac{d\varphi}{dx} \quad \text{или} \quad du = \frac{\varepsilon\varepsilon_0 E}{\mu} d\varphi.$$

Учитывая, что вязкость и диэлектрическая проницаемость поровой жидкости в данном случае считаются постоянными, последнее выражение легко интегрируется. При интегрировании учтем, что на плоскости скольжения

скорость движения поровой жидкости будет нулевой, а потенциал  $\varphi$  равен  $\zeta$ -потенциалу. Интегрирование выражения приводит к уравнению Гельмгольца–Смолуховского [Фролов, 1982]:

$$\int_0^{u(x)} du = \frac{\varepsilon\varepsilon_0 E}{\mu} \int_{\zeta}^{\varphi(x)} d\varphi \quad \text{или} \quad u(x) = \frac{\varepsilon\varepsilon_0 E}{\mu} (\varphi(x) - \zeta). \quad (4.6)$$

Вдали от межфазной границы потенциал падает экспоненциально:

$$\varphi(x) = \varphi_\delta e^{-x/\lambda}.$$

Из выражения (4.6) следует, что при постоянных значениях вязкости и диэлектрической проницаемости поровой жидкости за пределами плоскости скольжения ДЭС, изменения скорости течения для фиксированной координаты  $x$  будут определяться изменениями напряженности электрического поля.

При внешнем стационарном тангенциальном электрическом поле за пределами действия стационарного поля ДЭС (расстояние, вдвое–втрое превышающее эффективную толщину ДЭС) потенциал  $\varphi$  будет близок к нулю и скорость движения поровой жидкости будет принимать максимальное значение:

$$u = -\frac{\varepsilon\varepsilon_0 E}{\mu} \zeta.$$

В случае воздействия на геосреду слабых переменных электрических полей, амплитуды напряженности которых составляют порядка первых мВ/м, наибольшей чувствительностью к такому воздействию будет обладать слой жидкости, расположенный в «хвостовой» зоне потенциала диффузной части ДЭС (см. рисунок 4.9), где величины напряженности стационарного поля ДЭС будут сравнимы со значениями амплитуды напряженности внешнего переменного электрического поля.

Рассмотрим вопросы, касающиеся зависимости параметров ГАЭ от скорости фильтрации поровой жидкости. Результаты, полученные в ходе многочисленных лабораторных и натурных исследований процессов фильтрации жидкостей и газов, показывают, что при малых скоростях движения жидкого флюида ( $v \ll c_s$ , где  $c_s$  – скорость звука в жидкости), амплитуды шумов фильтрации *пропорциональны скоростям* фильтрационных потоков [Афанасьев,

Грдзелова, Пющев, 1987; Николаев, Овчинников, 1992; Николаев и др., 1992; Марфин, 2012]. Выше показывалось, что среднюю действительную скорость фильтрационных потоков в зоне скважины Г-1 можно оценить величиной порядка  $4 \cdot 10^{-4}$  м/с. Можно отметить, что указанное значение по порядку величины совпадает со скоростями движения флюида на стадии краткосрочных предвестников землетрясений [Добровольский, 2009]. Очевидно, что при столь малых скоростях амплитуды ГАЭ, связанной с фильтрационными процессами, можно считать пропорциональными скорости движения.

Рассчитанные согласно (4.6) значения линейной скорости движения поровой жидкости вследствие воздействия переменного электрического поля с амплитудой напряженности 10 мВ/м составили величину порядка  $10^{-9}$  м/с. При этом для поровой жидкости принимались следующие значения параметров: динамическая вязкость  $\mu=10^{-3}$  Па·с; диэлектрическая проницаемость  $\epsilon=80$ ; электрокинетический потенциал  $\zeta=150$  мВ; потенциал  $\varphi = 50$  мВ. Таким образом, амплитуды ГАЭ, связанной с движением поровой жидкости при воздействии переменного электрического поля, также можно считать пропорциональными скорости движения.

Для геофона, находящегося на некотором расстоянии от движущегося объема поровой жидкости, выражение для амплитуды регистрируемых при этом шумов, с учетом (4.6), можно представить в виде:

$$A(t)_{ГАЭ} = a\vec{E}(t), \quad (4.7)$$

$$\text{где } a = \frac{\epsilon\epsilon_0(\zeta - \varphi(x))}{\mu}.$$

При внешнем гармоническом электрическом поле  $E(t)_{\text{вн}} = E_m \sin \omega t$ , вектор напряженности которого направлен вдоль проницаемого канала, амплитуда шумов фильтрации согласно (4.7) будет возрастать на интервалах роста напряженности поля и снижаться на интервалах ее уменьшения. Касаясь условий скважинных измерений необходимо отметить, что в этих случаях, как правило, речь идет о воздействии на геосреду переменных электрических полей с низкими значениями амплитуд напряженности. Например, для зоны скважины Г-1

Петропавловск–Камчатского геодинимического полигона значение амплитуды напряженности электрического поля для частот  $160 \pm 20$  Гц на глубине 1000 м составляет примерно 1.0 мВ/м. При столь малых значениях напряженности наложение внешнего переменного ЭМИ на фоновое электрическое поле другого происхождения, существующего в геосреде, не приводит к периодическим изменениям направления вектора напряженности суммарного электрического поля, воздействующего на геосреду и к соответствующим изменениям направления движения поровой жидкости. (Воздействие значительных по напряженности гармонических электрических полей может приводить к изменениям каждые полпериода направления движения поровой жидкости). При малых значениях напряженности внешнего гармонического поля происходит лишь ускорение-торможение движения поровой жидкости. Это предположение подтверждается результатами скважинных измерений, показывающих отсутствие в спектрах ГАЭ второй гармоники сигнала внешнего ЭМИ.

Отметим также, что характерное время эволюции электроосмотического течения при электрическом воздействии для каналов с поперечными размерами  $10^{-6} \div 10^{-5}$  м имеет значения в диапазоне  $10^{-6} \div 10^{-4}$  с [Кадет, Корюзлов, 2009]. Принимая во внимание, что указанные значения на несколько порядков меньше продолжительности периодов сигналов ЭМИ для частот первых сотен Гц, инерционность процессов электропереноса в поровой жидкости в этом случае также нет необходимости учитывать.

*Влияние диэлектрической проницаемости поровой жидкости и электрокинетического потенциала ДЭС.* Выражение (4.7) показывает, что при постоянной вязкости на амплитуду ГАЭ кроме напряженности электрического поля будут влиять значения диэлектрической проницаемости поровой жидкости и электрокинетического потенциала ДЭС. Оценим степень возможного влияния на характер ГАЭ обоих указанных факторов.

Согласно [Антропов, 1984; Справочник..., 1981] зависимость диэлектрической проницаемости раствора электролита  $\varepsilon$  от его молярной объемной концентрации определяется эмпирической закономерностью

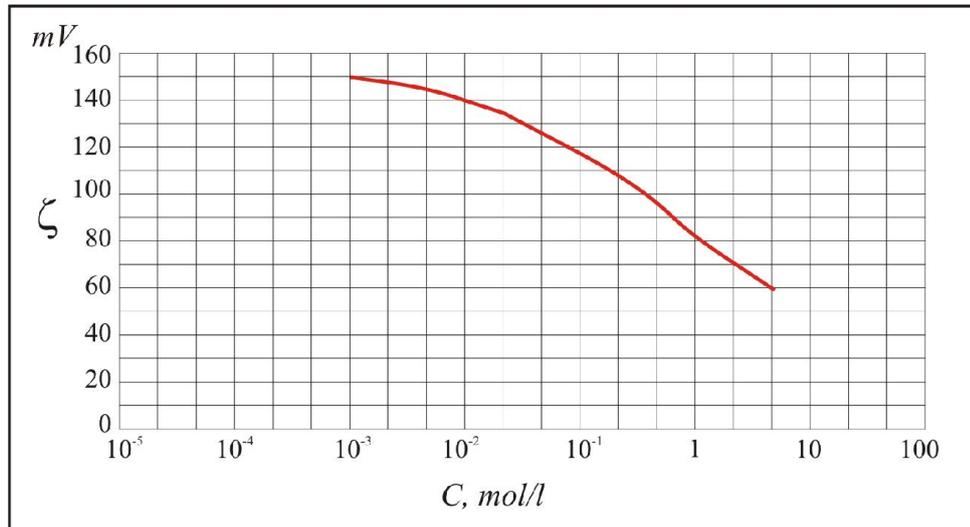
$$\varepsilon = \varepsilon_0 + a\sqrt[m]{C}, \quad (4.8)$$

где  $\varepsilon_0$  – диэлектрическая проницаемость чистого растворителя (в данном случае для свободной воды  $\varepsilon_0 = 81$ );  $a$  – константа; показатель  $m$  может принимать значения 1 или 2. Для слабых водных растворов электролита типа NaCl принимают  $a = -3.8$ ,  $m = 2$ .

Типичные значения изменений минерализации воды скважин Г-1 и ГК-1, данные которых используются при комплексных скважинных измерениях на Петропавловск – Камчатском геодинамическом полигоне, составляют первые проценты [Хаткевич, Рябинин, 2006]. Можно предположить, что изменения минерализации воды в микротрещинах и капиллярах пород в зонах скважин Г-1 и ГК-1 на глубинах порядка 1000 м имеют такой же порядок величин. В таком случае, согласно (4.8), возможные изменения величины  $\varepsilon$  не будут превышать первых процентов.

По результатам рентгенофазового анализа, проведенного А.В.Наумовым и А.В. Сергеевой, породы, относящиеся к глубинам около 1000 м в зоне скважины Г-1, включают в себя следующие минералы:  $\alpha$ -кварц, плагиоклаз области составов альбита, монтмориллониты. Такие алюмосиликаты являются катионообменными фазами, причем перенос ионов  $\text{Na}^+$  ( $\text{K}^+$ ) через границу раздела твердая фаза/водный раствор обеспечивает разделение зарядов. В этом отношении к рассматриваемым фазам близки силикатные натриевые стекла, что позволяет воспользоваться графиком зависимости величины  $\zeta$ -потенциала от концентрации раствора KCl (рисунок 4.11). Поровые жидкости в зонах скважин Г-1 и ГК-1 являются растворами NaCl со средними концентрациями около 0.21 моль/л и 0.16 моль/л соответственно. Типичный диапазон изменений концентраций растворов в этом случае составляет порядка нескольких процентов. Приводимые на рисунке 4.11 данные показывают, что в этом случае изменения величины дзета-потенциала, связанные с изменениями минерализации воды скважин Г-1 и ГК-1,

не будут превышать 0.1%. Согласно (4.6) и (4.7) такой же порядок величины будут иметь соответственно изменения линейной скорости электроосмотического течения и амплитуд откликов ГАЭ.



**Рисунок 4.11.** Зависимость электрокинетического потенциала стекла от концентрации раствора КСl. Согласно [Новый ..., 2004].

Отметим также, что ввиду значительно более низкой скорости изменений диэлектрической проницаемости поровой жидкости и дзета-потенциала ДЭС в сравнении с изменениями напряженности переменного электрического поля, изменения указанных величин будет отражаться только в изменениях трендовых составляющих рядов ГАЭ.

#### 4.3.2.1. Изменения амплитуд откликов ГАЭ при воздействии гармонического электрического поля с медленно меняющейся амплитудой напряженности

Рассмотрим ситуацию, когда амплитуда напряженности внешнего электрического гармонического поля  $E_{вн}(t) = E_m \sin \omega t$  медленно изменяется во времени по закону:  $E_m = E_s \sin \Omega t$ ,  $\Omega \ll \omega$ . Подобный характер электромагнитного излучения соответствует, в частности, характеру ЭМИ в зоне скважины Г-1 Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона, амплитуда напряженности которого для компоненты 150 Гц имеет четко выраженные

суточные вариации. В этом случае амплитуда ГАЭ для *влагонасыщенной* геосреды, изменяясь в соответствии с выражением (4.7), также будет иметь соответствующие вариации - например, суточные.

***Влияние влагонасыщенности геосреды.*** Необходимо подчеркнуть принципиальное значение влагонасыщенности геосреды для проявления эффекта модулирующего воздействия внешнего ЭМИ на интенсивность геоакустической эмиссии. Изменение суммарной площади соприкосновения жидкой и твердой фаз в порово-трещинном пространстве контролируемой геофоном шумовой зоны является наиболее значимым фактором, влияющим на изменения амплитуд откликов ГАЭ. Такой вывод следует, в том числе, из приведенных выше результатов натуральных экспериментов на скважине Г-1. ***Для сухих пород проявление эффекта модулирующего воздействия внешнего ЭМИ на интенсивность ГАЭ невозможно.*** Достаточно детально этот вопрос рассматривается в последующих разделах.

Как уже указывалось выше, в условиях скважинных измерений, как правило, речь идет о воздействии на геосреду переменных электрических полей с низкими значениями амплитуд напряженности, не превышающих несколько мВ/м. Очевидно, что приросты скорости течения поровой жидкости и, соответственно, амплитуд откликов ГАЭ под воздействием таких слабых электрических полей для отдельного единичного объема жидкости будут крайне малы. Вместе с тем, в масштабе контролируемой геофоном шумовой зоны интенсивность ГАЭ будет зависеть от числа потенциальных точечных источников ГАЭ, которое определяется суммарной площадью поверхности пород, контактирующих с жидкой фазой и образующих ДЭС. Как показано в [Гаврилов, Пантелеев, 2016], при самых осторожных оценках площадь трещинного пространства контролируемой геофоном шумовой зоны составляет не менее  $10^8$  м<sup>2</sup>. При такой большой площади порово-трещинного пространства и при достаточной флюидонасыщенности контролируемой геофоном шумовой зоны регистрируемое в скважине геоакустическое излучение, связанное с взаимодействием флюида с поверхностью твердой фазы, является суперпозицией

излучений от очень большого числа отдельных точечных источников ГАЭ, действующих одновременно в разных точках шумовой зоны. Следствием этого является повышение значений сигнал/шум до уровня, позволяющего наблюдать проявление эффектов модулирующего воздействия непрерывного слабого ЭМИ на интенсивность ГАЭ. Можно также отметить, что с учетом очень большого объема порово-трещинного пространства шумовой зоны снимается вопрос относительно требуемой ориентации вектора напряженности действующего электрического поля по отношению к проницаемым каналам, поскольку в объеме шумовой зоны имеет место разветвленная сеть разноориентированных каналов.

#### **4.4. Возможные причины и механизмы изменений характеристик ГАЭ во временных окрестностях землетрясений**

Эффект изменений амплитуд откликов ГАЭ на внешнее электромагнитное излучение звукового диапазона частот, регистрируемый во временных окрестностях относительно сильных землетрясений, относится к наиболее интересным и важным в прикладном плане результатам, полученным в ходе многолетних комплексных скважинных измерений на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне [Гаврилов и др., 2006; Gavrilov et al., 2008; Gavrilov et al., 2013; Гаврилов и др., 2014]. Поясним, что термин «относительно сильных» применительно к землетрясениям подразумевает использование в качестве оценки значений величины

$$S=L/R_h \cdot 100, \%, \quad (4.9)$$

где  $L=10^{0.44M-1.29}$  – длина очага землетрясения в км при аппроксимировании формы очага эллипсом [Ризниченко, 1976];  $M$  – магнитуда события, вычисленная по сейсмическому моменту;  $R_h$  – гипоцентральное расстояние в км.

Согласно результатам многолетних измерений наиболее быстрые и значительные изменения амплитуд откликов ГАЭ, как правило, приурочены к временным окрестностям относительно сильных землетрясений. Землетрясения, для которых стабильно наблюдается указанный эффект, можно характеризовать

величиной  $S \geq 5\%$ . При этом землетрясения могут предваряться как деградацией, так и ростом амплитуд откликов ГАЭ. Оценим возможные физические причины и факторы, способные ощутимо влиять на амплитуды откликов ГАЭ во временных окрестностях относительно сильных землетрясений.

#### **4.4.1. Влияние изменений влагонасыщенности геосреды на характер данных геоакустических и электромагнитных измерений во временных окрестностях землетрясений**

Отметим, что в разделе 4.2, по результатам измерений, полученных на Петропавловск–Камчатском геодинамическом полигоне, обсуждалось влияние влагонасыщенности геосреды на данные геоакустических измерений во временной окрестности Тохокского мегаземлетрясения. Хотя указанное землетрясение произошло на большом эпицентральной расстоянии (2049 км), величина  $S$  для этого землетрясения оказалась значительной ( $S=23\%$ ), что отразилась на результатах измерений в зоне Петропавловск–Камчатского геодинамического полигона. Как показано в разделе 4.2, постсейсмическая стадия Тохокского мегаземлетрясения сопровождалась значительными изменениями амплитуд откликов ГАЭ в зоне скважины Г-1 для глубин более 700 м, связанных с изменениями влагонасыщенности геосреды. Эти и другие результаты легли в основу предложенного автором физического механизма, способного объяснить модулирующее влияние внешнего переменного электрического поля на интенсивность ГАЭ.

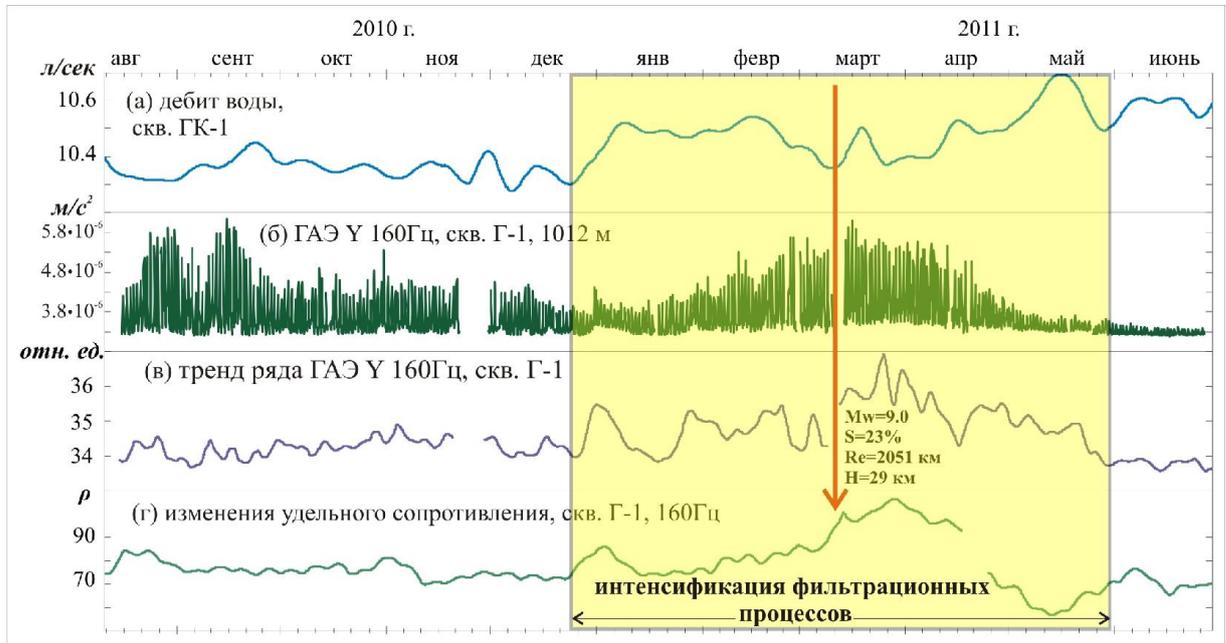
По результатам этого исследования показывается, что в масштабе контролируемой геофоном шумовой зоны интенсивность ГАЭ будет зависеть от числа потенциальных точечных источников ГАЭ, которое определяется суммарной площадью поверхности пород, контактирующих с жидким флюидом и образующих ДЭС. В этой связи делается вывод, что изменение суммарной площади соприкосновения жидкой и твердой фаз в порово-трещинном

пространстве контролируемой геофоном шумовой зоны может являться наиболее значимым фактором, влияющим на изменения амплитуд откликов ГАЭ.

Очевидно, что для геосреды сейсмоактивных регионов основные причины изменений указанного параметра могут быть связаны с изменениями напряженно-деформированного состояния геосреды, влекущих за собой изменения флюидонасыщенности и площади трещинного пространства. Согласно концепции, предложенной в [Вартанян, Куликов, 1982], геодинамическая эволюция литосферы сопровождается формированием и распадом множества короткоживущих структур сжатия и растяжения, происходящих под действием внешних механических сил. Время существования таких структур составляет сутки - месяцы, а площади – сотни и более квадратных километров. Контролируемая геофоном шумовая зона, являясь частью сейсмоактивной геосреды, должна реагировать на текущие изменения ее напряженно-деформированного состояния во временных окрестностях относительно сильных землетрясений. Отметим ключевые моменты, связанные с такими процессами.

***Интенсификация фильтрационных процессов во временных окрестностях сильных землетрясений.*** Формирование и распад короткоживущих структур сжатия и растяжения должны сопровождаться быстрыми изменениями порового давления, следствием чего должна быть интенсификация фильтрационных процессов и соответствующие перераспределения объемов жидкого флюида. В соответствии с предложенным в разделе 4.2 возможным механизмом модулирующего влияния внешнего переменного электрического поля на интенсивность ГАЭ такие процессы должны сопровождаться изменением амплитуд откликов ГАЭ и изменениями удельного сопротивления пород в зоне измерительной скважины. Характер изменений амплитуд откликов ГАЭ при этом будет определяться характером фильтрационных процессов: в случае *притока* жидкого флюида в контролируемую геофоном шумовую зону амплитуды откликов ГАЭ будут возрастать, а в случае оттока флюида из шумовой зоны – уменьшаться. В качестве примера, иллюстрирующего связь изменений характеристик ГАЭ с

фильтрационными процессами, можно привести данные комплексных скважинных измерений, полученные во временной окрестности Тохокского мегаземлетрясения (рисунок 4.12).



**Рисунок 4.12.** Изменения амплитуд откликов ГАЭ во временной окрестности Тохокского мегаземлетрясения в сопоставлении с данными гидрогеофизического и гидрохимического мониторинга: (а) – дебит воды скважины ГК-1; (б) – среднеквадратические значения ГАЭ для глубины 1012 м; (в) – изменения скорости фильтрации флюида в зоне скважины Г-1 для глубины 1012 м; (г) – изменения удельного сопротивления пород в зоне скважины Г-1 по данным канала 160 Гц.

Приводимые данные показывают, что примерно за два с половиной месяца до момента Тохокского мегаземлетрясения начался рост трендовой составляющей ряда ГАЭ с одновременным появлением высокоамплитудных достаточно быстрых вариаций тренда. В соответствии с результатами натурного эксперимента на скважине Г-1 в июне 2014 г. подобные изменения в характере трендовой составляющей можно интерпретировать как следствие интенсификации фильтрационных процессов на глубинах около 1000 м в зоне скважины Г-1. Начало роста трендовой составляющей ряда ГАЭ совпадает с началом роста продолжительных значимых изменений *дебита скважины ГК-1* на

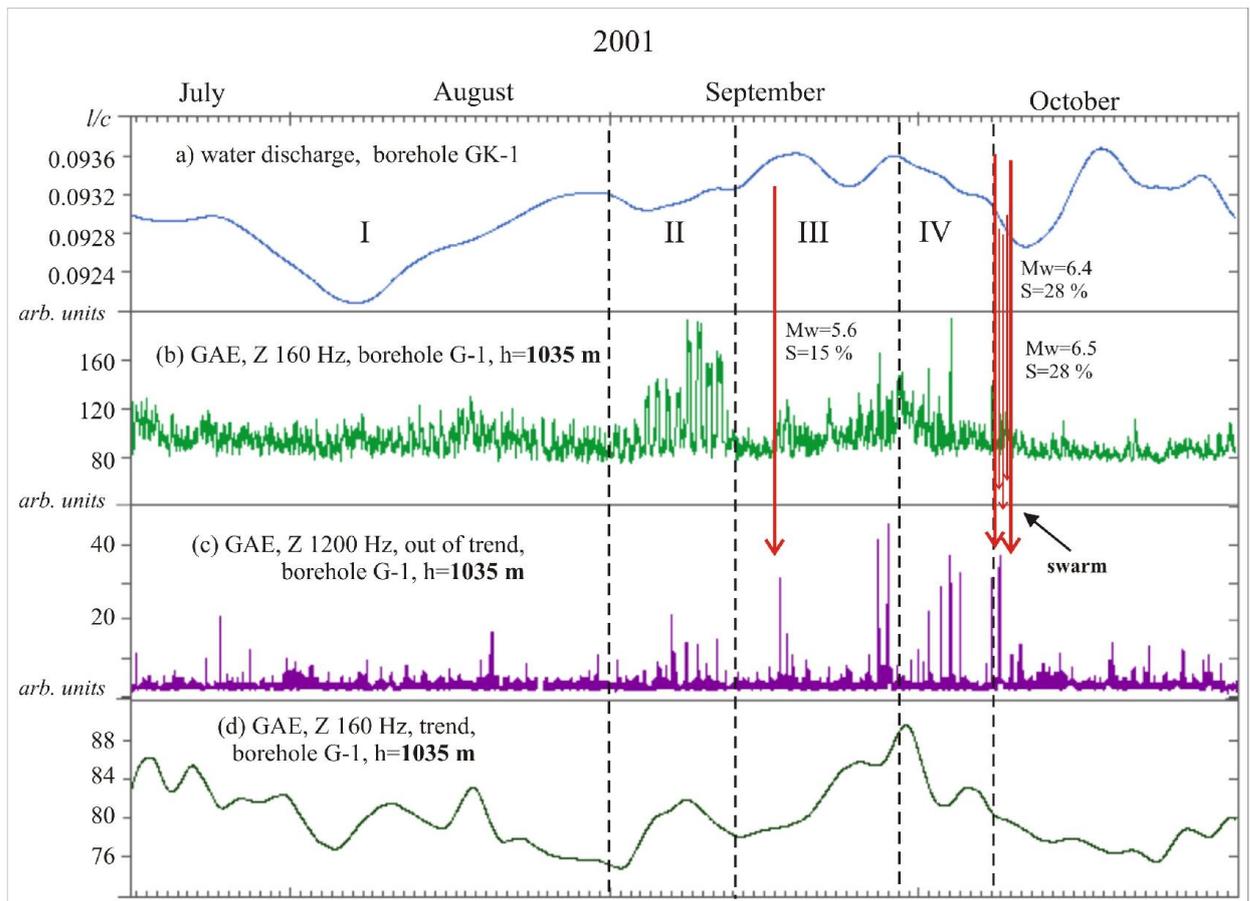
интервале конец декабря 2010 г. - конец мая 2011 г. Отметим, что однозначная интерпретация результатов измерений дебита воды скважины ГК-1 только на основании данных рисунка 4.12а затруднительна. (Достаточно детально этот вопрос обсуждается в главе 5). Вместе с тем, независимо от причин (сжатие или растяжение) вызвавших значимые изменения дебита воды скважины ГК-1 на интервале конец декабря 2010 г. - конец мая 2011 г., сам факт их наличия позволяет сделать вывод, что изменения трендовой составляющей ряда ГАЭ на указанном интервале связаны с изменениями напряженно–деформированного состояния геосреды в зоне Петропавловск–Камчатского геодинамического полигона во временной окрестности Тохокского мегаземлетрясения.

Как можно видеть по данным, приводимым на рисунке 4.12г, на интервале конец декабря 2010 г. - конец мая 2011 г. также имели место существенные изменения величины *удельного сопротивления пород* в зоне скважины Г-1. Напомним, что данные электромагнитных измерений с подземной электрической антенной в диапазоне 160 Гц, проводимые на базе скважины Г-1, отражают изменения удельного сопротивления пород в зоне скважины до глубины около 1000 м. Такие результаты могут быть связаны, в первую очередь, с изменениями емкости и флюидонасыщенности порово-трещинного пространства зоны скважины Г-1, т.е. с процессами, непосредственно связанными с фильтрацией флюида. Таким образом, результаты электромагнитных измерений (см. рисунок 4.12г) также указывают на то, что изменения в характере трендовой составляющей ряда ГАЭ связаны с фильтрационными процессами в шумовой зоне скважины Г-1.

Дополнительные примеры, подтверждающие подобный характер указанных процессов приводятся в главе 5. В частности, это относится к данным, зарегистрированным во временной окрестности сильнейшего ( $M_w=7.2$ ) Жупановского землетрясения, произошедшего 30.01. 2016 г. на эпицентральной расстоянии  $R_e=107$  км от г. Петропавловска–Камчатского.

***Проявление процессов сухого трения при снижении влагонасыщенности в зоне измерений.*** Длительные измерения на различных стадиях напряженно–

деформированного состояния геосреды позволили установить, что в случае экстремально низкой влагонасыщенности пород рост трендовых составляющих рядов ГАЭ будет связан уже не с притоком флюида в порово-трещинное пространство прискважинной зоны, а с возрастанием сил трения скольжения между гранулами пород и бортами существующих трещин. На таких интервалах будет иметь место отсутствие откликов ГАЭ на вариации внешнего переменного ЭМИ в зоне скважины. В качестве примера на рисунке 4.13 представлены результаты геоакустических измерений в скважине Г-1 для временной окрестности роя сильных землетрясений в Авачинском заливе (восточное побережье Камчатки) в октябре 2001 г. В соответствии с характером геоакустических данных, рассматриваемый на рисунке 4.13 временной интервал можно разделить на четыре стадии. Для *стадий I* и *II* данные комплексных скважинных измерений достаточно детально анализировались в [Гаврилов, Пантелеев, Рябинин, 2014; Ryabinin et al., 2011, 2012]. При этом было показано, что резкий и значительный рост амплитуд откликов ГАЭ на *стадии II* может быть объяснен увеличением флюидонасыщенности шумовой зоны геофона за счет подтока флюида из более глубоких горизонтов геосреды, а также интенсификации электрокинетических процессов.



**Рис. 4.13.** Результаты геоакустических измерений по различным частотным каналам во временной окрестности роя землетрясений в октябре 2001 г. (скважина Г-1, глубина 1035 м, Z-компонента): (a) – ряд дебита воды скважины ГК-1; (b) - ряд СКЗ ГАЭ для канала 160 Гц; (c) - ряд СКЗ ГАЭ для канала 1200 Гц; (d) – изменения трендовой составляющей ряда СКЗ ГАЭ для канала 160 Гц. (Согласно [Gavrilov, Naumov, 2017]).

Начало *стадии III* совпадает с началом спада амплитуд откликов ГАЭ. С началом этой стадии полностью деградировали отклики ГАЭ на изменения внешнего ЭМИ. К концу стадии III примерно за 38 суток до основных землетрясений роя значительно выросла трендовая составляющая ряда ГАЭ канала 160 Гц (см. рисунок 4.13d) при отсутствии откликов ГАЭ на изменения внешнего ЭМИ. Также к концу стадии III возросло число импульсов ГАЭ, как по низкочастотному (см. рисунок 4.13b), так и по высокочастотному каналу ГАЭ (см. рисунок 4.13c). При этом по высокочастотному каналу ГАЭ имело место резкое возрастание числа высокоамплитудных импульсов.

Как показано в [Гаврилов, Бусс, 2015; Gavrilov, Naumov, 2017], подобный

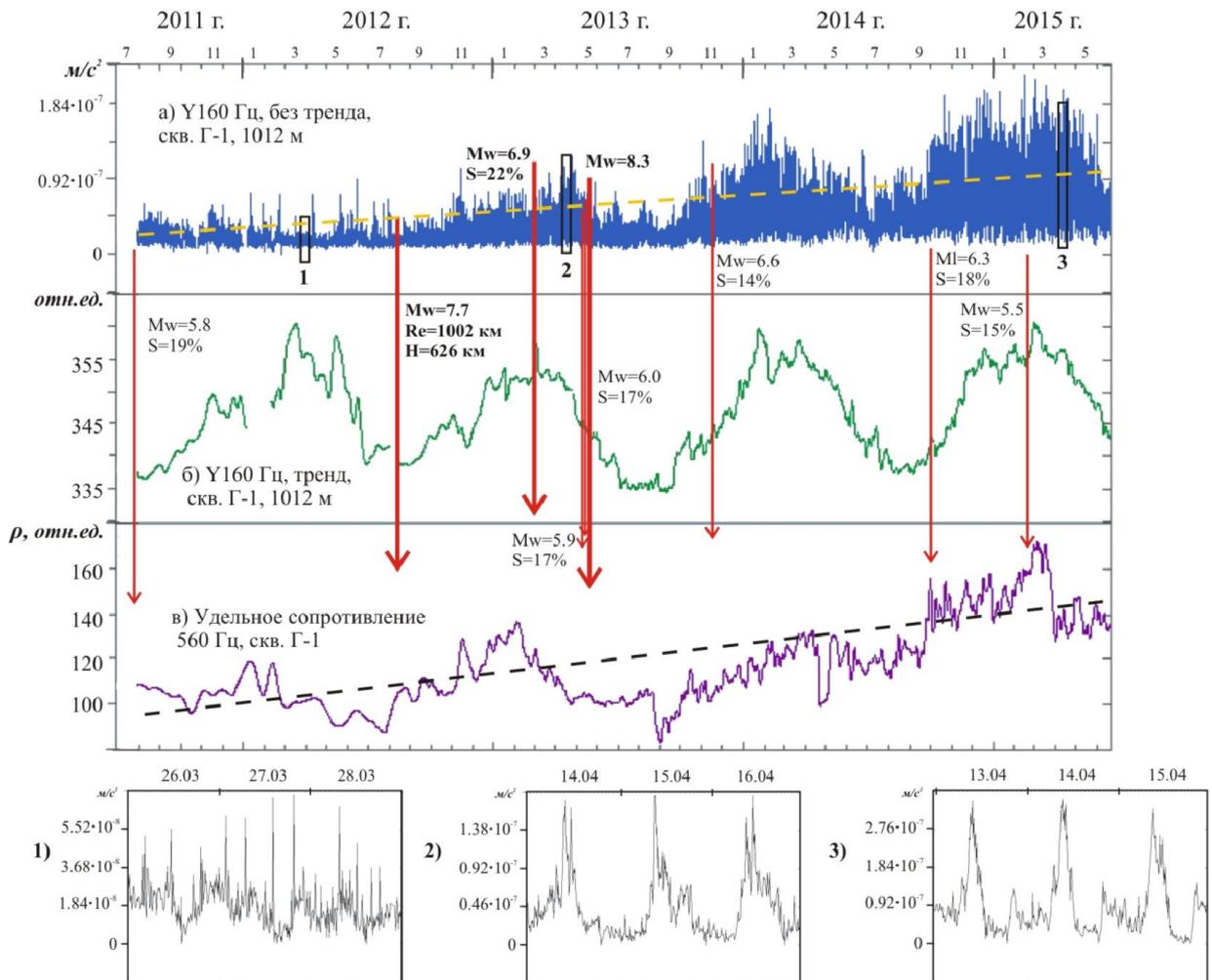
характер ГАЭ на стадии III может объясняться значительным снижением флюидонасыщенности пород прискважинной зоны на этой стадии, следствием чего, в том числе, стала деградация откликов ГАЭ на изменения внешнего ЭМИ. Значительный рост трендовых составляющих рядов ГАЭ к концу на стадии III в этом случае явился следствием возрастания сил трения скольжения между гранулами пород и бортами существующих трещин.

*Изменения амплитуд откликов ГАЭ при изменениях площади соприкосновения жидкой и твердой фаз.* Поскольку формирование и распад короткоживущих структур сжатия и растяжения сопровождаются изменениями объема порово-трещинного пространства шумовой зоны, то следствием таких процессов будут изменения общей площади соприкосновения жидкой и твердой фаз, связанные с изменениями раскрытости микротрещин и пор. Такие процессы должны сопровождаться соответствующими изменениями амплитуд откликов ГАЭ: ростом амплитуд откликов при увеличении площади соприкосновения жидкой и твердой фаз и деградацией откликов в случае ее уменьшения. Отметим, что с учетом сложного строения порово-трещинного пространства реальной геосреды, при изменениях ее напряженно – деформированного состояния могут иметь место и другие процессы, способные приводить к изменениям площади соприкосновения жидкой и твердой фаз и соответственно влиять на амплитуды откликов ГАЭ. Это может иметь место, например, в случае наличия трещин, *частично* заполненных жидкостью, т.е. содержащих трехфазные контакты газ - жидкость - твердая фаза. Модели и анализ поведения таких трещин под воздействием механических напряжений описаны, например, в [Назаров, Радостин, 2007].

Остановимся подробнее на вопросах, связанных с влиянием на характер ГАЭ изменений площади соприкосновения жидкой и твердой фаз. В [Гаврилов, Пантелеев, Рябинин, 2014; Gavrilov et al., 2013] показано, что сразу после Тохокского мегаземлетрясения, происходило интенсивное уменьшение амплитуд откликов ГАЭ в зоне скважины Г-1 для глубин более 700 м вплоть до их полной деградации к июлю 2011 г. Отправной точкой для *начала восстановления*

*откликов ГАЭ*, как показал детальный анализ данных, явился момент сильнейшего ( $M_w=7.7$ ) глубокого ( $H=626$  км) землетрясения с эпицентром в районе Охотского моря, произошедшего 14 августа 2012 г. на эпицентральной дистанции около 1000 км от скважины Г-1 (см. главу 5).

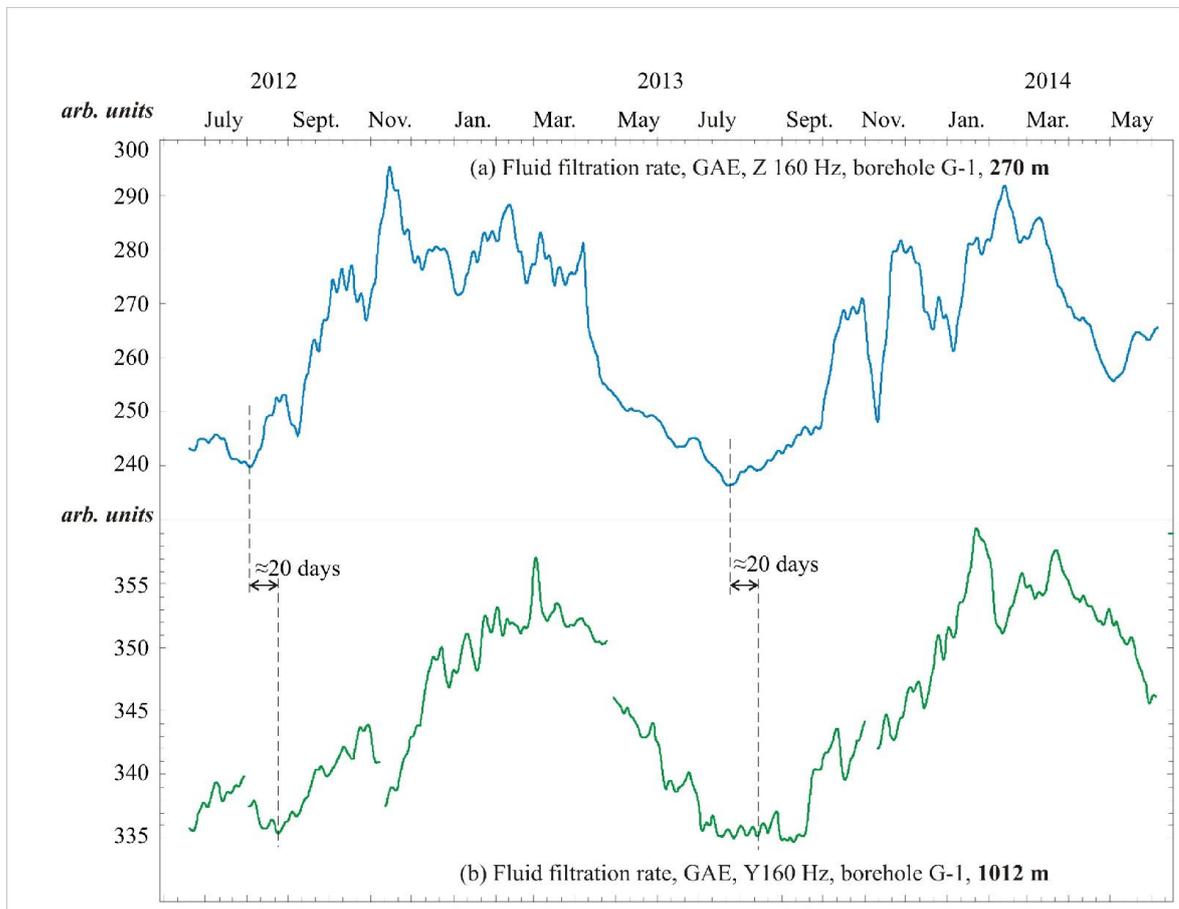
Следует отметить, что, как правило, изменения флюидонасыщенности и площади трещинного пространства происходят взаимосвязано и это затрудняет выделение *исходных* физических причин, вызвавших изменения площади поверхности пород, контактирующих с жидким флюидом. В этом смысле данные, представленные на рисунке 4.14, можно рассматривать как исключение из правил, поскольку в этом случае можно однозначно определить, следствием каких процессов являлось изменение площади соприкосновения жидкой и твердой фаз. Представленный на рисунке 4.14а ряд содержит данные по изменениям амплитуд откликов ГАЭ на внешнее электромагнитное воздействие. Указанный ряд был получен путем вычета тренда из исходного ряда ГАЭ. Ряд, приводимый на рисунке 4.14б, содержит данные по изменениям минимальных (фоновых) значений исходного ряда ГАЭ, т.е. это огибающая ряда снизу. Как было показано выше, изменения значений этого ряда отражают изменения уровня шумов трения при движении жидкого флюида по микротрещинам, т.е. эти данные отражают изменения скорости фильтрации жидкого флюида в шумовой зоне геофона.



**Рисунок 4.14.** Характер изменений амплитуд откликов ГАЭ на внешнее ЭМИ после сильнейшего глубокого землетрясения 14.08.2012 г. (а) в сопоставлении с изменениями трендовой составляющей ряда ГАЭ (б) и удельного сопротивления пород зоны скважины Г-1 (в). Глубина установки геофона – 1012 м. (Согласно [Гаврилов и др., 2015]).

Из данных, приводимых на рисунке 4.14, хорошо видна годовая периодичность скорости фильтрации. Физический смысл этих вариаций становится понятен при сравнении результатов одновременных геоакустических измерений двумя геофонами, установленными в скважине Г-1 на глубинах 270 м и 1012 м (рисунок 4.15). Из приводимых на рисунке 4.15 данных можно видеть, что вариации скорости фильтрации, зарегистрированные обоими геофонами, практически идентичны. При этом вариации на глубине 1012 м отстают по времени примерно на 20 суток в сравнении с вариациями, зарегистрированными на глубине 270 м. Фактически это означает, что данные рисунка 4.15b отражают

сезонные поступления влаги из активного слоя почвы на глубины около 1000 м [Дещеревский и др., 2006; Дещеревский и др., 2008].

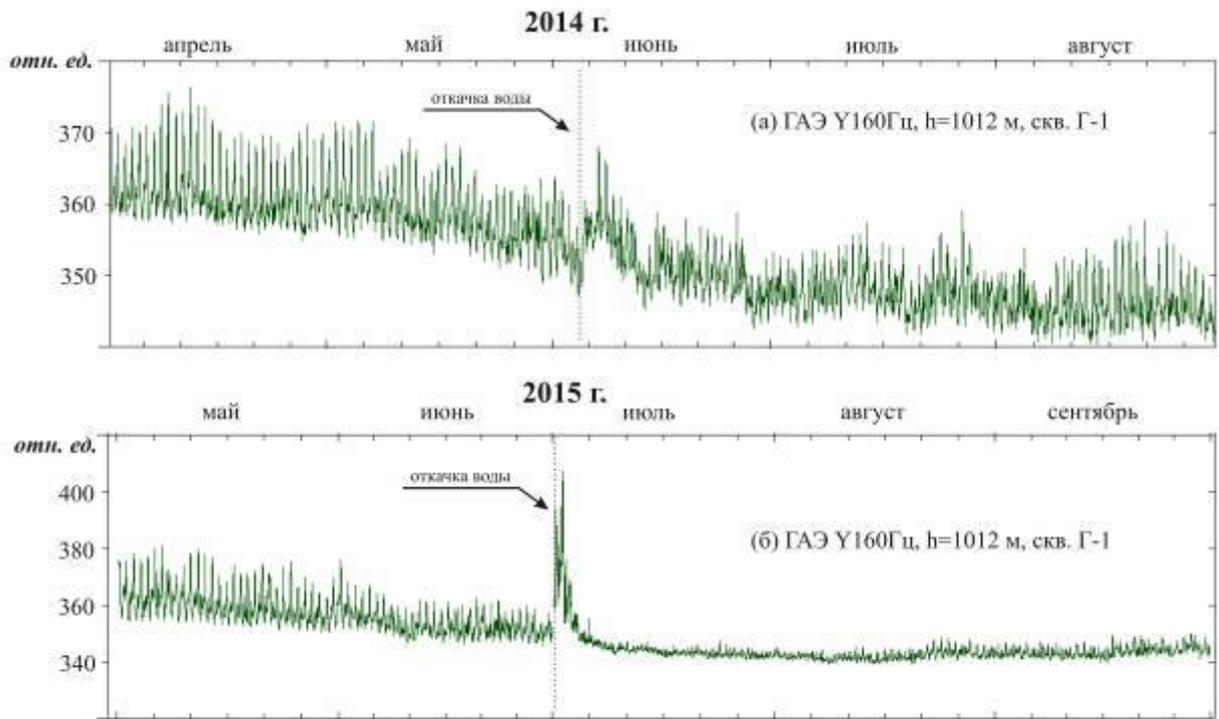


**Рисунок 4.15.** Результаты одновременных измерений двумя геофонами, установленными в скважине Г-1 на глубинах 270 м (а) и 1012 м (б). (Согласно [Gavrilov, Naumov, 2017]).

Данные измерений, полученные на интервале август 2012 г. – июнь 2015 г., показывают, что каждое очередное сезонное поступление влаги в порово-трещинное пространство шумовой зоны вызывает отклики более высокой амплитуды в сравнении с аналогичным предыдущим периодом. Учитывая, что согласно данным рисунок 4.18б сезонные объемы влаги, поступающей в порово-трещинное пространство, отличаются незначительно, то уверенный плавный рост амплитуды откликов ГАЭ может объясняться только постепенным увеличением объема порово-трещинного пространства шумовой зоны и соответствующим ростом площади соприкосновения жидкой и твердой фаз.

На это указывает и хорошо заметная тенденция постепенного роста амплитуды откликов ГАЭ (положительный тренд для ряда амплитуд откликов ГАЭ, рисунок 4.14а), что объясняется постепенным увеличением объема влаги в порово-трещинном пространстве шумовой зоны геофона, установленного в скважине Г-1 на глубине 1012 м. В свою очередь, как отмечено в [Гаврилов и др., 2015], рост флюидонасыщенности порово-трещинного пространства шумовой зоны связывается с постепенным увеличением раскрытости микротрещин и капилляров порово-трещинного пространства как следствия процесса релаксации напряжений в зоне Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона после сильнейшего глубокого землетрясения с эпицентром в районе Охотского моря, произошедшего 14 августа 2012 г. Очевидно, что рост раскрытости микротрещин и капилляров порово-трещинного пространства должен приводить к увеличению суммарной площади поверхности пород, контактирующих с жидким флюидом и образующих ДЭС. В свою очередь согласно предложенному в разделе 4.2 механизму модулирующего влияния внешнего ЭМИ на интенсивность ГАЭ следствием такого процесса должен быть рост амплитуд откликов ГАЭ, что согласуется с данными рисунка 4.14.

Дополнительным подтверждением вывода о росте влагонасыщенности геосреды в зоне скважины Г-1 начиная с конца августа 2012 г. являются результаты натурального эксперимента, проведенного на базе скважины Г-1 в июле 2015 г. В ходе эксперимента 1.07.2015 г. из скважины Г-1 была проведена откачка около 22 л воды. Как следует из представленных на рисунке 4.16 данных, можно указать на четыре важных отличия результатов эксперимента 2015 г. в сравнении с результатами эксперимента, проведенного в 2014 г.



**Рисунок 4.16.** Изменения параметров ГАЭ на глубине 1012 м на продолжительных интервалах в результате экспериментов 2014 г. (а) и 2015 г. (б).

1. Несмотря на то, что в ходе эксперимента 2015 года удаленный из скважины объем воды был примерно вдвое меньше, чем в эксперименте 2014 года, максимальный прирост амплитуд откликов ГАЭ в эксперименте 2015 года (500%) был на порядок выше в сравнении со значением в эксперименте 2014 года (30-40%).

2. Максимальный рост трендовой составляющей ряда ГАЭ  $Y_{160}$  Гц в эксперименте 2015 года (6%) был вдвое выше в сравнении со значением в эксперименте 2014 года (3%).

3. Рост амплитуд откликов ГАЭ в ходе эксперимента 2015 года начался без задержки, в то время как эксперимент 2014 года показал наличие двухсуточной задержки.

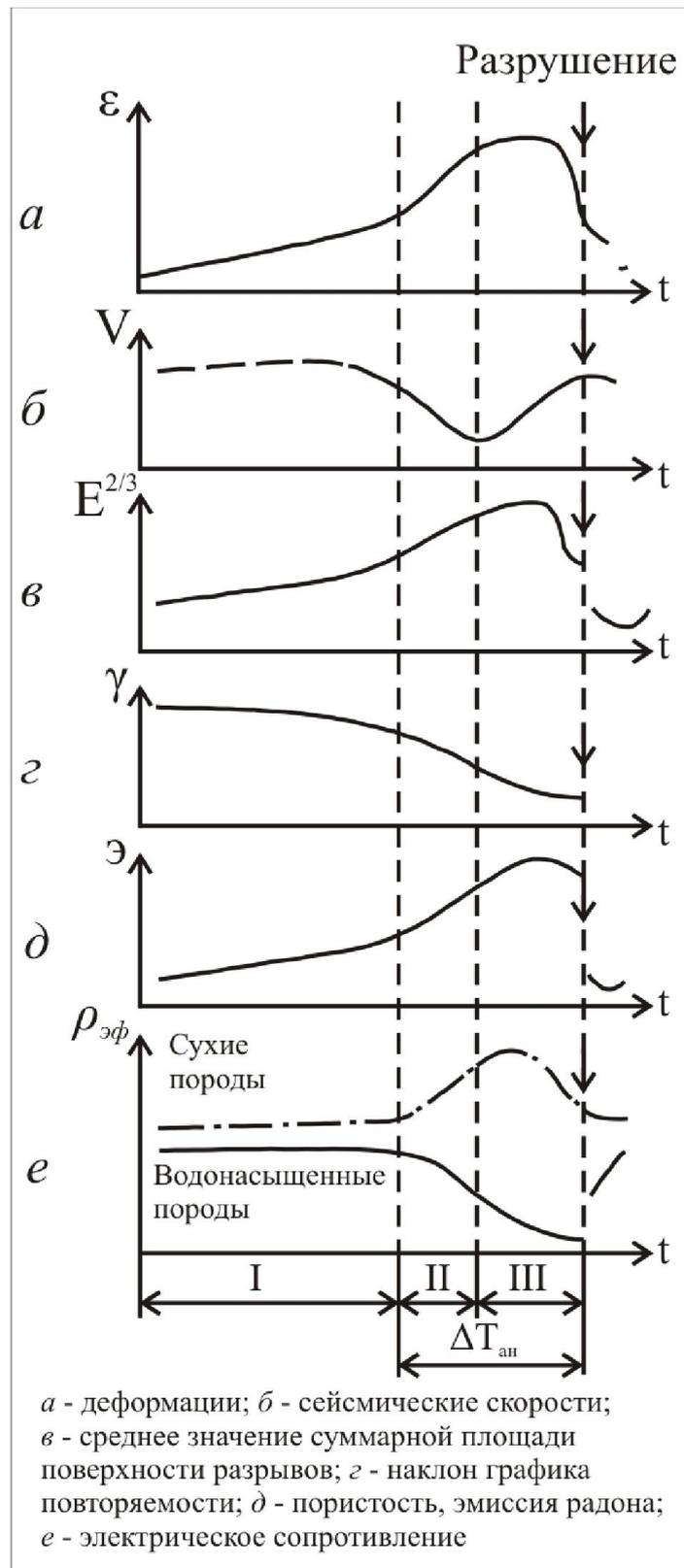
Указанные результаты подтверждают вывод о росте влагонасыщенности геосреды в зоне скважины Г-1 на интервале с конца августа 2012 г. до начала июля 2015 г.

Отметим также, что результаты экспериментов 2014 г. и 2015 г. различались характерами изменений амплитуд откликов ГАЭ и трендовых составляющих рядов ГАЭ (см. рисунок 4.16). В эксперименте 2015 г. снижение амплитуд откликов ГАЭ, начавшееся синхронно со снижением значений трендовых составляющих ГАЭ, продолжалось вплоть до уменьшения амплитуды откликов ГАЭ примерно на 50% от значений амплитуд, имевших место до начала эксперимента. Аналогичный характер при этом имели также изменения трендовых составляющих ГАЭ, значения которых в этом случае опустились ниже уровня, стабильно имевшего место до принудительного уменьшения объема воды скважины. В эксперименте 2014 г. подобные эффекты не наблюдались (см. рисунок 4.16). Как показывают данные, приводимые в главе 5, снижение амплитуды откликов ГАЭ после откачки воды в начале июля 2015 г. можно объяснить совпадением времени проведения эксперимента с началом интенсификации фильтрационных процессов на заключительной стадии подготовки сильнейшего ( $M_w=7.2$ ) Жупановского землетрясения, произошедшего 30.01. 2016 г. на эпицентральной расстоянии  $R_e=107$  км от г. Петропавловска–Камчатского.

***Особенности изменений удельного сопротивления пород для влагонасыщенных и сухих пород.*** Вывод о росте флюидонасыщенности порово-трещинного пространства шумовой зоны скважины Г-1 на интервале август 2012 г. – июнь 2015 г. согласуется с данными мониторинга удельного сопротивления пород в зоне скважины Г-1 (рисунок 4.14в), показывающими, что в данном случае рост флюидонасыщенности порово-трещинного пространства шумовой зоны сопровождался ***ростом*** удельного сопротивления пород прискважинной зоны. Как отмечено, в [Мячкин, 1978], такой характер изменений удельного сопротивления соответствует процессу ***роста*** объема порово-трещинного пространства ***сухих*** пород, поскольку в этом случае при росте объема порово-трещинного пространства жидкий флюид не будет успевать заполнять микротрещины и поры, открывающиеся на стадии уменьшения всесторонних сжимающих напряжений. В таком случае исходный объем влаги распределится

по увеличенному объему порово-трещинного пространства, следствием чего будет рост удельного сопротивления пород. В случае водонасыщенных пород характер изменений удельного сопротивления будет противоположным, поскольку в этом случае флюид будет успевать заполнять открывающиеся микротрещины и поры. Подобный характер изменений удельного сопротивления сухих и водонасыщенных пород предусматривает, в частности, модель лавинно-неустойчивого трещинообразования (ЛНТ) (рисунок 4.17). Таким образом, при изменениях механических напряжений в геосреде *характеры изменений удельного сопротивления пород могут быть принципиально различными для влагонасыщенных и сухих пород*. Такой вывод подтверждается соответствующими примерами данных комплексных скважинных измерений, представленными ниже.

Касаясь влияния сезонных вариаций скорости фильтрации на амплитуду откликов ГАЭ, следует отметить, что, согласно результатам измерений в скважине Г-1, абсолютные значения вариаций не превышают 1%. По этой причине на предыдущих этапах геоакустических измерений ГАЭ (до момента Тохокского мегаземлетрясения), когда амплитуды суточных вариаций ГАЭ были значительно (на порядок и более) выше, чем в 2012 - 2015 гг., влияние сезонных вариаций уровня ГАЭ не отмечалось [Гаврилов, Морозова, Сторчеус, 2006].



**Рисунок 4.17.** Характер изменений различных физических параметров в модели ЛНТ на основных стадиях подготовки землетрясений. (Согласно [Мячкин et al., 1975; Мячкин, 1978]).

## 4.4.2. Влияние электрокинетических процессов на характеристики ГАЭ

### 4.4.2.1. Теоретические предпосылки

Основная цель данного раздела связана с оценками возможного влияния на характеристики ГАЭ электрокинетических процессов, связанных с фильтрационными потоками в порово-трещинном пространстве флюидонасыщенной геосреды.

Согласно сложившимся к настоящему времени физико-химическим представлениям [Фридрихсберг, 1974; Духин, 1975] к числу электрокинетических явлений относятся электроосмос, электрофорез, потенциалы течения (фильтрации) и потенциалы седиментации. Основное внимание электрокинетическим явлениям уделяется в рамках задач, связанных с мониторингом напряженно-деформированного состояния геосреды и краткосрочным прогнозом землетрясений, поскольку такие процессы характерны для временных окрестностей сильных землетрясений [Mizutani, Ishido, 1976; Fitterman, 1979a; 1979b; Добровольский, 2009].

При достаточно высокой скорости деформирования флюидонасыщенной геосреды в ней возникают значимые вариации потенциального электрического поля, формирующегося в результате интенсификации фильтрационных процессов. В предположении, что в выделенном объеме геосреды имеет место равновесная концентрация ионов различных знаков (тогда диффузными токами можно пренебречь), плотность суммарного тока, связанного с электрокинетическими эффектами, будет определяться двумя слагаемыми [Rastogi, Srivastava, 1993; Fitterman, 1979b]:

$$\vec{j} = -\frac{\varepsilon_f \zeta}{F \mu_t} \nabla p(x, y, z, t) - \sigma_f \nabla \varphi(x, y, z, t), \quad (4.10)$$

где  $\varepsilon_f$  – диэлектрическая постоянная флюида,  $\zeta$  – дзета-потенциал, определяющий плоскость скольжения в ДЭС,  $\sigma_f$  – удельная электропроводность флюида,  $F$  – геометрический фактор, зависящий от геометрии порово-

трещинного пространства породы;  $\sigma = \sigma_f / F$  – удельная электропроводность флюидонасыщенной породы,  $\mu_L$  – динамическая вязкость флюида;  $\nabla p(x, y, z, t)$  – градиент порового давления,  $\nabla \varphi(x, y, z, t)$  – градиент потенциала течения. Фактор  $F$  задается соотношением Арчи-Дахнова:  $F \approx \phi^{-m}$ , где  $\phi$  – пористость среды,  $m$  – степень седиментации породы.

Первое слагаемое в правой части выражения (4.10) – плотность электрокинетического тока; второе слагаемое – плотность встречного тока проводимости, вызванного появлением потенциала течения. Следствием электрокинетических эффектов является появление сложного потенциального электрического поля, структура которого навязана структурой порово-трещинного пространства среды. В свою очередь появление и эволюция такого поля будет приводить к изменениям скорости фильтрационных процессов, влияющих на характеристики ГАЭ.

Для временной окрестности готовящегося близкого сейсмического события можно указать на следующую цепочку процессов, предполагающую связь изменений амплитуд откликов ГАЭ с изменениями плотности электрокинетического тока:

а) существенные изменения градиента надгидростатического порового давления, вызванные резким увеличением скорости деформирования геосреды в районе очага будущего землетрясения, приводят к интенсификации фильтрационных потоков;

б) увеличение скорости фильтрации в геосреде приводит к появлению значимых электрокинетических токов, которые наравне с токами проводимости, вызванных появлением потенциала течения, влияют на величину дзета-потенциала ДЭС и плотности зарядов в их диффузионных частях;

в) изменение электрических параметров ДЭС влияет на интенсивность генерации упругих волн в порово-трещинном пространстве геосреды, что проявляется в виде изменений амплитуд откликов ГАЭ на внешнее переменное электрическое поле.

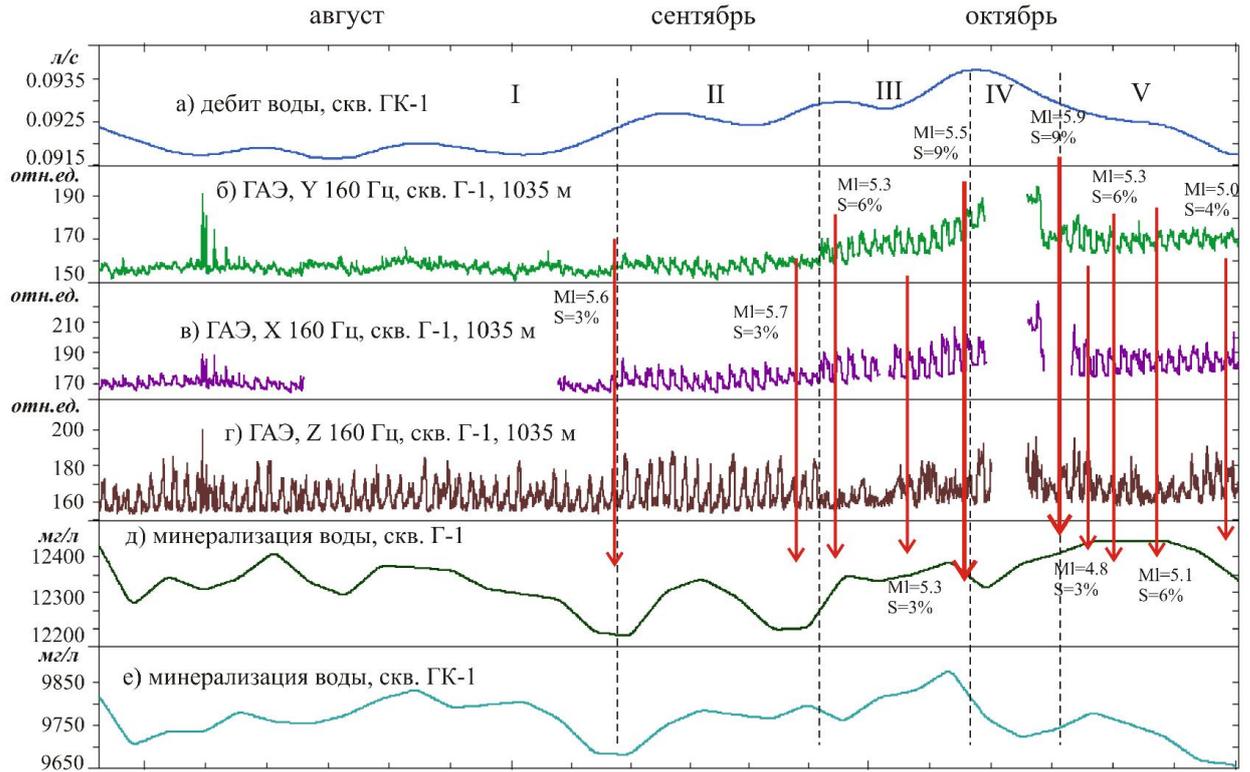
Косвенным экспериментальным подтверждением значимого влияния параметров ДЭС на эволюцию дефектной структуры пород являются, в частности, результаты исследований, представленные в [Ishido, Nishizawa, 1984; Ishido, Mizutani, 1980]. В указанных работах было показано, что на прочность природных флюидонасыщенных диэлектриков влияет величина дзета-потенциала ДЭС на границах раздела фаз, а также ионная сила флюидов.

#### **4.4.2.2. Влияние электрокинетических процессов на характеристики ГАЭ по данным комплексных скважинных измерений**

Ниже приведены примеры результатов скважинных измерений, для интерпретации которых необходимо учитывать возможное влияние электрокинетических процессов.

В качестве первого примера на рисунке 4.18 представлены данные комплексных скважинных измерений во временной окрестности роя сильных землетрясений в Авачинском заливе в октябре 2002г. Представленные на рисунке 4.18 данные показывают, что примерно за месяц до землетрясений, произошедших в 2002 г., начались значимые изменения амплитуд откликов для всех компонент ГАЭ (начало *стадии II*). Учитывая характер изменений минерализации воды скважины Г-1 (см. рисунок 4.18д), изменения амплитуд откликов ГАЭ на стадии II можно связать с подтоком глубинного флюида в шумовую зону геофона (глубины порядка 1000 м). На этой стадии изменения амплитуд откликов для всех компонент ГАЭ имели одинаковый характер, означающий, что приток флюида в этом случае происходил достаточно равномерно по всем направлениям. Отсутствие значимой корреляции между рядами данных по минерализации воды скважин Г-1 и ГК-1 (см. рисунки 4.18д, 4.18е) указывает на то, что подток глубинного флюида на этой стадии происходил на фоне спада напряжений в зоне скважины Г-1.

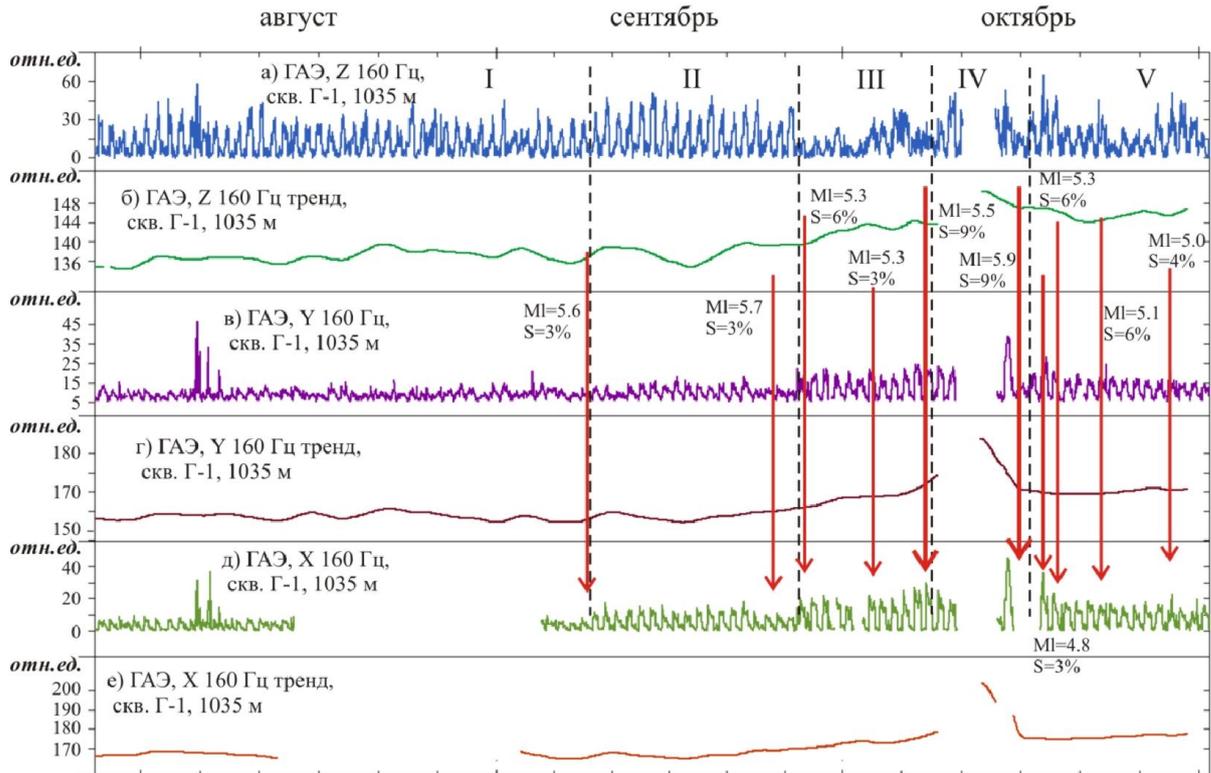
2002 г.



**Рисунок 4.18.** Результаты комплексных скважинных измерений во временной окрестности роя сильных землетрясений в Авачинском заливе: а) дебит воды скважины ГК-1; б)-среднеквадратические значения ГАЭ в скважине Г-1 на глубине 1035 м, горизонтальная компонента Y; в) среднеквадратические значения ГАЭ в скважине Г-1 на глубине 1035 м горизонтальная компонента X; г) среднеквадратические значения ГАЭ в скважине Г-1 на глубине 1035 м, вертикальная компонента Z; д) изменения минерализации воды скважины Г-1; е) изменения минерализации воды скважины ГК-1. Пропуски данных связаны с техническими сбоями.

Принципиально другой характер геоакустические и фильтрационные процессы имели на *стадии III*. В начале стадии за 12 суток до умеренного местного землетрясения ( $Ml=5.5$ ,  $S=9\%$ ) резко деградировали отклики ГАЭ по вертикальной компоненте ГАЭ и одновременно скачкообразно значительно выросли амплитуды откликов по обоим горизонтальным компонентам (рисунки 4.18, 4.19).

2002 г.



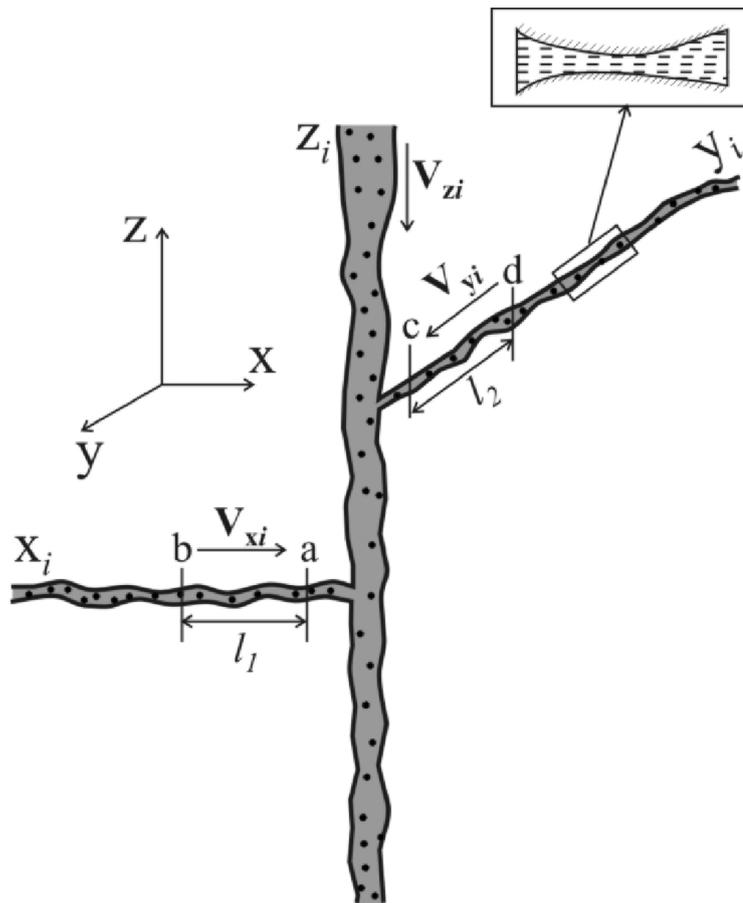
**Рисунок 4.19.** Результаты геоакустических измерений в скважине Г-1 на глубине 1035 м во временной окрестности роя сильных землетрясений в Авачинском заливе: а) изменения СКЗ амплитуд откликов ГАЭ, вертикальная компонента Z; б) изменения трендовой составляющей ряда вертикальной компоненты ГАЭ; в) изменения СКЗ амплитуд откликов ГАЭ для горизонтальной компоненты Y; г) изменения трендовой составляющей ряда горизонтальной компоненты Y; д) изменения СКЗ амплитуд откликов ГАЭ для горизонтальной компоненты X; е) изменения трендовой составляющей ряда горизонтальной компоненты X. Пропуски данных связаны с техническими сбоями.

Также на этой стадии имел место резкий рост трендовых составляющих для всех рядов ГАЭ, означающий значительную интенсификацию фильтрационных процессов в шумовой зоне. При этом изменения амплитуд откликов для всех компонент сигнала ГАЭ происходили практически синхронно со значимыми изменениями минерализации воды скважин Г-1 и ГК-1 и дебита скважины ГК-1 (см. рисунок 4.18).

Анализ данных геоакустических измерений, представленных на рисунке 4.19, указывает на то, что исходная причина изменений характеристик ГАЭ на **стадии III** была связана с возникновением значительной вертикальной

компоненты градиента порового давления в околоскважинном пространстве скважины Г-1, что вызвало отток флюида по вертикально ориентированным микротрещинам порово-трещинного пространства шумовой зоны (глубины порядка 1000 м). На отток флюида указывает полная деградация откликов ГАЭ (см. рисунок 4.19а) и рост трендовой составляющей ряда ГАЭ для Z-компоненты на этой стадии (см. рисунок 4.19б), очевидно связанный с увеличением сил трения скольжения между гранулами пород и бортами существующих трещин. Приводимые на рисунке 4.19 данные сейсмических наблюдений позволяют предположить, что резкий рост вертикальной компоненты градиента порового давления в этом случае был связан с возникновением области пониженного давления на более глубоких горизонтах вследствие реализации местного умеренного ( $M=5.3$ ,  $S=6\%$ ) землетрясения, произошедшего 27 сентября 2002 г.

Связь между оттоком флюида по вертикально ориентированным микротрещинам порово-трещинного пространства шумовой зоны и изменениями амплитуд откликов для компонент ГАЭ поясняет рисунок 4.20, на котором схематично представлена часть порово-трещинного пространства в виде одной вертикальной ( $z_i$ ) и двух горизонтальных ( $x_i$ ,  $y_i$ ) микротрещин, заполненным жидким флюидом. Полная деградация откликов ГАЭ для Z-компоненты на стадии III указывает на тот факт, что на этом временном интервале имело место быстрое и значительное снижение уровня флюида, заполнявшего вертикальные микротрещины шумовой зоны. В этом случае получает простое объяснение тот факт, что одновременно с деградацией откликов ГАЭ для Z-компоненты на стадии III имел место рост амплитуд откликов для горизонтальных компонент ГАЭ (см. рисунок 4.19в, д). Действительно, в таком случае вследствие снижения уровня флюида, заполнявшего вертикальные микротрещины, давления вблизи устьев горизонтальных микротрещин (точки  $a$  и  $c$ , рисунок 4.20) должны были снизиться, что должно было привести к увеличению градиента давления  $\text{grad}P_x = (P_b - P_a)/l_1$  для точек  $b$  и  $a$  микротрещины  $x_i$  и градиента давления  $\text{grad}P_y = (P_d - P_c)/l_2$  для точек  $d$  и  $c$  микротрещины  $y_i$ .



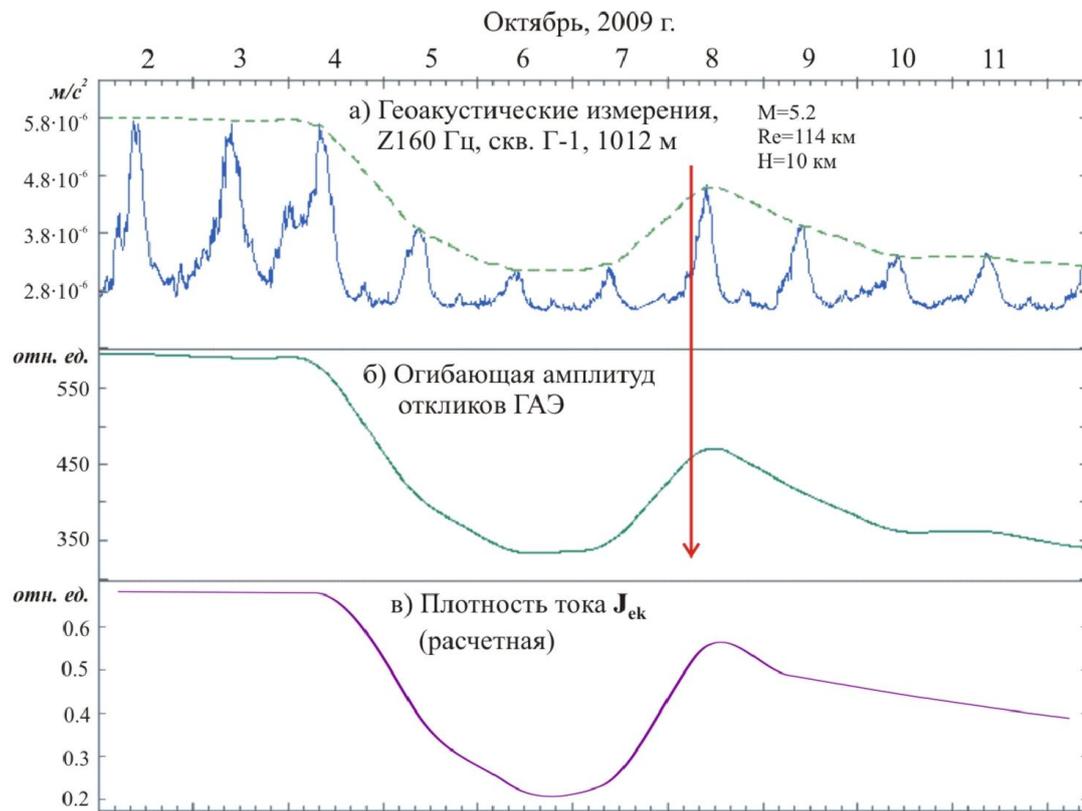
**Рисунок 4.20.** Иллюстрация к объяснению причин интенсификации электрокинетических процессов при снижении уровня флюида в вертикальных микротрещинах.

При этом должны были соответственно возрасти скорости фильтрации для горизонтально ориентированных микротрещин, следствием чего должен был стать рост плотности суммарного тока, связанного с электрокинетическими эффектами (см. выражение (4.10)). Данные измерений, представленные на рисунках 4.18 и 4.19, полностью соответствуют такой схеме развития процессов на стадии III и показывают, что рост амплитуд откликов для горизонтальных компонент ГАЭ мог быть следствием интенсификации электрокинетических процессов.

#### 4.4.2.3. Результаты численных расчетов эволюции электрокинетического тока при подготовке тектонического землетрясения

Вывод о влиянии электрокинетических процессов, связанных с фильтрационными потоками в порово-трещинном пространстве шумовой зоны, на изменения амплитуд откликов ГАЭ, подтверждается, в том числе, результатами численных расчетов эволюции электрокинетического тока при подготовке тектонического землетрясения [Panteleev, Gavrilov, 2015]. В указанной работе для объяснения наблюдаемых закономерностей изменений комплекса измеряемых параметров предложена модель эволюции электрокинетического тока в геосреде при подготовке одиночного сейсмического события, основанная на консолидационной модели И.П. Добровольского [Добровольский, 2009]. Построенная модель позволяет связать между собой изменения фильтрационных потоков в геосреде и появление электрокинетических токов, вызванных подготовкой тектонического землетрясения, распадом неоднородности упругих свойств в бесконечном упругом полупространстве. Привлечение данных гидрогеохимического анализа воды в скважине Г-1, теоретических представлений о строении ДЭС и зависимости дзета-потенциала от температуры и степени минерализации воды, позволило рассчитать величину дзета-потенциала для флюида в порово-трещинном пространстве шумовой зоны скважины Г-1. На основе построенной модели проведено численное моделирование эволюции плотности электрокинетического тока для двух различных сценариев подготовки тектонического землетрясения. Первый сценарий является предельным случаем, когда накопленная упругая деформация в области формирующегося очага, представляющей собой шаровую неоднородность упругих свойств, мгновенно передается окружающему пространству в момент времени  $t=0$ . Во втором сценарии учитывается стадия начала распада неоднородности путем принятия ряда гипотез о характере изменения параметров неоднородности. Для обоих сценариев получено качественное совпадение характера эволюции плотности электрокинетического тока и огибающей амплитуд ГАЭ, что позволяет сделать

вывод о непротиворечивости физического базиса, лежащего в основе построенной модели. (Построение модели и расчеты значений плотности электрокинетического тока проводились сотрудником Института механики сплошных сред УрО РАН И.А. Пантелеевым). Представленные на рисунке 4.21 данные позволяют сравнить расчетную плотность тока электрокинетической природы  $J_{ek}$  (рисунок 4.21в), полученную в результате численного решения задачи об эволюции электрокинетического тока при подготовке землетрясения, произошедшего 8 октября 2009 г. на эпицентральной расстоянии 114 км от скважины Г-1, с данными геоакустических измерений на скважине Г-1 (рисунок 4.21а, б).



**Рисунок 4.21.** Сравнение расчетных значений плотности электрокинетического тока (в) с изменениями огибающей амплитуды откликов ГАЭ (б) во временной окрестности близкого тектонического землетрясения. (Согласно [Panteleev, Gavrilov, 2015])

Приводимые данные показывают хорошее качественное согласование рассчитанных изменений плотности электрокинетического тока  $J_{ek}$  с изменениями

огибающей амплитуд откликов ГАЭ. Сравнение расчетных значений эволюции плотности тока  $J_{ek}$  с зарегистрированными изменениями огибающей амплитуды откликов ГАЭ во временной окрестности близкого умеренного землетрясения показывает их хорошее качественное согласование.

#### 4.5. Выводы

1. Показано, что влагонасыщенность геосреды является одним из главных факторов, влияющих на параметры геоакустической эмиссии при внешнем электромагнитном воздействии.

2. Показано, что влияние слабых электромагнитных полей звукового диапазона частот на интенсивность ГАЭ может объясняться наличием электрически заряженного объема поровой жидкости в пределах диффузного слоя ДЭС. В этом случае объемная электрическая сила, связанная с напряженностью внешнего переменного электрического поля, способна влиять на скорость течения поровой жидкости, вызывая ее возрастание на интервалах роста амплитуды напряженности поля и ее уменьшение на интервалах спада амплитуды напряженности. Указанные изменения скорости течения поровой жидкости в масштабе контролируемой геофоном шумовой зоны будут приводить к соответствующим изменениям амплитуд ГАЭ.

3. При достаточно высокой влагонасыщенности геосреды воздействие на нее гармонического электрического поля с медленно меняющейся амплитудой напряженности способно вызывать соответствующие изменения амплитуды ГАЭ. В этом случае, например, суточные вариации амплитуды напряженности воздействующего электрического поля будут вызывать соответствующие суточные вариации среднеквадратических значений ГАЭ.

4. Наиболее значимым параметром, влияющим на амплитуду откликов ГАЭ при изменении амплитуды напряженности внешнего переменного электрического поля, является общая площадь соприкосновения жидкой и твердой фаз в порово-трещинном пространстве контролируемой геофоном шумовой зоны.

5. В ряде случаев значимые изменения амплитуд откликов ГАЭ на воздействие внешнего переменного электрического поля могут объясняться следствием интенсификации электрокинетических процессов.

## **Глава 5. Применение результатов исследований для развития методов комплексного геофизического мониторинга напряженно–деформированного состояния геосреды**

Прикладной аспект данной диссертационной работы автор видит в возможности использования результатов, полученных в ходе проведенных исследований, для развития методов *геофизического мониторинга напряженно–деформированного состояния геосреды* сейсмоактивных регионов. Учитывая, что Камчатка является одним из самых сейсмоактивных районов мира, в числе основных ставилась задача оценки перспективности использования разрабатываемых методов в системах *прогноза землетрясений*. Отметим, что методы *мониторинга напряженно–деформированного состояния* не являются собственно методами *прогноза землетрясений*. Вместе с тем, необходимость их использования в региональных системах среднесрочного и краткосрочного прогнозирования текущей сейсмической опасности представляется очевидной, поскольку именно эти методы способны обеспечить требуемую для физически обоснованных прогнозов информационную основу, касающуюся *изменений напряженно–деформированного состояния геосреды* в контролируемой зоне.

Рассмотрим и оценим с указанных позиций возможности разработанных автором методов мониторинга геосреды, базирующихся на скважинных геоакустических и электромагнитных измерениях.

### **5.1. Отражение процессов подготовки сильных тектонических землетрясений в данных комплексных скважинных измерений. Роль скважинных геоакустических измерений**

Как указывалось ранее, скважинные геоакустические измерения на Петропавловск – Камчатском геодинамическом полигоне можно разделить на два основных этапа.

**Первый этап:** август 2000 г. – июль 2003 г. В рамках этого этапа в скважине Г-1 проводились геоакустические измерения трехкомпонентным геофоном с датчиками на основе магнитоупругих материалов, установленным на глубине 1035 м [Гаврилов, Морозова, Сторчеус, 2006]. С конца мая 2003 г. на базе скважины Г-1 автором были начаты непрерывные измерения с подземной электрической антенной. С конца июля 2003 г. до сентября 2009 г. геоакустические измерения в скважине Г-1 на глубине 1035 м были временно прекращены из-за протекания геофона. Частично отсутствие измерений на глубине 1035 м компенсировалось проведением измерений на глубине 200 м с использованием гидрофона. Ввиду отсутствия необходимых финансовых средств геоакустические измерения на глубине около 1000 м удалось возобновить лишь в сентябре 2009 г.

**Второй этап:** с сентября 2009 г. по настоящее время. На этом этапе для геоакустических измерений стали применяться трехкомпонентные геофоны с пьезокерамическими датчиками, значительно отличающиеся по своим техническим характеристикам от использовавшегося ранее геофона с датчиками на основе магнитоупругих материалов. К началу второго этапа удалось расширить объем получаемой измерительной информации, в том числе, за счет дополнительных непрерывных геоакустических измерений в скважине Г-1 на глубине 270 м, создать новый измерительный пункт на базе скважины Р-2, развить техническую и методическую базы комплексных скважинных измерений. В ходе дальнейших работ на этом этапе расширилась сеть скважинных измерений, и были внедрены новые методы геофизического мониторинга напряженно-деформированного состояния геосреды.

### **5.1.1. Сильнейшие камчатские землетрясения 2001 – 2003 гг.**

Согласно данным каталога землетрясений Камчатского филиала ГС РАН (КОМСП ГС РАН) на интервале январь 2001 г. – май 2003 г. на Камчатке и за ее

пределами имели место следующие наиболее сильные ( $S=L_p/R_h \geq 9\%$ ) сейсмические события:

1. Рой сильных землетрясений в Авачинском заливе в октябре 2001 г. Очаги землетрясений находились на эпицентральных расстояниях  $R_e$  около 130 км от скважины Г-1 на глубинах  $H=2\div 31$  км. Наиболее сильное землетрясение роя имело магнитуду  $M_I=6.3$ ,  $S=23\%$ .

2. Землетрясения с магнитудами  $M_I=5.5\div 5.9$ ,  $S=9\%$ , произошедшие в октябре 2002 г.

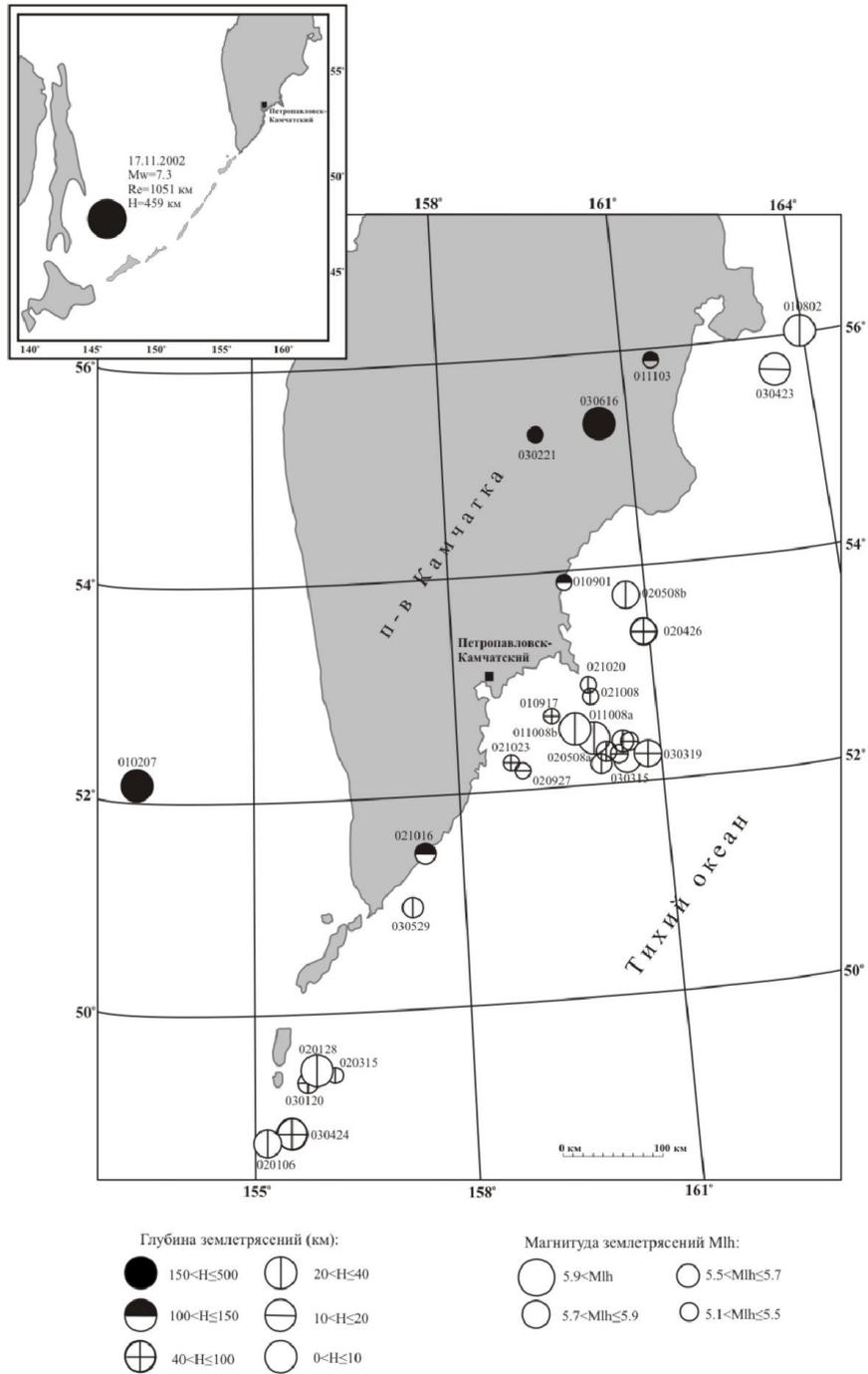
3. Сильное ( $M_w=7.3$ ) глубокофокусное ( $H=459$  км) землетрясение с эпицентром в районе Охотского моря ( $R_e=1050$  км), произошедшее 17.11.2002 г.

4. Рой сильных землетрясений в районе Авачинского залива, произошедший в марте 2003 г. Наиболее сильное землетрясение роя имело магнитуду  $M_I=5.9$ ,  $S=11\%$ .

5. Тумрокское землетрясение с магнитудой  $M_w=6.8$ , произошедшее 16 июня 2003 г. в районе хребта Тумрок (Средняя Камчатка) на эпицентральной расстоянии  $R_e=274$  км от скважины Г-1. Глубина очага землетрясения  $H=180$  км,  $S=14\%$ .

Расположение эпицентров указанных сейсмических событий представлено на рисунке 5.1.

Ниже рассмотрены результаты геоакустических измерений, полученные при измерениях в скважине Г-1 во временных окрестностях указанных сейсмических событий, совместно с данными измерений минерализации воды скважин Г-1 и ГК-1, а также дебита скважины ГК-1, любезно представленных Камчатским филиалом ГС РАН. Основная информация, касающаяся основных параметров указанных скважин, а также методик гидрогеохимических и гидрогеодинамических наблюдений приведена в главе 2.



**Рисунок 5.1.** Схема расположения эпицентров землетрясений 2001 – 2003 гг. Номер землетрясения означает его дату в формате гг:мм:дд. Согласно каталогу КФ ГС РАН.

### 5.1.1.1. Рой сильных землетрясений в Авачинском заливе в октябре 2001 г.

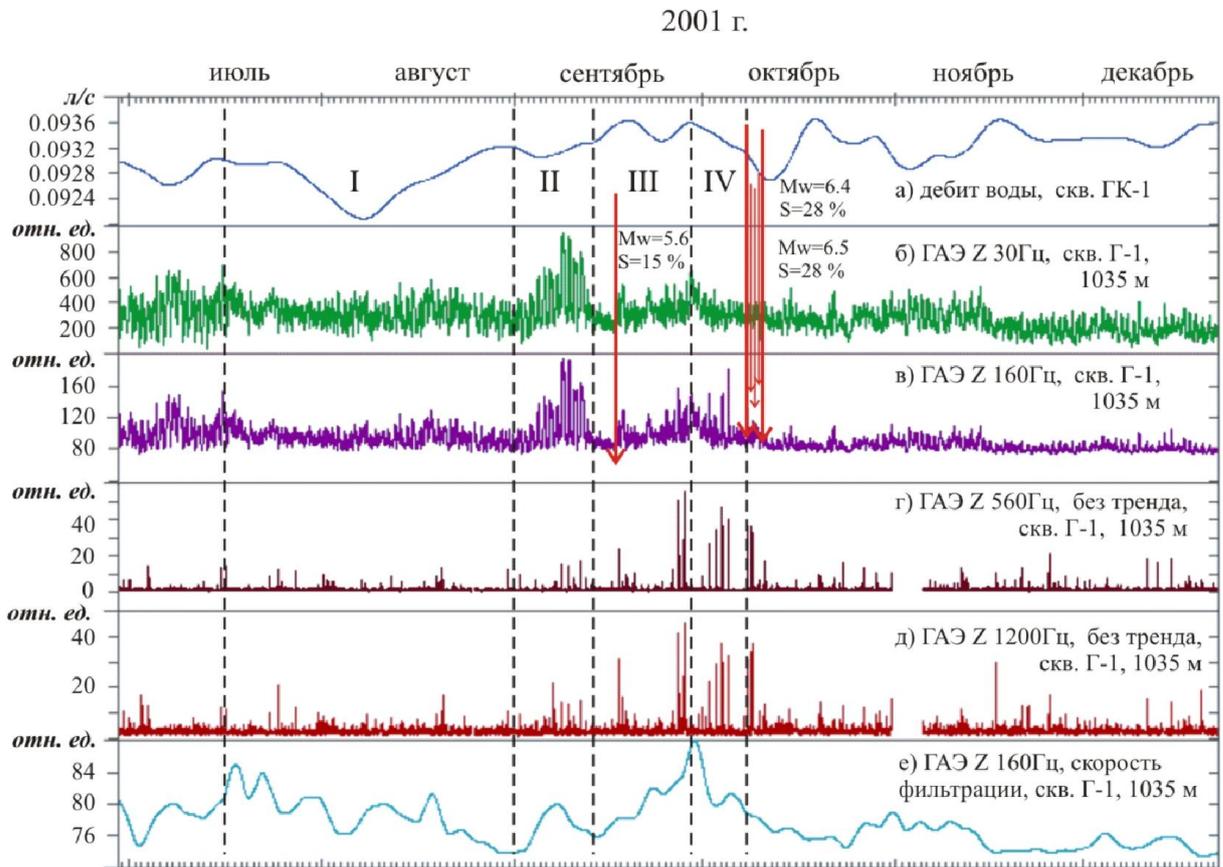
Указанный рой землетрясений относится к числу наиболее сильных подобных сейсмических событий, имевших место за все время скважинных измерений на Петропавловск–Камчатском геодинамическом полигоне. Большинство землетрясений роя произошло с 07 октября по 10 октября 2001 г. на эпицентральных расстояниях около 130 км от скважины Г-1 (см. рисунок 5.1). Наиболее сильное землетрясение роя ( $M_l=6.3$ ) ощущалось в г. Петропавловске–Камчатском силой до 5 баллов и сопровождалось многочисленными афтершоками. Результаты, полученные при измерениях во временной окрестности роя, представляют интерес как для углубления представлений о физике геоакустических процессов, так и в прикладном плане - для развития методов мониторинга изменений напряженно–деформированного состояния геосреды, сопровождающих подготовку подобных сейсмических событий.

**Результаты измерений для вертикальной компоненты ГАЭ.** На рисунке 5.2 представлены результаты геоакустических измерений, полученные во временной окрестности роя по различным частотным каналам вертикальной ( $Z$ ) компоненты. Измерения проводились в скважине Г-1 на глубине 1035 м. В соответствии с характером ГАЭ рассматриваемый на рисунке 5.2 временной интервал можно разделить на четыре стадии.

**На стадии I** имело место уменьшение флюидонасыщенности шумовой зоны геофона (глубины порядка 1000 м), на что указывает деградация откликов ГАЭ на каналах 30 Гц и 160 Гц на фоне спада трендовой составляющей ряда ГАЭ канала 160 Гц.

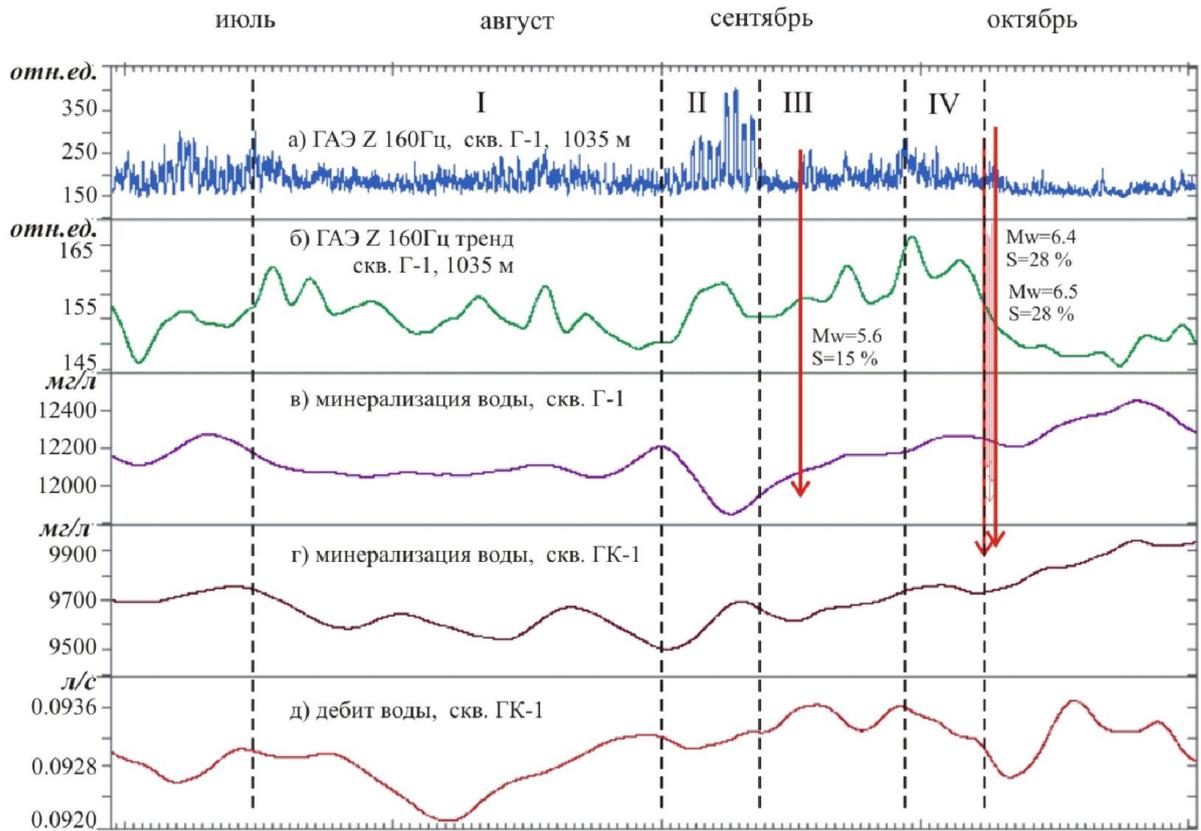
**Стадия II** характерна резким и значительным ростом амплитуды откликов ГАЭ в первой половине стадии с последующим уменьшением амплитуды во второй половине. Достаточно детально физические причины таких результатов анализировались в [Ryabinin et. al., 2011; Ryabinin et. al., 2012; Гаврилов и др., 2014]. При этом значительное внимание обращалось на резкие изменения

характера ГАЭ в первой половине сентября 2001 г. и на связанные с этим изменения минерализации воды скважин Г-1 и ГК-1 (рисунок 5.3).



**Рисунок 5.2.** Результаты геоакустических измерений по различным частотным каналам во временной окрестности роя землетрясений в октябре 2001 г. (скважина Г-1, глубина 1035 м, Z-компонента): (а) – ряд дебита воды скважины ГК-1; (б) - ряд СКЗ ГАЭ для канала 30 Гц; (в) - ряд СКЗ ГАЭ для канала 160 Гц; (г) - ряд СКЗ ГАЭ для канала 560 Гц; (д) - ряд СКЗ ГАЭ для канала 1200 Гц; (е) – изменения трендовой составляющей ряда СКЗ ГАЭ для канала 160 Гц.

2001 г.



**Рисунок 5.3.** Результаты комплексных скважинных измерений во временной окрестности роя землетрясений в октябре 2001 г.: (а) - вариации СКЗ ГАЭ, канал 160 Гц; (б) тренд ГАЭ; (в) - минерализация воды скважины Г-1; (г) - минерализация воды скважины ГК-1; (д) – дебит скважины ГК-1.

Касаясь характера изменений минерализации воды скважин, следует отметить, что рост амплитуд откликов ГАЭ в первой половине сентября 2001 г. происходил на фоне разнонаправленных изменений минерализации воды скважин Г-1 и ГК-1: рост минерализации воды самоизливающейся скважины ГК-1 происходил при уменьшении минерализации верхнего слоя воды скважины Г-1. Как показано в [Гаврилов, Пантелеев, Рябинин, 2014], такое сочетание результатов измерений соответствует уменьшению в зоне скважины Г-1 уровня всесторонних сжимающих напряжений на глубинах порядка 1000 м. В целом данные стадии II (см. рисунок 5.3), аналогичны по характеру данным, приводимым на рисунке 4.12 (глава 4). Резкий и значительный рост амплитуды откликов ГАЭ на стадии II может быть объяснен увеличением

флюидонасыщенности шумовой зоны геофона за счет подтока флюида *из более глубоких* горизонтов геосреды, а также интенсификации электрокинетических процессов. При этом стадию II также можно отнести к *стадии спада напряжений* в зоне скважины Г-1.

Начало *стадии III* совпадает с началом спада амплитуд откликов ГАЭ. К концу стадии III примерно за 38 суток до основных землетрясений роя значительно возросло общее число импульсов ГАЭ и число высокоамплитудных импульсов по высокочастотным (560 и 1200 Гц) геоакустическим каналам (см. рисунок 5.2). Одновременно имело место возрастание ГАЭ и на низкочастотных каналах (30 и 160 Гц) при отсутствии откликов ГАЭ на изменения внешнего ЭМИ (см. рисунок 5.2). На стадии III изменения минерализации воды скважин Г-1 и ГК-1 приобрели коррелированный характер. Указанные процессы происходили на фоне активного роста трендовой составляющей ряда ГАЭ канала 160 Гц, начавшегося после ее спада на предыдущей стадии. Необходимо подчеркнуть, что рост трендовой составляющей ряда ГАЭ на стадии III происходил при отсутствии откликов на внешнее ЭМИ. Такой результат указывает на то, что вследствие роста механических напряжений флюидонасыщенность шумовой зоны на III стадии снизилась до крайне низких значений. В целом стадию III можно отнести к стадии роста напряжений в зоне скважины Г-1.

Начало *стадии IV* совпадает с началом спада дебита скважины ГК-1 и прекращением роста минерализации воды скважин Г-1 и ГК-1. Такое сочетание данных можно интерпретировать как начало процесса сброса напряжений в зоне скважин Г-1 и ГК-1, закончившееся роем землетрясений. Интенсивность ГАЭ для каналов 30 Гц и 160 Гц на этой стадии уменьшалась, в то время как активность геоакустических процессов для высокочастотных каналов сохранялась высокой и резко уменьшилась с началом роя землетрясений.

Для понимания физической сути указанных результатов необходимо подчеркнуть факт роста трендовой составляющей ряда ГАЭ на стадии III (см. рисунки 5.2е, 5.3б), который происходил при отсутствии откликов на внешнее ЭМИ. Это указывает на то, что флюидонасыщенность шумовой зоны на глубинах

порядка 1000 м на стадии III была низкой, и в таком случае движение фильтрационных потоков уже не могло быть основной причиной значительных изменений трендовой составляющей ГАЭ на этой стадии. Рост минерализации воды скважин Г-1 и ГК-1, а также дебита воды скважины ГК-1 на этой стадии, указывает на то, что на стадии III имел место рост уровня всесторонних сжимающих напряжений. Это означает, что процессы переупаковки геосреды в околоскважинном пространстве на стадии III протекали на фоне роста всесторонних сжимающих напряжений *при низкой флюидонасыщенности* контролируемой геофоном шумовой зоны. Следствием этого, должно было стать значительное возрастание сил трения  $F_f$  скольжения между гранулами пород и бортами существующих трещин из-за увеличения коэффициентов трения и роста величин сил, прижимающих трущиеся поверхности (силы нормального давления  $F_n$ ):

$$F_f = kF_n, \quad (5.1)$$

где  $k$  – коэффициент трения,  $F_n$  – сила нормального давления.

Данные комплексных скважинных измерений во временной окрестности роя землетрясений в октябре 2001 г. согласуются с результатам исследований в области трибологии. Как показано, например, в [Баранов и др., 1998; Колубаев и др., 2011], параметры акустической эмиссии (АЭ), возникающей при трении поверхностей твердых тел (частотный спектр, амплитудное распределение и др.) напрямую зависят от величин сил трения скольжения в зонах контактов взаимодействующих поверхностей. В частности, установлено, что интенсивность АЭ (число зарегистрированных превышений АЭ-сигналов установленного уровня в единицу времени) прямо пропорциональна изменению числа пятен контакта трущихся поверхностей в единицу времени, что определяется величиной силы нормального давления  $F_n$ . При росте величины  $F_n$  наблюдается рост спектральной плотности АЭ в низкочастотной части спектра [Баранов и др., 1998; Криштал и др., 2007]. Таким образом, можно сделать вывод, что изменения интенсивности геоакустических процессов в низкочастотной и высокочастотной частях спектра на стадиях III и IV были обусловлены, в первую очередь, возросшей ролью сил

трения скольжения между гранулами пород и бортами существующих трещин в шумовой зоне геофона вследствие уменьшения флюидонасыщенности геосреды и возрастания уровня всесторонних сжимающих напряжений.

### *Результаты измерений по горизонтальным компонентам ГАЭ.*

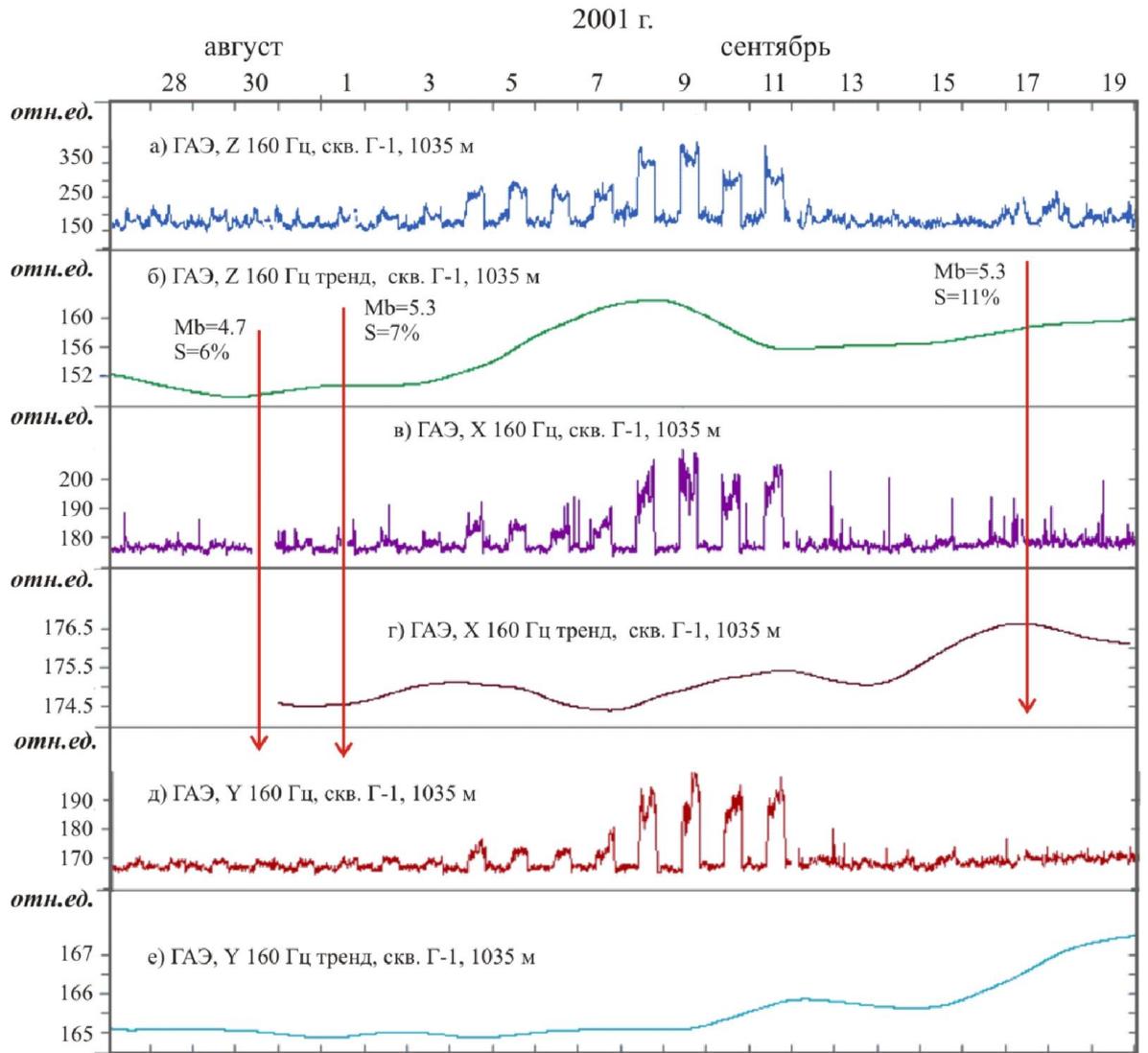
Напомним, что геоакустические измерения с августа 2000 г. до сентября 2009 г. проводились с использованием трехкомпонентного геофона МАГ-3С с датчиками на основе магнитоупругих кристаллических ферромагнетиков (см. главу 2). В состав указанного геофона входят три датчика, установленные таким образом, чтобы регистрировать вертикальную ( $Z$ ) и две взаимно ортогональные горизонтальные ( $X$ ,  $Y$ ) компоненты сигнала ГАЭ. Выходной сигнал каждого из датчиков пропорционален третьей производной от смещения датчика в направлении его оси максимальной чувствительности. Чувствительность вертикального канала геофона по выходу его предварительного усилителя составляет  $0.15 \text{ В} \cdot \text{с}^3/\text{м}$ , резонансная частота датчика - 1250 Гц. Чувствительность горизонтальных каналов составляет  $0.60 \text{ В} \cdot \text{с}^3 \cdot \text{м}^{-1}$ , резонансная частота датчиков - 300 Гц.

Для понимания физической сути результатов трехкомпонентной регистрации вновь воспользуемся моделью порово–трещинного пространства как системы с двойной пористостью, состоящей из слабопроницаемых гранул, расчлененных микротрещинами. Микротрещины наполнены флюидом, который представляет собой двухфазную газо-жидкостную смесь. Как было отмечено в главе 4, такая модель в значительной степени отвечает характеру пород в зоне скважины Г-1. В трехмерном варианте указанной модели порово–трещинное пространство контролируемой геофоном шумовой зоны можно представить в виде системы гидравлически связанных вертикальных и горизонтальных микротрещин, ориентированных по осям  $X$ ,  $Y$ ,  $Z$ .

Рассмотрим данные трехкомпонентной регистрации ГАЭ для частотного канала  $F_0=160$  Гц (рисунок 5.4). Приводимые данные показывают, что изменения откликов ГАЭ по горизонтальным ( $X$ ,  $Y$ ) каналам во временной окрестности роя

землетрясений в октябре 2001 г. были близки по своему характеру откликам ГАЭ для вертикального (Z) канала. Вместе с тем, по полученным данным можно отметить значительно более высокую чувствительность вертикальной компоненты ГАЭ к изменениям напряженно–деформированного состояния геосреды в сравнении с чувствительностью горизонтальных компонент. Под чувствительностью к изменениям напряженно–деформированного состояния в данном случае понимается величина  $A = X_{амп} / X_{фон}$ , где  $X_{амп}$  – амплитуда отклика ГАЭ (СКЗ ГАЭ в темное время суток),  $X_{фон}$  – СКЗ ГАЭ в дневное время суток (фоновое значение ГАЭ) для того же временного интервала. Принимая чувствительность Z-канала  $A_z = 1.0$ , получим для интервала максимальных амплитуд откликов ГАЭ, имевших место 09.09.2001 г., следующие значения нормированной чувствительности для горизонтальных каналов:  $A_x \approx A_y = 0.2$ .

При интерпретации данных, полученных для Z-компоненты сигнала ГАЭ, резкий и значительный рост амплитуд откликов ГАЭ в сентябре 2001 г. можно объяснить увеличением флюидонасыщенности шумовой зоны геофона за счет подтока флюида из более глубоких горизонтов геосреды, а также интенсификацией электрокинетических процессов. Принимая такой вариант интерпретации данных, причины более высокой чувствительности Z-канала к изменениям напряженно–деформированного состояния геосреды можно объяснить более высокой проницаемостью порово–трещинного пространства шумовой зоны скважины Г-1 в вертикальном направлении.



**Рисунок 5.4.** Результаты геоакустических измерений во временной окрестности роя землетрясений в октябре 2001 г. для различных компонент ГАЭ (частотный канал  $F_0=160$  Гц).

(Отметим, что при этом речь идет о проницаемости геосреды для конкретного временного интервала).

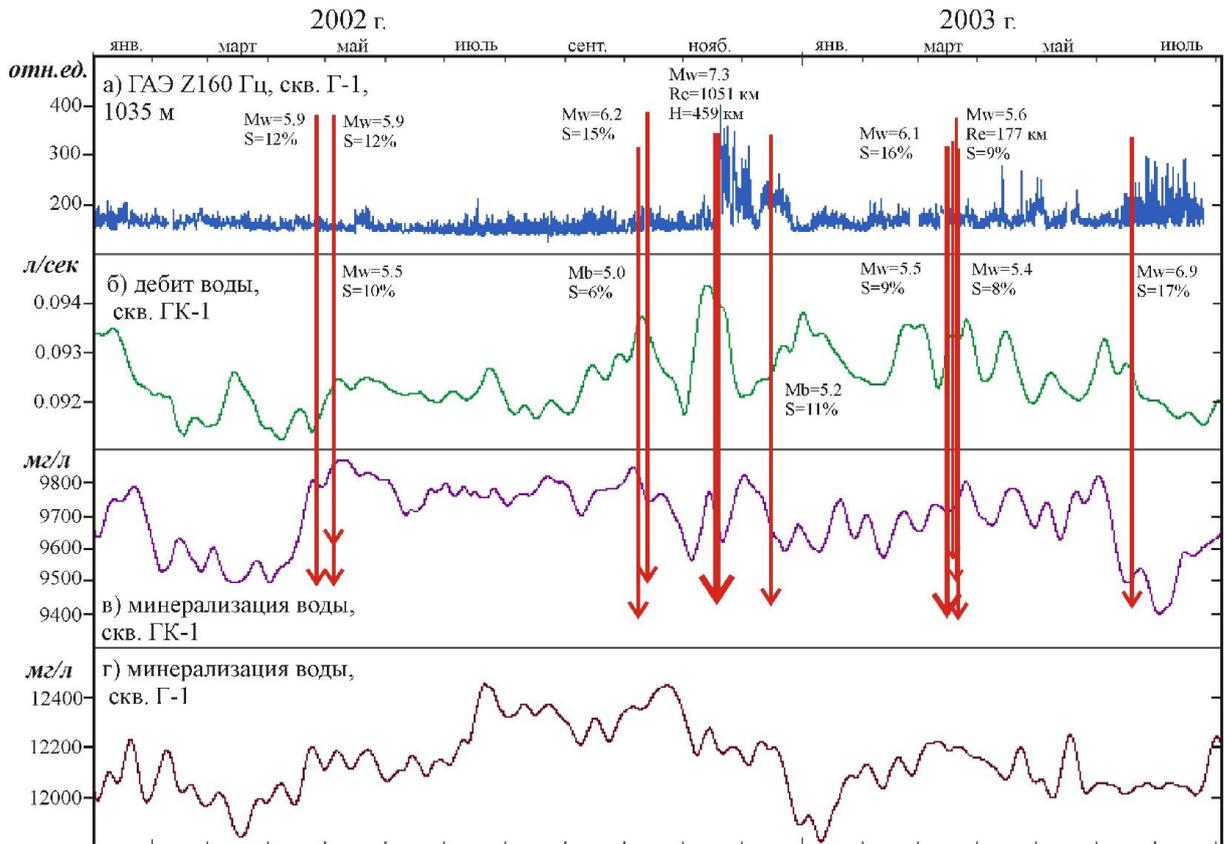
#### 5.1.1.2. Землетрясения на интервале январь 2002 г. – июнь 2003 г.

Согласно данным КФ ГС РАН за период январь 2002 г. – июнь 2003 г. произошло 11 землетрясений со значениями величины  $S \geq 8\%$  (рисунок 5.5). Характер данных ГАЭ, а также данные по другим видам комплексных скважинных измерений, показывают, что заключительные стадии подготовки

указанных на рисунке 5.5 землетрясений были связаны со значительными и быстрыми процессами деформирования геосреды в зонах скважин Г-1 и ГК-1. Как показывают представленные на рисунке 5.5 данные, центральное место на интервале январь – июнь 2012 г. занимали процессы во временной окрестности сильного глубокофокусного землетрясения, произошедшего 17.11.2002 г. По данным КФ ГС РАН эпицентр землетрясения находился примерно в 1000 км к северо-западу от г. Петропавловска-Камчатского в районе Охотского моря (см. рисунок 5.1). Гипоцентр землетрясения был зафиксирован в камчатской сейсмофокальной зоне на глубине 459 км. Магнитуда землетрясения по данным USGS NEIC составила  $M_w=7.3$ . Землетрясение произошло на фоне максимальных для всего полуторагодичного интервала значений дебита воды скважины ГК-1. К моменту землетрясения также оказалась приуроченной бухтообразная аномалия повышенных (до +4%) значений минерализации воды скважины ГК-1, практически симметричная относительно момента землетрясения ( $\pm 7,5$  месяцев) (см. рисунок 5.5в).

Начало указанной аномалии совпадает с моментом землетрясения ( $M=5.9$ ), произошедшего 26 апреля 2002 г. в районе мыса Шипунского (см. рисунок 5.1), окончание – с началом быстрого роста амплитуд откликов ГАЭ в июне 2002 г. накануне сильного Тумрокского землетрясения (см. рисунок 5.5). Кроме этого на центральное место указанного глубокофокусного землетрясения в сейсмических событиях первой половины 2002 г. указывает также тот факт, что сразу после землетрясения имело место восстановление амплитуд откликов ГАЭ для всех компонент сигнала до максимальных значений, зарегистрированных в сентябре 2001 г.

Ниже достаточно детально с привлечением данных трехкомпонентной регистрации ГАЭ проанализированы результаты геоакустических измерений во временных окрестностях землетрясений, указанных на рисунке 5.5.



**Рисунок 5.5.** Результаты комплексных скважинных измерений за период январь 2002 г. – июнь 2003 г.

**Сильное глубокофокусное землетрясение 17.11.2002 г.** Рассмотрим более детально результаты геоакустических измерений во временной окрестности сильного ( $M_w=7.3$ ) глубокофокусного землетрясения, произошедшего примерно в 1000 км к северо-западу от г. Петропавловска-Камчатского в районе Охотского моря в камчатской сейсмофокальной зоне на глубине 459 км (см. рисунок 5.1).

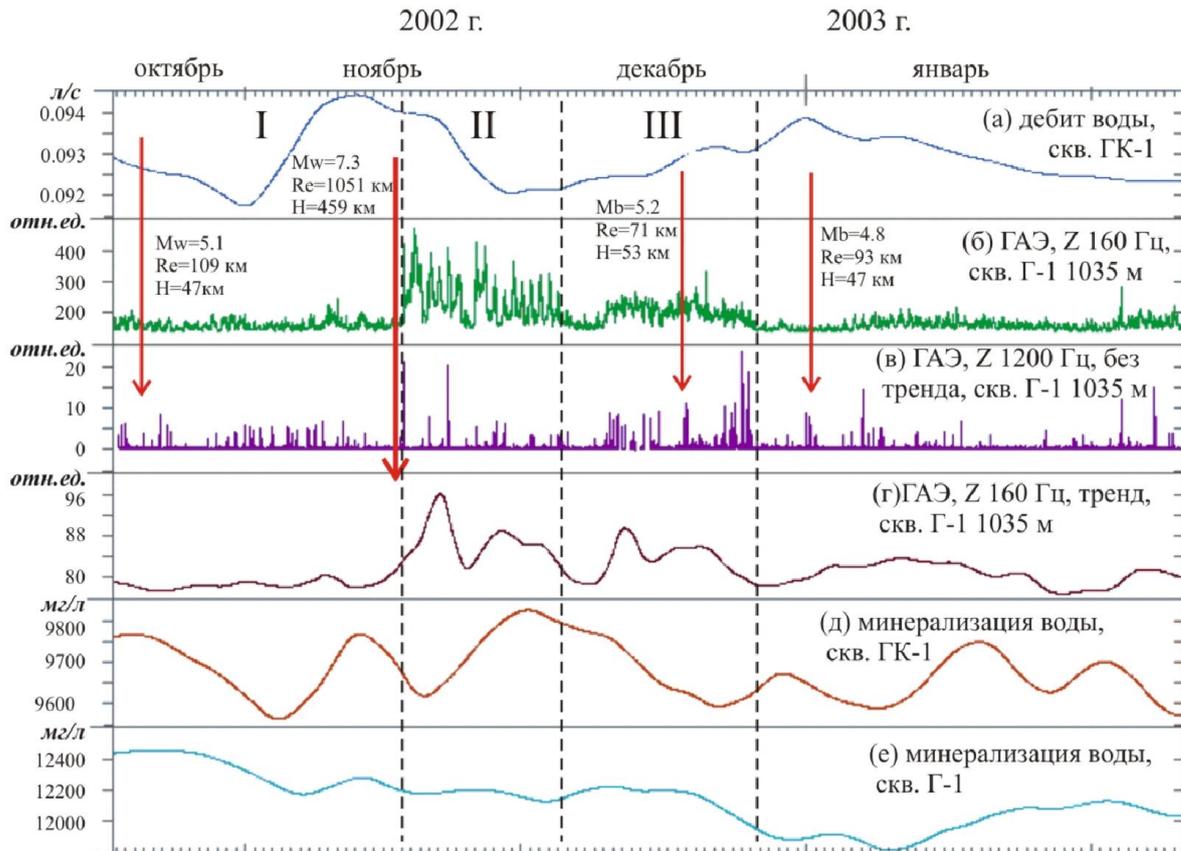
Проанализируем вначале данные геоакустических измерений для вертикальной ( $Z$ ) компоненты ГАЭ. Исходя из характера геоакустических данных, интервал во временной окрестности землетрясения можно разделить на три стадии (рисунок 5.6).

Для **стадии I**, предшествовавшей моменту землетрясения, можно отметить низкую скорость фильтрации флюида (рисунок 5.6г) в шумовой зоне скважины Г-1 на глубинах порядка 1000 м и низкий уровень амплитуд откликов ГАЭ, вплоть до их полной деградации за 18 суток до момента землетрясения, что указывает на

очень низкую флюидонасыщенность шумовой зоны на этом интервале. Такой вывод подтверждается также повышенной частотой низкоамплитудных импульсов, зарегистрированных по высокочастотному ( $F_{cp}=1200$  Гц) каналу ГАЭ (см. рисунок 5.6в). Как было показано выше, рост числа импульсов по высокочастотным каналам ГАЭ связывается с возрастанием роли сил трения скольжения между гранулами пород и бортами существующих трещин в шумовой зоне геофона вследствие уменьшения флюидонасыщенности геосреды и увеличения уровня всесторонних сжимающих напряжений.

На *стадии II* примерно через сутки после момента землетрясения произошел резкий и значительный рост амплитуд откликов ГАЭ, при котором амплитуды откликов ГАЭ в начале стадии почти на порядок превысили амплитуды откликов, имевшие место в конце октября 2002 г. (см. рисунок 5.6б). Такой результат согласуется с данными, представленными на рисунке 5.6г, указывающими на резкое и значительное возрастание скорости фильтрации флюида в шумовой зоне скважины Г-1, произошедшее в начале стадии II.

Как можно видеть из приводимых данных, на протяжении стадий II и III изменения скорости фильтрации флюида в шумовой зоне скважины Г-1 соответствовали изменениям амплитуд откликов ГАЭ (рисунок 5.6б), а также данными геоакустических измерений по высокочастотному ( $F_{cp}=1200$  Гц) каналу.



**Рисунок 5.6.** Результаты измерений во временной окрестности сильного глубокофокусного землетрясения: (а) – изменения дебита воды скважины ГК-1; (б) – вариации среднеквадратических значений вертикальной компоненты ГАЭ в скважине Г-1 на глубине 1035 м, канал 160 Гц; (в) - вариации среднеквадратических значений вертикальной компоненты ГАЭ в скважине Г-1 на глубине 1035 м, канал 1200 Гц; (г) – изменения трендовой составляющей ряда ГАЭ, Z-компонента; (д) – изменения минерализации воды скважины ГК-1; (е) - изменения минерализации воды скважины Г-1.

Результаты геоакустических измерений в зоне скважины Г-1 в сочетании с данными измерений дебита и минерализации воды скважин ГК-1 и Г-1 (см. рисунки 5.5, 5.6), указывают на значительные скорости деформирования геосреды в зонах указанных скважин на стадии II. Минерализация воды скважины ГК-1 на стадии II возростала (т.е. имел место подток глубинного флюида) на фоне практически неизменной минерализации верхнего слоя воды скважины Г-1 и весьма значительного (около 3%) падения дебита скважины ГК-1. Такой характер позволяет сделать вывод, что на стадии II уровень всесторонних сжимающих напряжений на глубинах порядка 1000 м в зонах скважин ГК-1 и Г-1 уменьшился,

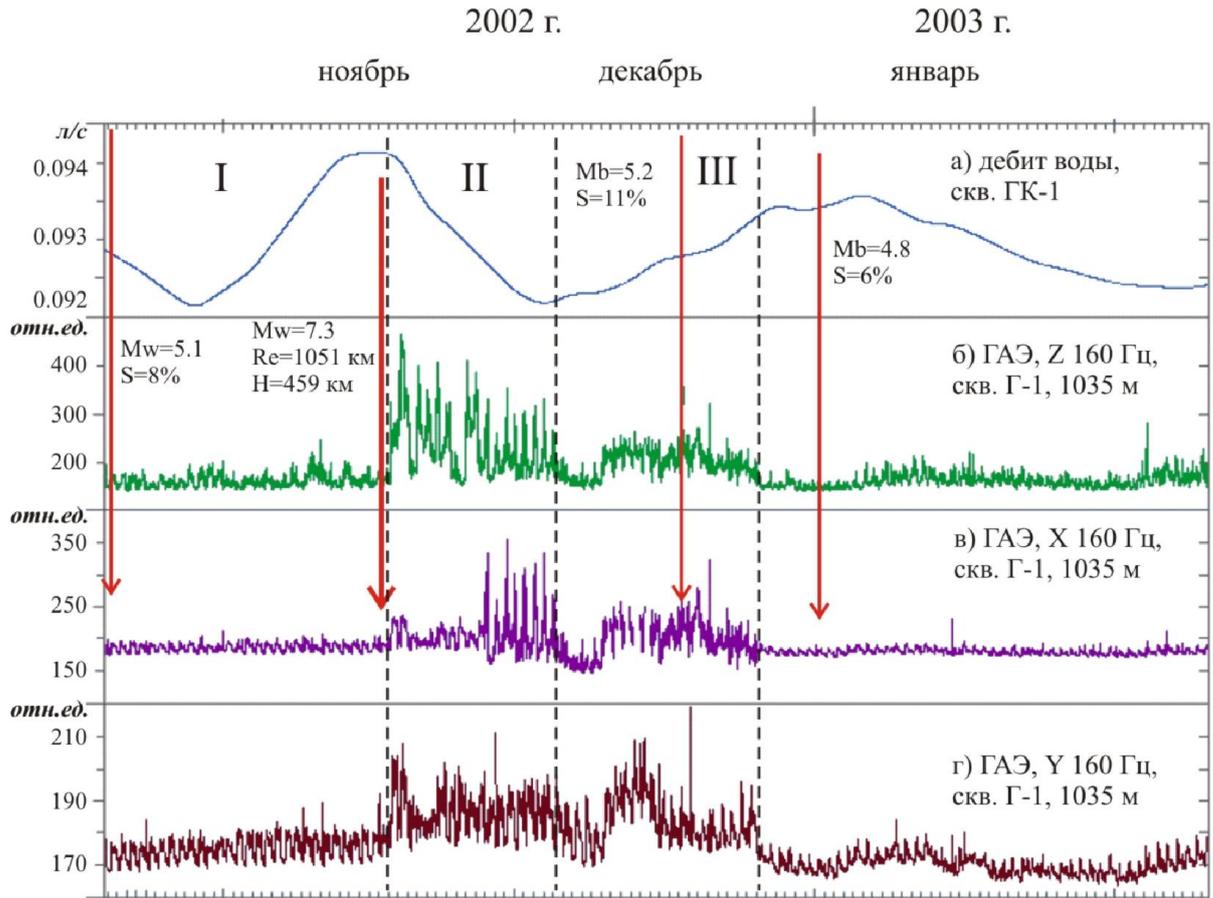
и восстановление откликов ГАЭ для компоненты  $Z$  на этой стадии явилось следствием быстрого увеличения флюидонасыщенности шумовой зоны скважины Г-1 за счет поступления глубинного флюида.

Результаты измерений, полученные на *стадии III*, показывают, что флюидонасыщенность шумовой зоны на глубинах порядка 1000 м на этом временном интервале вновь снизилась. Основные причины значительных изменений трендовой составляющей ГАЭ на этой стадии, а также изменений интенсивности геоакустических процессов в низкочастотной и высокочастотной частях спектра, могли быть связаны, в первую очередь, с возросшей ролью сил трения скольжения между гранулами пород и бортами существующих трещин в шумовой зоне геофона вследствие уменьшения флюидонасыщенности геосреды и увеличения уровня всесторонних сжимающих напряжений.

*Результаты трехкомпонентной регистрации ГАЭ* для частотного канала  $F_0=160$  Гц (рисунок 5.7) указывают на существенные различия в характерах откликов ГАЭ для разных компонент сигнала ГАЭ как для стадии I, предшествующей землетрясению, так и для постсейсмических стадий.

Как и в предыдущих двух примерах результатов трехкомпонентной регистрации, для данных, представленных на рисунке 5.7 можно отметить более высокую чувствительность  $Z$ -канала к изменениям напряженно-деформированного состояния геосреды в зоне скважины на стадии I. Из приводимых на рисунке 5.7 данных можно видеть, что за 18 суток до глубокого землетрясения отклики ГАЭ для  $Z$ -канала полностью деградировали, в то время как для обоих горизонтальных каналов амплитуда откликов оставалась неизменной.

Наиболее существенные различия в характере данных для различных компонент сигнала ГАЭ были отмечены для *стадии II*. Как указывалось выше, примерно через сутки после момента землетрясения произошел резкий рост амплитуд откликов ГАЭ по  $Z$ -каналу, при котором амплитуды откликов



**Рисунок 5.7.** Характеристики откликов для разных компонент сигнала ГАЭ во временной окрестности сильного глубоководного землетрясения: а) – дебит воды скважины ГК-1; б) - среднеквадратические значения ГАЭ в скважине Г-1 на глубине 1035 м, вертикальная компонента Z, канал 160 Гц; в) - среднеквадратические значения ГАЭ в скважине Г-1 на глубине 1035 м, горизонтальная компонента X, канал 160 Гц; г) - среднеквадратические значения ГАЭ в скважине Г-1 на глубине 1035 м, горизонтальная компонента Y, канал 160 Гц.

ГАЭ в начале стадии почти на порядок превысили амплитуды откликов, имевших место в конце октября 2002 г. Относительные изменения амплитуд откликов ГАЭ для горизонтальных каналов на стадии II также были весьма значительны: до 600% для X-компоненты и до 200% для Y-компоненты.

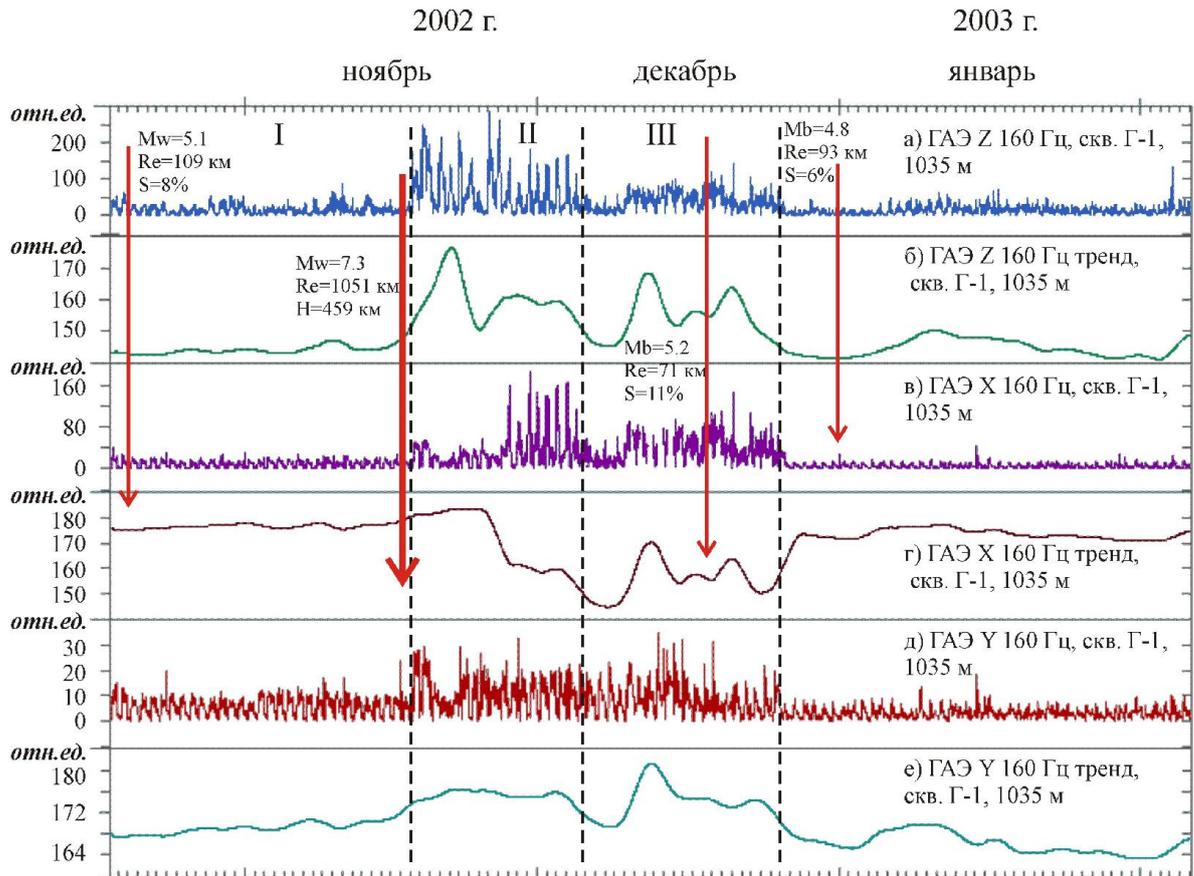
Как показывает сравнение геоакустических данных, полученных в ноябре – декабре 2002 г. (см. рисунок 5.7), с данными, зарегистрированными в сентябре 2001 г. (см. рисунок 5.4), на стадии II произошло восстановление амплитуд откликов ГАЭ для всех компонент сигнала. *При этом максимальные значения амплитуд откликов для компонент ГАЭ практически точно повторили свои*

**прежние значения 15-месячной давности.** По мнению автора, это удивительный результат. Фактически он указывает на «прецизионность» геоакустических процессов как инструмента для мониторинга напряженно–деформированного состояния геосреды.

Процесс поступления флюида в шумовую зону отражается в изменениях трендовых составляющих рядов ГАЭ и соответствующих изменениях амплитуд откликов для разных компонент сигнала ГАЭ (рисунок 5.8).

Данные, приводимые на рисунке 5.8, отражают особенности процессов фильтрации жидкого флюида в шумовой зоне на стадии II для разных компонент сигнала ГАЭ. В этой связи наиболее интересны результаты, полученные для X-компоненты ГАЭ. Видно, что на протяжении первой половины стадии II относительно небольшой рост амплитуд откликов ГАЭ (рисунок 5.8в) происходил на фоне незначительно увеличенной скорости фильтрации (рисунок 5.8г).

Во второй половине стадии характеры указанных процессов резко изменились: амплитуда откликов ГАЭ для X-компоненты скачкообразно выросла примерно на 500% на фоне быстрого **снижения** значений трендовой составляющей. Такой, на первый взгляд, противоречивый результат объясняется тем, что для стадии I и для первой половины стадии II ввиду низкой флюидонасыщенности порово–трещинного пространства шумовой зоны на этих интервалах значения трендовой составляющей для X-компоненты ГАЭ в значительной степени определялись шумами трения скольжения между гранулами пород и бортами микротрещин. В начале второй половины стадии II, вследствие увеличения флюидонасыщенности порово–трещинного пространства шумовой зоны, роль указанных процессов в формировании значений трендовой составляющей ГАЭ резко снизилась, что и привело к быстрому снижению конечных значений трендовой составляющей для X-компоненты ГАЭ.



**Рисунок 5.8.** Изменения амплитуд откликов для разных компонент сигнала ГАЭ в сопоставлении с изменениями соответствующих трендовых составляющих.

***Рой сильных землетрясений в районе Авачинского залива в марте 2003 г. и Тумрокское землетрясение 16.06.2003 г.*** Эпицентр Тумрокского землетрясения (магнитуда  $M_w=6.8$ ), произошедшего 16 июня 2003 г. располагался в северо-западной части Восточного хребта Камчатки на эпицентральной расстоянии 274 км. Глубина очага составила 180 км. Землетрясение ощущалось на территории Камчатки с интенсивностью до 6 баллов. Землетрясение предвлялась полной деградацией амплитуд откликов ГАЭ на фоне значительных уменьшений относительно своих средних значений минерализации воды скважин ГК-1 и Г-1, а также дебита скважины ГК-1 (см. рисунок 5.5). Такие результаты измерений можно интерпретировать как следствие весьма масштабных процессов перераспределения порового давления, вызвавших на интервале середина января – конец марта 2002 г. отток жидкого флюида из зон скважин ГК-1 и Г-1. На

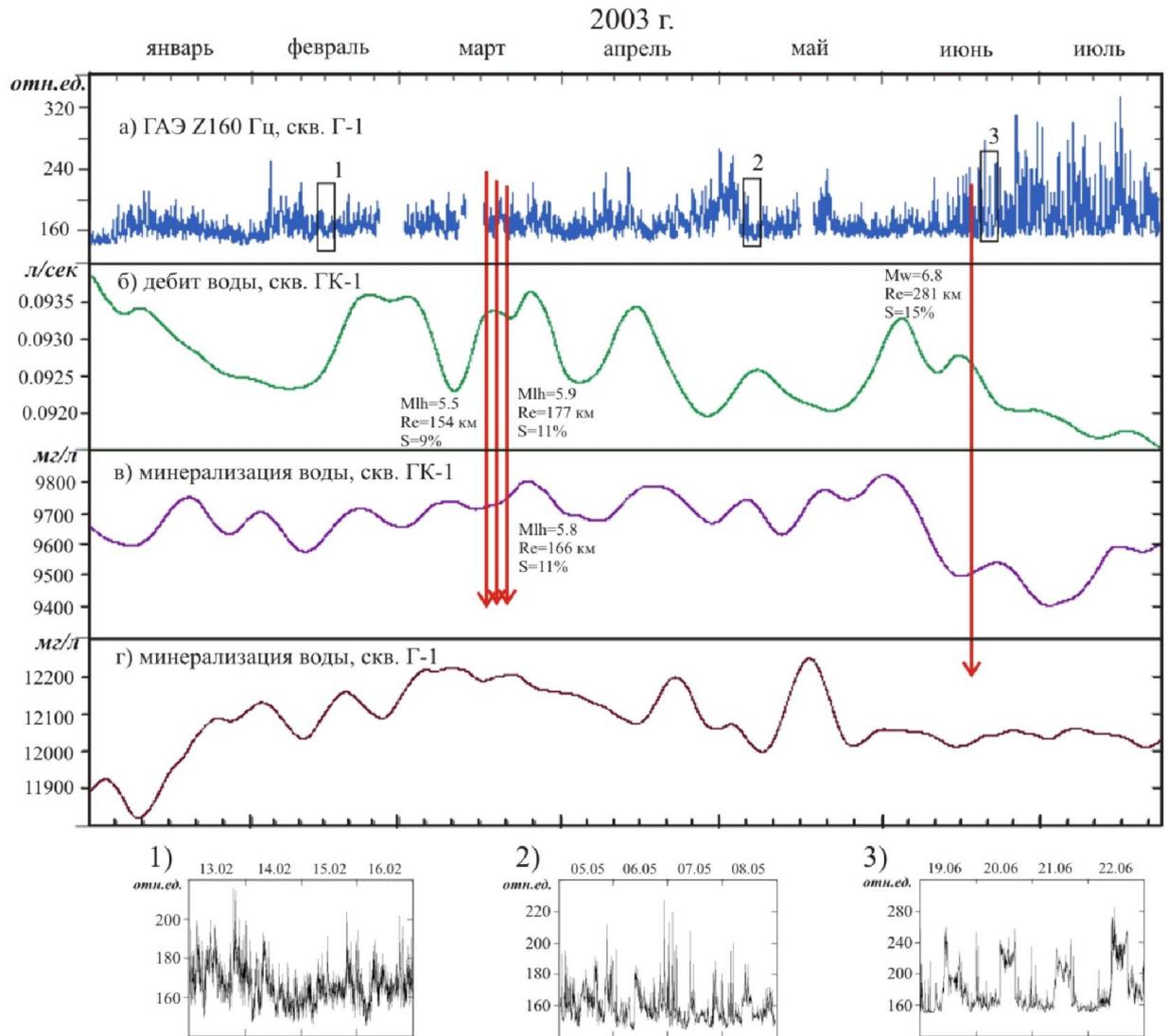
рисунке 5.9 представлены результаты комплексных скважинных измерений за период январь – июль 2003 г., позволяющие оценить характеры изменений напряженно-деформированного состояния геосреды во временных окрестностях Тумрокского землетрясения и роя землетрясений ( $M_{\text{макс}}=5.9$ ) в Авачинском заливе, произошедшего в марте 2003 г.

Наиболее сильные землетрясения роя произошли на эпицентральных расстояниях 152 - 222 км при глубине очагов 0 - 60 км. Величины  $S$  составили  $S=(3 \div 11)\%$ .

Сравнение результатов измерений во временной окрестности роя землетрясений в марте 2003 г. с результатами, полученными во временной окрестности Тумрокского землетрясения, позволяет указать на следующие важные отличия в характере данных для этих сейсмических событий.

1. Процессы деформирования геосреды в зонах скважин Г-1 и ГК-1 во временной окрестности роя землетрясений в марте 2003 г. отличались существенно более высокими скоростями в сравнении аналогичными процессами во временной окрестности Тумрокского землетрясения, произошедшего на глубине 180 км. На это указывает гораздо более быстрые и значительные в сравнении изменения дебита скважины ГК-1, а также минерализации воды скважин ГК-1 и Г-1 во временной окрестности роя землетрясений. Можно предположить, что указанные различия могли быть обусловлены, в первую очередь, существенным различием в глубинах очагов землетрясений этих событий. Для роя землетрясений глубина землетрясений составляла  $0 \div 60$  км, для Тумрокского землетрясения - 180 км.

2. Амплитуды откликов ГАЭ во временной окрестности роя землетрясений в марте 2003 г. не превышали уровня шумов, что указывает на низкую флюидонасыщенность шумовой зоны геофона скважины Г-1 на этом интервале. Достаточно высокая коррелированность изменений минерализации воды скважин Г-1 и ГК-1 (см. рисунок 5.9в, г) во временной окрестности роя землетрясений



**Рисунок 5.9.** Результаты комплексных скважинных измерений во временных окрестностях роя землетрясений в Авачинском заливе и Тумрокского землетрясения.

позволяет предположить, что низкая флюидонасыщенность геосреды в марте 2003 г. была следствием высокого уровня напряжений в зонах скважин ГК-1 и Г-1. В соответствии с результатами измерений дебита и минерализации воды скважины ГК-1 (см. рисунок 5.9б, в), а также минерализации верхнего слоя воды скважины Г-1 (см. рисунок 5.9г), восстановление и рост амплитуд откликов ГАЭ, начавшийся 12.06.2003 г., были следствием притока в шумовую зону геофона флюида из верхних слоев околоскважинного пространства скважины Г-1.

### 5.1.1.3. Обсуждение результатов первого этапа измерений (2001–2003 гг.)

Наиболее важный вывод, который можно сделать по результатам первого этапа комплексных скважинных измерений на Петропавловск – Камчатском геодинамическом полигоне, заключается в том, что данные, полученные во временных окрестностях наиболее сильных (по критерию  $S=L_p/R_h$ ) землетрясений 2001 – 2003 гг., согласуются с предложенными в главе 4 физическими механизмами, объясняющими эффекты влияния внешних слабых электромагнитных излучений звукового диапазона частот на характеристики ГАЭ околоскважинного пространства. Полученные результаты представляют интерес как для углубления представлений о физике геоакустических процессов, так и в плане развития методов мониторинга изменений напряженно–деформированного состояния геосреды, сопровождающих подготовку подобных сейсмических событий. К числу таких результатов можно отнести следующее.

1. Согласованность результатов скважинных геоакустических измерений, проводившихся на глубине 1035 м в скважине Г-1, с данными электромагнитных измерений с подземной электрической антенной на базе скважины Г-1, а также с данными других видов независимых измерений: минерализации воды скважин Г-1, минерализации воды и дебита скважины ГК-1.

2. Показано, что на временных интервалах, на которых из-за относительно низких скоростей деформирования геосреды можно пренебречь электрокинетическими эффектами, амплитуды откликов ГАЭ на внешнее ЭМИ звукового диапазона частот зависят, прежде всего, от суммарной площади контактирующей с жидким флюидом поверхности пород. Изменения флюидонасыщенности контролируемой геофоном «шумовой» зоны приводит к изменению числа ДЭС на границах раздела твердой и жидкой фаз и, соответственно, к изменению суммарного количества потенциальных источников ГАЭ, определяющих амплитуды откликов ГАЭ.

3. На стадиях быстрых деформаций изменения огибающей амплитуд откликов ГАЭ соответствуют данным, отражающих изменения скорости

фильтрации жидкого флюида в порово–трещинном пространстве шумовой зоны. Такие результаты согласуются с предложенными в главе 4 физическими причинами, объясняющими изменения огибающих амплитуд откликов ГАЭ.

4. Результаты измерений, полученные во временных окрестностях ряда сильных сейсмических событий (рой землетрясений в Авачинском заливе в октябре 2001 г. и др.), показывают, что проведение скважинных высокочувствительных геоакустических измерений в высокочастотной (500 – 1200 Гц) части диапазона позволяет выделять стадии значительного уменьшения флюидонасыщенности геосреды, причиной которой является рост уровня всесторонних сжимающих напряжений. Для таких стадий характерно значительное возрастание общего числа импульсов ГАЭ и числа высокоамплитудных импульсов по высокочастотным геоакустическим каналам, предваряющих сильные сейсмические события.

5. Значительный интерес для понимания физики геоакустических процессов заслуживают *результаты трехкомпонентной регистрации ГАЭ* во временных окрестностях сильных сейсмических событий. Указанные результаты заслуживают внимания также и в рамках задач, связанных с развитием методов геофизического мониторинга изменений напряженно–деформированного состояния геосреды.

6. Самостоятельный интерес представляют результаты, полученные во временной окрестности роя землетрясений при геоакустических измерениях по высокочастотным (центральные частоты - 560 Гц и 1200 Гц) каналам (см. рисунок 5.2). При этом внимание привлекают два момента в характерах этих данных. Во-первых, значительный рост как общего числа импульсов ГАЭ, так и числа высокоамплитудных импульсов, который начался примерно за 38 суток до основных землетрясений роя. Во-вторых, привлекает внимание резкое уменьшение интенсивности указанных процессов с началом роя землетрясений. Указанные результаты имеют ясный физический смысл и отражают процессы, связанные с последней стадией подготовки сильных близких сейсмических событий. В этой связи очевидна целесообразность наличия каналов непрерывных

геоакустических измерений на частотах порядка 1 кГц в составе систем комплексного геофизического мониторинга напряженно–деформированного состояния геосреды сейсмоактивных регионов. Вместе с тем, необходимо учитывать, что результаты, приводимые на рисунках 5.2г и 5.2д, были получены при использовании геофона МАГ-3С с датчиками на основе магнитоупругих кристаллических ферромагнетиков, обладающих очень высокой чувствительностью в высокочастотной части спектра ГАЭ (см. главу 2). Применяемые с 2009 г. геофоны с пьезоэлектрическими датчиками уступают по этому параметру геофонам типа МАГ.

### **5.1.2. Изменения параметров ГАЭ на завершающей стадии подготовки Тохокского мегаземлетрясения**

Измерения на интервале 2009 - 2016 гг. относятся ко второму этапу исследований на Петропавловск–Камчатском геодинамическом полигоне. К началу этого этапа удалось расширить объем получаемой измерительной информации, в том числе, за счет дополнительных непрерывных геоакустических измерений в скважине Г-1 на глубине 270 м, создать новый измерительный пункт на базе скважины Р-2, развить техническую и методическую базы комплексных скважинных измерений. В ходе дальнейших работ на этом этапе расширилась сеть скважинных измерений, и были внедрены новые методы геофизического мониторинга напряженно-деформированного состояния геосреды.

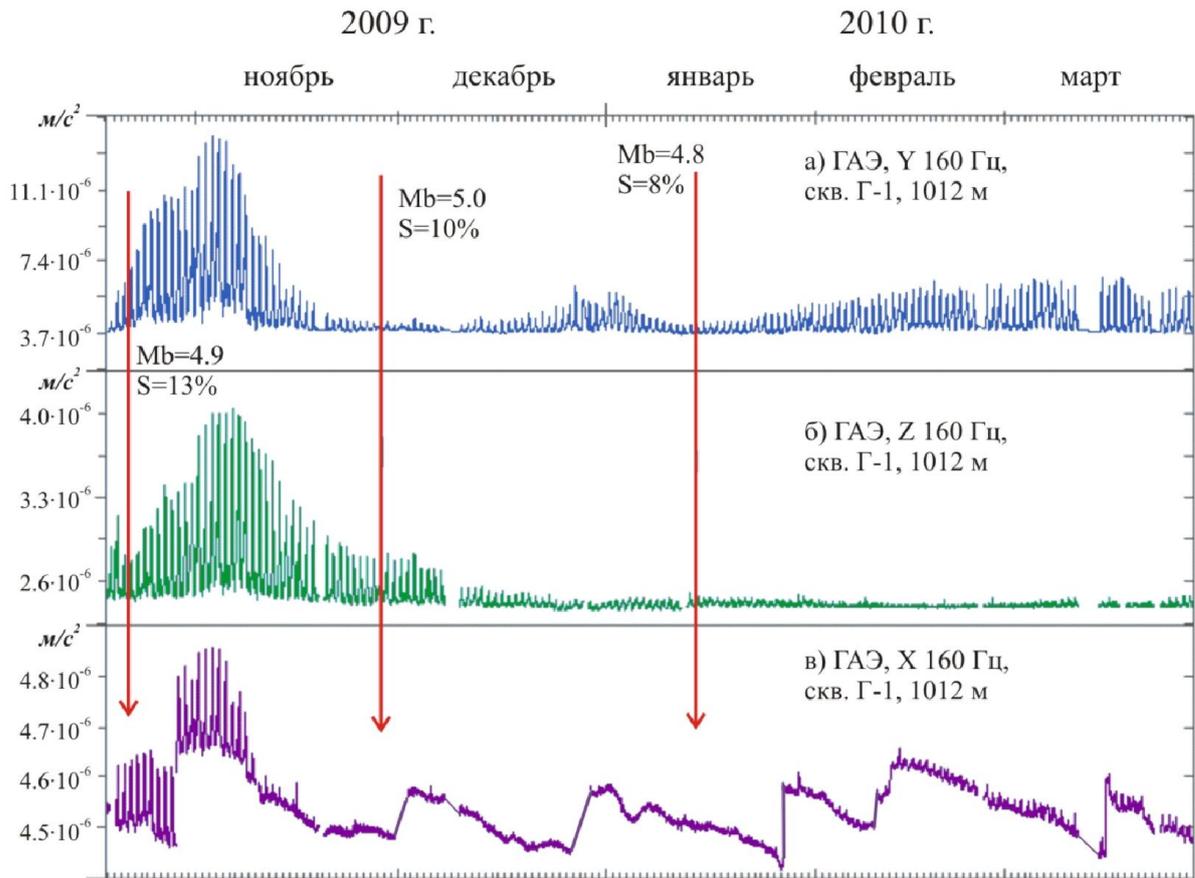
Наиболее важный вопрос в рамках задачи развития технической базы измерений на этом этапе был связан с переходом на другой тип геофонов, используемых для непрерывных скважинных геоакустических измерений. До сентября 2009 г. для измерений использовались трехкомпонентные геофоны типа МАГ-3С и МАГ-50 с датчиками на основе магнитоупругих кристаллических ферромагнетиков [Беляков, 2005]. Сигнал на выходе датчиков указанного типа пропорционален третьей производной от смещения, что обеспечивало крутизну АЧХ в этом случае 60 дБ на декаду изменения частоты и соответственно очень

высокую чувствительность геоакустических измерений в пересчете на смещение в области частот порядка 500 – 1000 Гц. Вместе с тем, геофоны типа МАГ-3С имели два существенных недостатка: отсутствие надежного метрологического обеспечения и весьма высокую чувствительность датчика вертикального канала к переменному магнитному полю на частотах равных и менее 50 Гц, что осложняло подготовительные работы с геофоном в лабораторных условиях. Кроме этого на решение о замене геофонов типа МАГ повлияло то обстоятельство, что указанные геофоны были выпущены только небольшой опытной партией, что затрудняло создание на их основе достаточно развитой сети скважинного геоакустического мониторинга. В этой связи по инициативе и под руководством автора были созданы в необходимом количестве скважинные трехкомпонентные геофоны, в которых были использованы пьезоэлектрические датчики типа А1612 производства ЗАО “Геоакустика” совместно с предварительными и линейными усилителями собственной разработки. Более подробно указанный вопрос освещен в главе 2.

Катастрофическое Тохокское мегаземлетрясение ( $M_w=9.0$ ,  $S=23\%$ ) произошло 11 марта 2011 г. у восточного побережья о-ва Хонсю японской префектуры Тохоку. По данным Японского метеорологического агентства (JMA) [<http://www.jma.go.jp>] Тохокское мегаземлетрясение признано сильнейшим в истории страны и вошло в десятку сильнейших землетрясений за всю историю сейсмических наблюдений в мире. Землетрясение вызвало сильное цунами, высота приливной волны которого в ряде районов превысила десять метров. Жертвами землетрясения и последовавшего за ним цунами стали более 26000 человек.

Как показано в [Gavrilov et al., 2013; Гаврилов и др., 2014; Гаврилов, 2013], несмотря на большое (2049 км) эпицентральное расстояние, заключительная стадия подготовки Тохокского землетрясения, а также постсейсмическая стадия сопровождались значительными изменениями параметров геосреды в зонах измерительных скважин Петропавловск–Камчатского геодинамического полигона. Анализ данных геоакустических измерений, полученных для шумовой

зоны скважины Г-1 на глубине 1012 м, показывает, что, по крайней мере, с октября 2009 г. начались значительные изменения параметров регистрируемого геоакустического излучения. В первую очередь, это относится к резким и значительным изменениям амплитуд откликов ГАЭ для всех компонент ГАЭ на интервале октябрь – ноябрь 2009 г. (рисунок 5.10). Начиная с декабря 2009 г. амплитуды откликов ГАЭ значительно уменьшились, а к концу апреля 2010 г. произошла полная деградация откликов ГАЭ для каналов  $X$  и  $Z$ . (При сравнении данных I и II этапов геоакустических измерений необходимо учитывать, что ориентация регистрируемых горизонтальных компонент ГАЭ изменилась в сентябре 2009 г. вследствие замены геофона, использовавшегося ранее для измерений в скважине Г-1 на глубине 1035 м). Для горизонтального канала  $Y$  максимальная амплитуда откликов ГАЭ, начиная с декабря 2009 г., также значительно уменьшилась и на интервале декабрь 2009 г. – апрель 2011 г. ее значения не превышали 25% от значений в ноябре 2009 г. Как будет показано ниже, практически полная деградация откликов ГАЭ, регистрируемых по каналу  $Y$ , была отмечена в июле 2011 г. уже после Тохокского мегаземлетрясения. Постепенное восстановление откликов ГАЭ для канала  $Y$  началось в августе 2012 г. На январь 2017 г. отклики ГАЭ для канала  $Z$  лишь незначительно превышали уровень аппаратных шумов, а отклики по каналу  $X$  отсутствовали полностью.

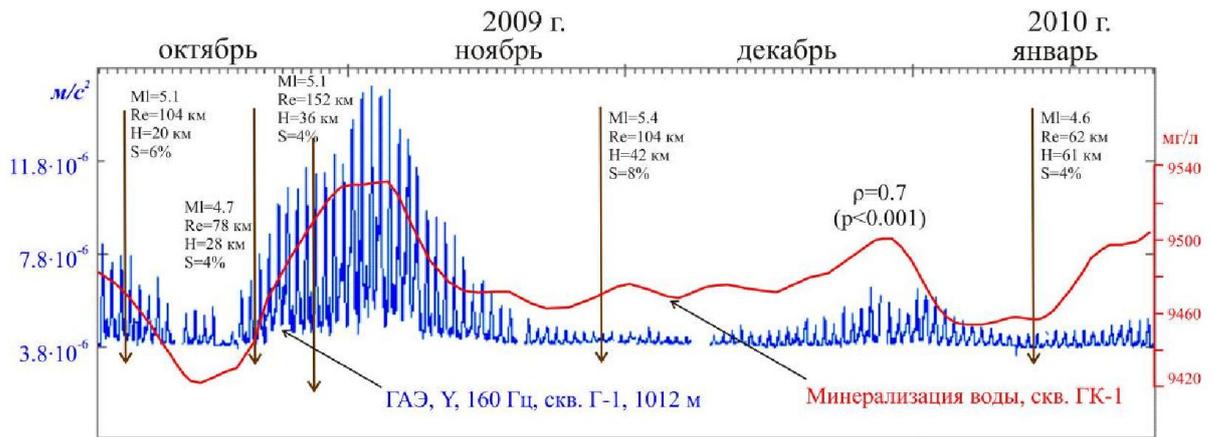


**Рисунок 5.10.** Аномальные изменения амплитуд откликов ГАЭ для пространственных компонент сигнала, предшествующие Тохокскому мегаземлетрясению: а) - ряд данных для горизонтальной компоненты Y; б) – ряд данных для вертикальной (Z) компоненты; в) - ряд данных для горизонтальной компоненты X. Все данные относятся к измерениям в скважине Г-1 на глубине 1012 м, частотный канал 160 Гц.

Следует подчеркнуть, что представленные на рисунке 5.10 результаты не имели аналогов на всем предыдущем этапе геоакустических измерений в скважине Г-1. Тщательная проверка технических характеристик аппаратуры измерительных трактов ГАЭ показала, что все характеристики аппаратуры (чувствительность и пр.) при этом находились в норме, т.е. полученные результаты не могли быть следствием каких-либо причин технического характера. Неизменность чувствительности и других характеристик измерительных трактов по всем трем компонентам ГАЭ подтверждается, в том числе, результатами широкополосных записей землетрясений, регистрация которых проводилась в тот

же период с выходов тех же измерительных трактов. (Для регистрации землетрясений использовался регистратор типа Z220, см. главу 2).

Сравнение результатов геоакустических измерений на глубине 1012 м в скважине Г-1 с данными по изменениям минерализации в воде скважины ГК-1 на том же временном интервале (рисунок 5.11) позволяет сделать вывод, что аномальные изменения амплитуд откликов ГАЭ на интервале октябрь 2009 г. –



**Рисунок 5.11.** Изменения амплитуд откликов ГАЭ в зоне скважины Г-1 в сравнении с изменениями минерализации воды скважины ГК-1.

март 2010 г. были связаны с резкими изменениями влагонасыщенности порово-трещинного пространства шумовой зоны. Как можно видеть из приводимых на рисунке 5.11 данных, для четырехмесячного интервала октябрь 2009 г. – январь 2010 г. коэффициент корреляции между рядом огибающей ГАЭ и рядом минерализации воды скважины ГК-1 составил величину  $\rho=0.7$  при значимости  $p<0.001$ . Поясним физический смысл высокой коррелированности изменений огибающей откликов ряда ГАЭ для зоны скважины Г-1 с изменениями минерализации воды скважины ГК-1.

Отметим, что речь идет о высокой коррелированности изменений параметров ГАЭ для зоны скважины Г-1 с изменениями минерализации воды скважины ГК-1, расстояние между которыми составляют около 40 км. Такой результат согласуется с данными, приводимыми в [Гаврилов, Пантелеев, Рябинин, 2014], показывающими, что коэффициент корреляции между рядами

минерализации воды скважин Г-1 и ГК-1 во временных окрестностях относительно сильных сейсмических событий достигает величины  $\rho \approx 0,9$ . В данном случае результаты, полученные на последующих этапах измерений (2011 – 2015 гг.) (см. последующие разделы главы 5), позволяют сделать вывод, что *характер данных, приводимых на рисунках 5.10 и 5.11, был обусловлен изменениями напряженно–деформированного состояния геосреды в связи с подготовкой Тохокского мегаземлетрясения.*

В отношении возможности объяснения аномальных изменений амплитуд откликов ГАЭ на интервале октябрь – ноябрь 2009 г. влиянием минерализации воды в зоне скважины Г-1 можно указать на результаты, приводимые в разделе 4.3.2 (глава 4). Согласно полученным оценкам изменения минерализации воды в зоне измерений способно приводить к изменениям амплитуды откликов ГАЭ примерно на такую же величину. Учитывая, что изменения минерализации воды (см. рисунок 5.11) на интервале октябрь 2009 г. – январь 2010 г. не превышали первых процентов, изменения амплитуд откликов ГАЭ, достигающие на том же интервале величин порядка 400%, *невозможно объяснить только изменениями минерализации флюида.*

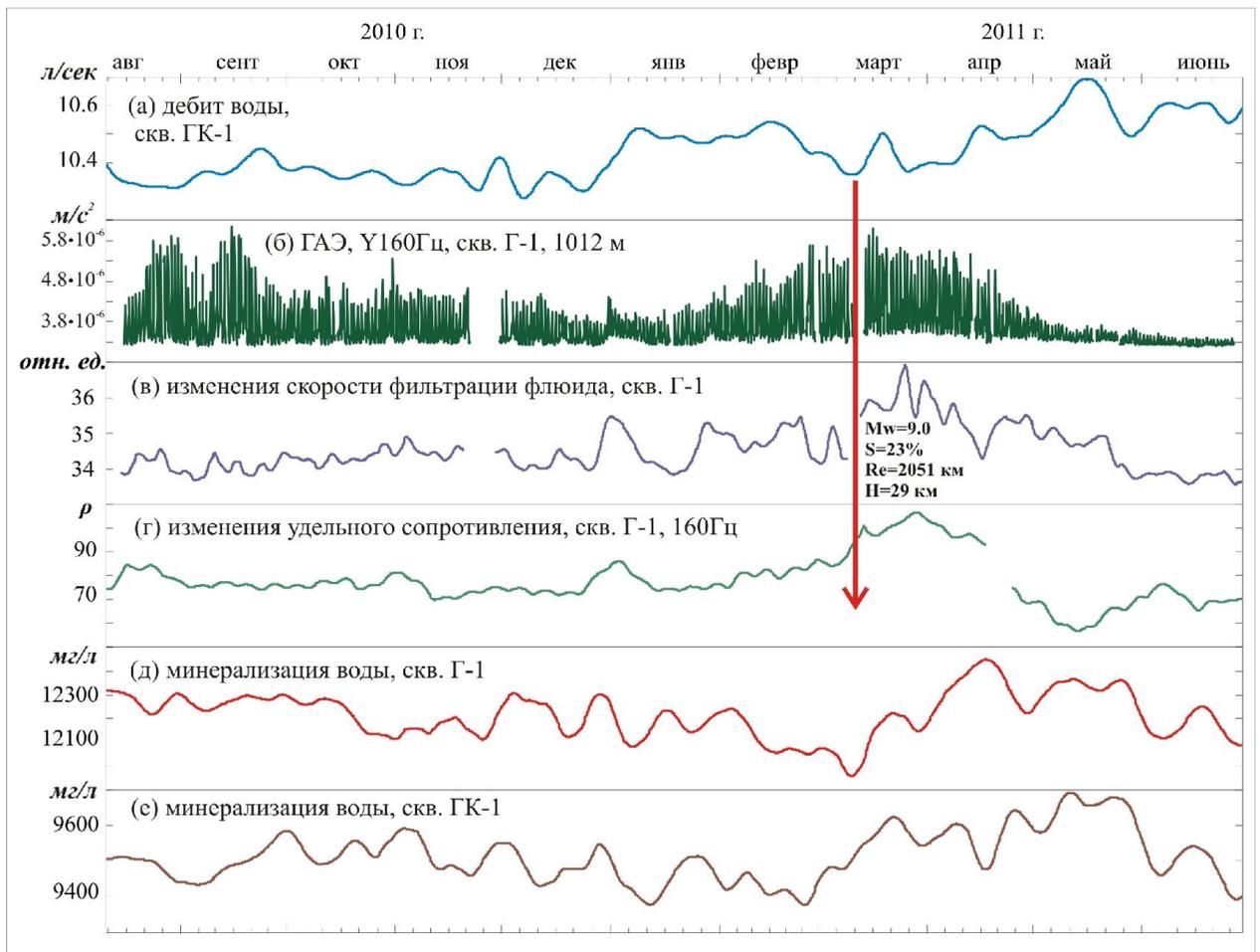
Согласно [Гаврилов, Пантелеев, Рябинин, 2014] аномальный рост амплитуд откликов ГАЭ на интервале октябрь – ноябрь 2009 г. можно объяснить уменьшением уровня сжимающих напряжений в зоне Петропавловск – Камчатского геодинамического полигона на этом интервале, вызвавшим подток глубинного флюида в зону полигона. Следствием такого процесса стало, во-первых, увеличение влагонасыщенности в зоне скважины Г-1, вызвавшее аномальный рост амплитуд откликов ГАЭ в этой зоне. Во-вторых, учитывая более высокую минерализацию глубинного флюида, это привело к росту минерализации воды, поступающей в скважину ГК-1 (см. рисунок 5.11).

Касаясь существенных различий в реакции ГАЭ на изменения параметров геосреды для различных пространственных компонент ГАЭ (см. рисунок 5.10), логично указанные различия объяснить, в первую очередь, проявлением анизотропии порово–трещинного пространства шумовой зоны скважины Г-1 на

глубинах порядка 1000 м. Это согласуется с представленными выше результатами трехкомпонентной регистрации ГАЭ в 2001 – 2003 гг., также указывающими на существенные различия в тензочувствительности для разных пространственных компонент ГАЭ.

Подчеркнем, что связь приводимых на рисунке 5.10 данных с Тохокским мегаземлетрясением не вызывает сомнений. Магнитуда этого землетрясения значительно превышала магнитуды всех предыдущих сейсмических событий, имевших место в радиусе 5000 км от скважины Г-1. Полученные результаты качественно согласуются с известными оценками (см., например, [Зубков, 1987; Сидорин, 1992; Добровольский, 2009]), показывающими, что длительность проявления долгосрочных и среднесрочных предвестников землетрясений и размеры их зон являются степенной функцией от магнитуды землетрясения.

Рассмотрим результаты комплексных скважинных измерений на интервале январь 2010 г. – май 2012 г., добавив к данным, представленным на рисунке 4.12 (см. главу 4), данные измерений минерализации воды скважины ГК-1 (рисунок 5.12). В этом случае можно видеть, что во временной окрестности  $\pm 2.5$  месяца Тохокского мегаземлетрясения изменения амплитуд откликов ГАЭ для компоненты  $Y$  имели характер «бухты» с максимумом, совпадающим с моментом землетрясения (см. рисунок 5.12б). Причем на указанном временном интервале изменился характер *всех* временных рядов, представленных на рисунке 5.12. Рост амплитуд откликов ГАЭ сопровождался весьма значительным синхронным *ростом скорости фильтрации* жидкого флюида (рисунок 5.12в). При этом существенно изменился и частотный состав вариаций скорости фильтрации за счет появления высокоамплитудных достаточно быстрых вариаций, что указывает на интенсификацию фильтрационных процессов на глубинах порядка 1000 м в зоне скважины Г-1 примерно за два месяца до момента Тохокского мегаземлетрясения. Как следует из представленных на рисунке 5.12 данных,



**Рисунок 5.12.** Изменения амплитуд откликов ГАЭ во временной окрестности Тохокского мегаземлетрясения в сопоставлении с данными гидрогеофизического и гидрохимического мониторинга: (а) – дебит воды скважины ГК-1; (б) – среднеквадратические значения ГАЭ для глубины 1012 м; (в) – изменения скорости фильтрации флюида в зоне скважины Г-1 для глубины 1012 м; (г) – изменения удельного сопротивления пород в зоне скважины Г-1 по данным канала 160 Гц; (д) – изменения минерализации воды скважины Г-1; (е) – изменения минерализации воды скважины ГК-1.

значительный рост откликов ГАЭ с начала января 2011 г. и до момента землетрясения происходил на фоне слабого *снижения* минерализации воды скважин Г-1 и ГК-1, причем изменения минерализации воды скважины ГК-1 опережали соответствующие изменения для скважины Г-1 примерно на 14 суток.

Следует отметить, что по характеру изменений рядов данных, результаты, полученные во временной окрестности Тохокского мегаземлетрясения, качественно близки к результатам, полученным во временной окрестности роя

сильных землетрясений, произошедших в октябре 2001 г. в Авачинском заливе (см. раздел 5.1.1.1).

Проанализируем характер изменений *удельного сопротивления пород* зоны скважины Г-1 во временной окрестности Тохокского мегаземлетрясения (см. рисунок 5.12г). (Напомним, что данные мониторинга для канала 160 Гц отражают изменения удельного сопротивления пород в зоне скважины Г-1 до глубины около 1000 м (см. главу 2)). Данные рисунка 5.12г указывают на высокую положительную корреляцию изменений величины удельного сопротивления с амплитудой откликов ГАЭ (см. рисунок 5.12б): рост амплитуды откликов ГАЭ сопровождался ростом удельного сопротивления и наоборот. Как было показано в главе 4 (раздел 4.4.1), такой характер изменений удельного сопротивления и амплитуд откликов ГАЭ соответствует процессам, происходящим при экстремально низких значениях флюидонасыщенности пород. Таким образом, анализ представленных выше данных показывает, что рост амплитуд откликов ГАЭ с середины января 2011 г. до момента Тохокского мегаземлетрясения (см. рисунок 5.12б) можно объяснить ростом объема порово-трещинного пространства прискважинной зоны скважины Г-1 за счет увеличения раскрытости микротрещин при уменьшении сжимающих напряжений.

### **5.1.3. Характер изменений напряженно – деформированного состояния геосреды в зоне скважины Г-1 после Тохокского мегаземлетрясения**

Представление о характере изменений напряженно–деформированного состояния геосреды в зоне скважины Г-1 после Тохокского мегаземлетрясения позволяют получить данные комплексных скважинных измерений, приводимые на рисунке 5.13. На рисунке указаны моменты землетрясений с величиной  $S \geq 14\%$  и глубиной гипоцентра  $H \leq 150$  км, а также моменты глубоких сильнейших землетрясений.

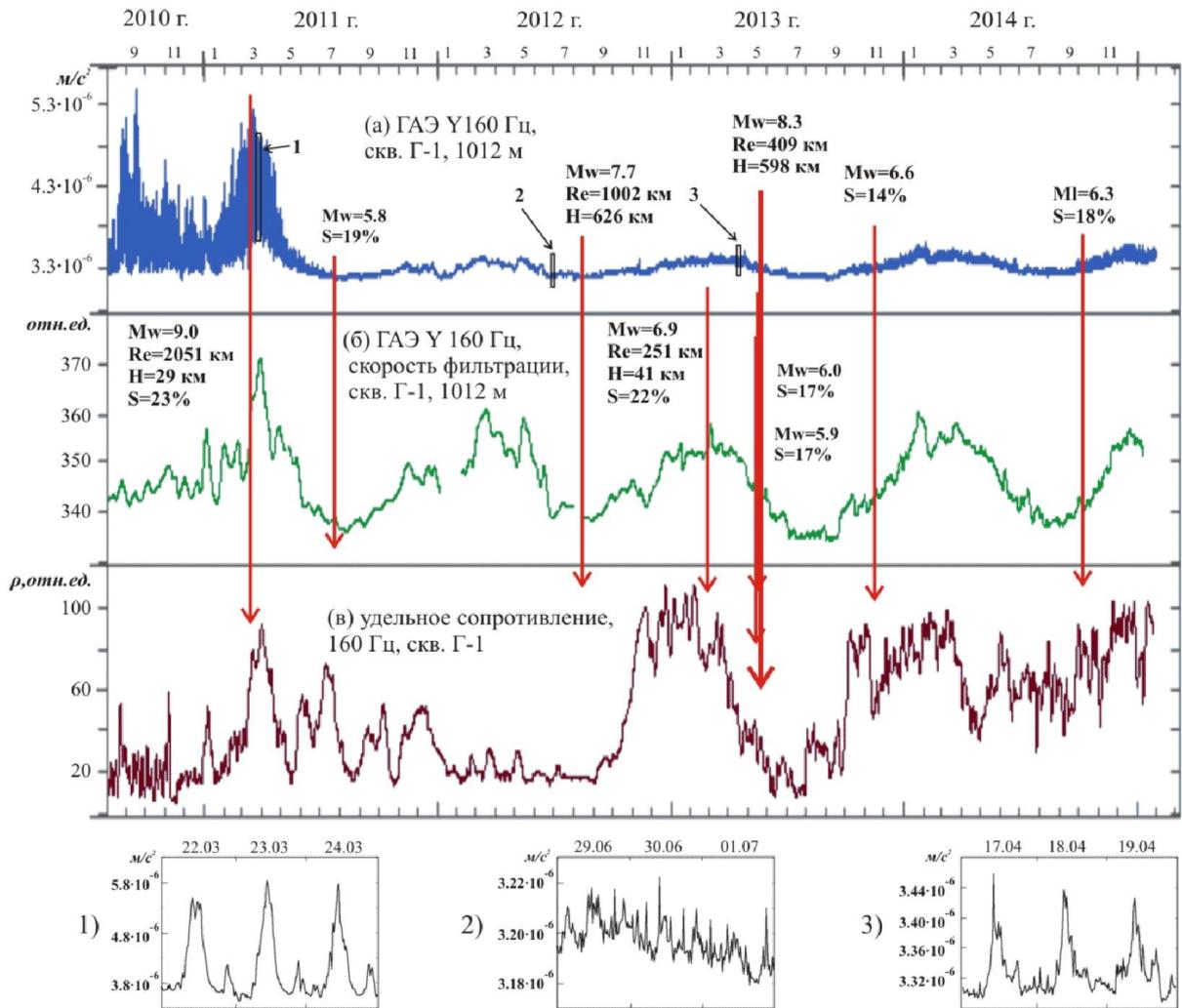
Анализ представленных на рисунке 5.13 данных позволяет выделить следующие ключевые моменты.

1. *Резкое уменьшение амплитуд откликов ГАЭ для глубин около 1000 м, начавшееся сразу после момента Тохокского мегаземлетрясения (см. рисунок 5.13а). Уменьшение амплитуд откликов ГАЭ происходило интенсивно вплоть до их полной деградации к июлю 2011 г. (см. врезки 1, 2 к рисунку 5.13).*

2. *Плавное восстановление амплитуд откликов для Y-компоненты сигнала ГАЭ, начавшееся после сильнейшего ( $M_w=7.7$ ) глубокого ( $H=626$  км) землетрясения с эпицентром в районе Охотского моря, произошедшего 14 августа 2012 г. на эпицентральной расстоянии около 1000 км от скважины Г-1 (см. рисунок 5.13а, врезку 3 к рисунку 5.13).*

3. *Рост амплитуд откликов ГАЭ после глубокого землетрясения, произошедшего 14.08.2012 г., происходил на интервалах **роста** удельного сопротивления пород прискважинной зоны.*

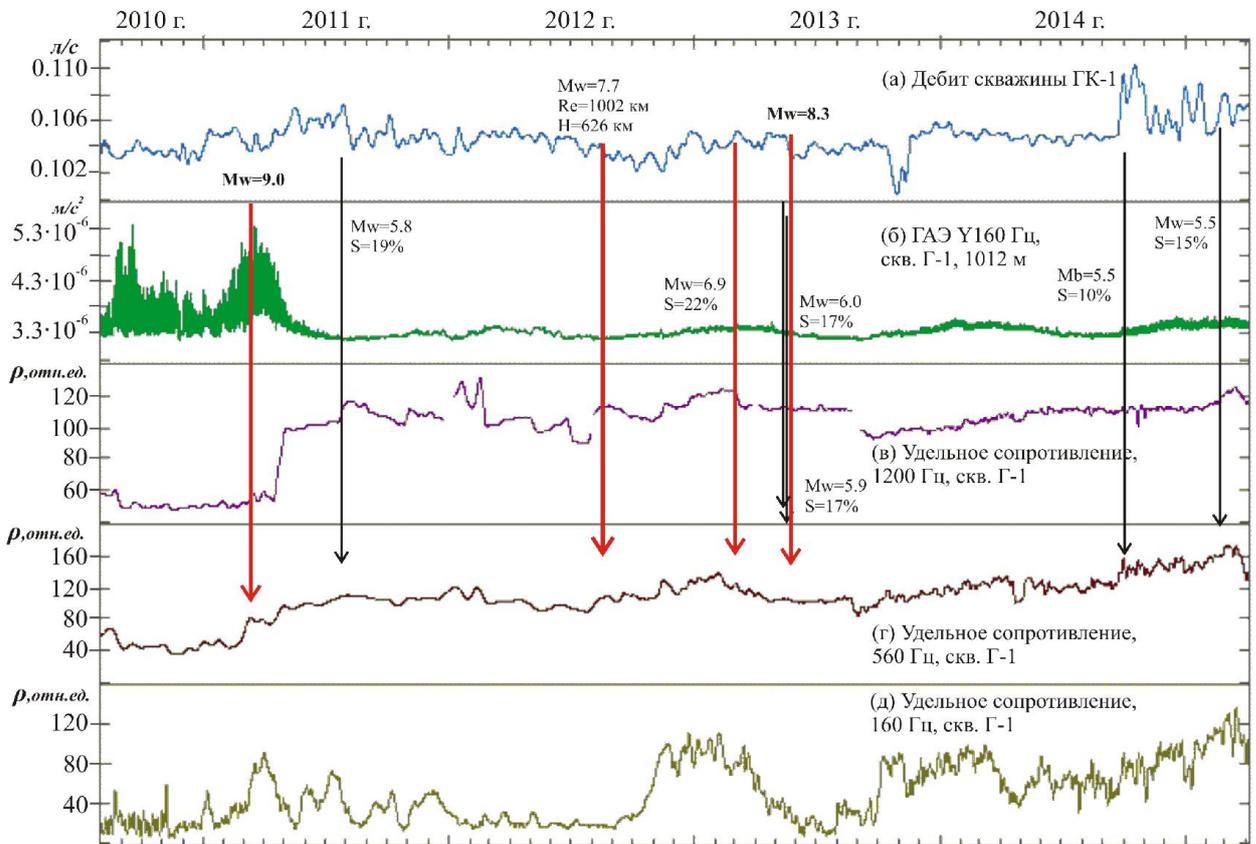
Касаясь отмеченной связи изменений амплитуд откликов ГАЭ с изменениями удельного сопротивления пород прискважинной зоны, следует подчеркнуть, что коррелированность изменений параметров ГАЭ (амплитуды откликов и тренда) с изменениями удельного сопротивления пород характерна для всего 5-летнего интервала измерений, представленного на рисунке 5.13. Рассмотрение данных электромагнитных измерений,



**Рисунок 5.13.** Результаты комплексных скважинных измерений в зоне скважины Г-1 на интервале август 2010 г. – февраль 2015 г.: (а) - среднеквадратические значения ГАЭ для глубины 1012 м (Y-компонента, канал 160 Гц); (б) – изменения скорости фильтрации флюида в зоне скважины Г-1 для глубины 1012 м; (в) – изменения удельного сопротивления пород в зоне скважины Г-1 по данным канала 160 Гц.

полученных в различных частотных полосах (рисунок 5.14), показывает, что значительный рост удельного сопротивления пород для всех частотных каналов имел место в ближайшей ( $\pm 1$  месяц) временной окрестности Тохокского мегаземлетрясения, достигший своего максимума для глубин порядка 1000 м к концу марта 2011 г. (рисунок 5.14д). Наиболее значительные изменения удельного сопротивления соответствовали наиболее глубоким горизонтам. Как было показано ранее на основании данных комплексных скважинных измерений,

увеличение удельного сопротивления пород на указанном временном интервале соответствует росту всесторонних сжимающих напряжений.



**Рисунок 5.14.** Результаты одновременных геоакустических и электромагнитных измерений в скважине Г-1 (август 2010 г. – февраль 2015 г.).

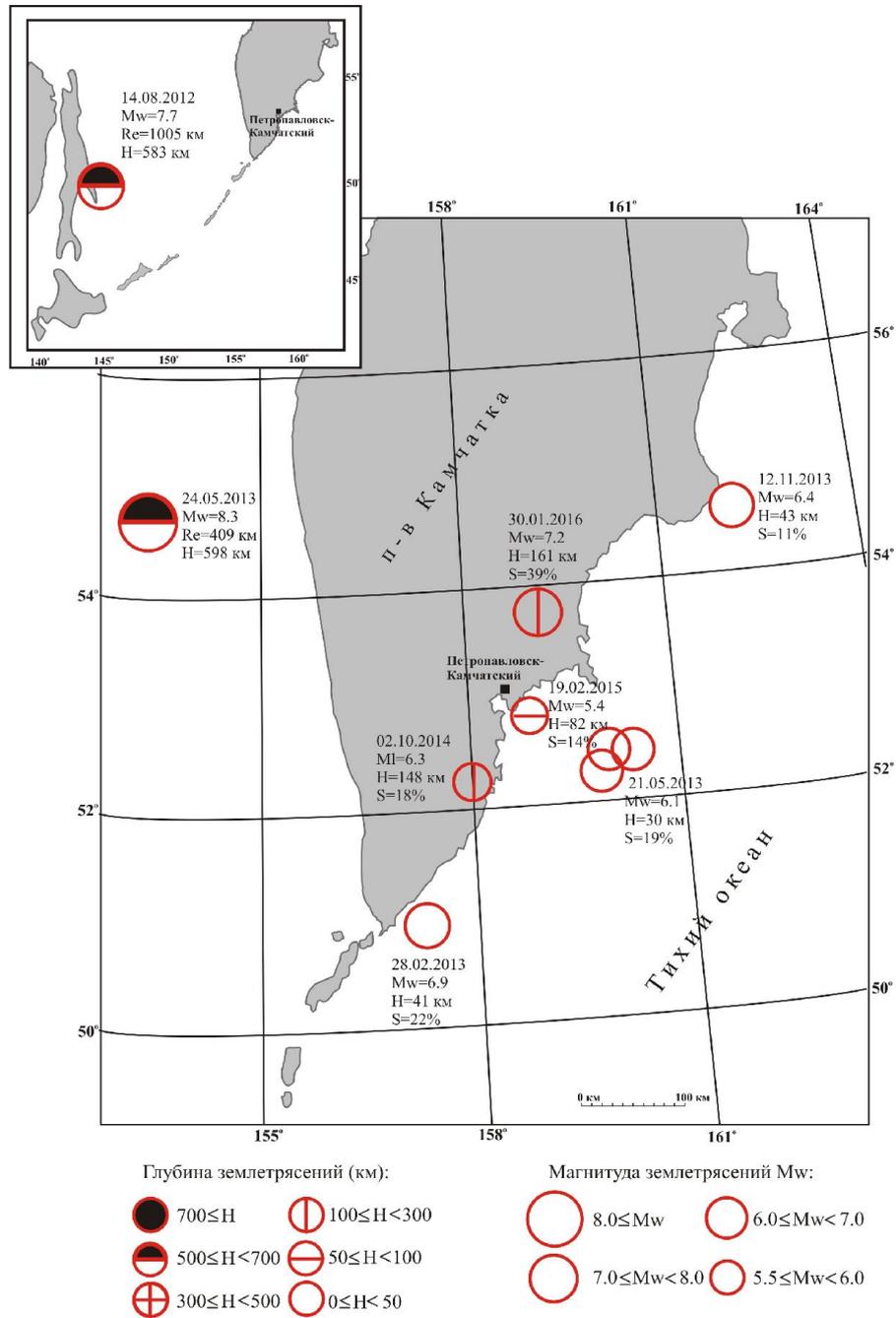
Согласно данным электромагнитных измерений по каналу 160 Гц (см. рисунок 5.14д), для глубин порядка 1000 м значения удельного сопротивления пород к маю 2012 г. вернулись к значениям, зарегистрированным за четыре месяца до Тохокского мегаземлетрясения. При этом удельные сопротивления пород для глубин порядка 1000 м и менее на указанном временном интервале изменялись незначительно, сохраняя высокие значения, примерно соответствующие апрелю 2011 г. (рисунок 5.14в, г).

Остановимся на интерпретации данных изменений дебита воды скважины ГК-1 (см. рисунок 5.14а). Можно видеть, что по характеру изменений данные измерений дебита воды скважины ГК-1 согласуются с данными

электромагнитных и геоакустических измерений в зоне скважины Г-1 (см. рисунки 5.13, 5.14). Между тем, при интерпретации данных по изменениям дебита воды скважин необходимо учитывать, что в общем случае изменения напряженно-деформированного состояния геосреды при подготовке землетрясений влияют как на изменения пластового давления, так и на изменения проницаемости геосреды. При этом влияния указанных процессов на дебит скважины будут разнонаправленными (конкурирующими). Например, рост сжимающих напряжений в соответствии с законом Дарси будет стимулировать увеличение дебита скважины вследствие повышения пластового давления, но одновременно из-за уменьшения проницаемости среды дебит будет снижаться. При уменьшении сжимающих напряжений характер изменений дебита будет противоположным. Считается [Сардаров, 1981; Киссин, 2009], что эффект снижения дебита за счет уменьшения проницаемости среды носит более продолжительный характер в сравнении с эффектом увеличения дебита за счет повышения пластового давления. Вместе с тем, очевидно, что правильная интерпретация данных измерений дебита и уровня воды скважин в целях определения характера изменений напряженно-деформированного состояния геосреды невозможна без учета ряда факторов, связанных с индивидуальными особенностями конкретной скважины: ее местоположения, особенностей питания, фильтрационных характеристик системы скважина-пласт, конструктивных особенностей и пр. По этой причине однозначная интерпретация данных измерений дебита воды скважины ГК-1 только на основании данных рисунков 5.13, 5.14 затруднительна. Обсуждение указанного вопроса продолжено ниже.

Сразу после Тохокского мегаземлетрясения, как это можно видеть из данных, приводимых на рисунке 5.14б, происходило интенсивное *уменьшение амплитуд откликов ГАЭ* вплоть до их *полной деградации к июлю 2011 г.* (см. врезку 2 к рисунку 5.13). Анализ полученных данных показывает, что отправной точкой для *начала восстановления откликов ГАЭ* для глубин более 700 м явился момент сильнейшего ( $M_w=7.7$ ) глубокого ( $H=626$  км) землетрясения с эпицентром

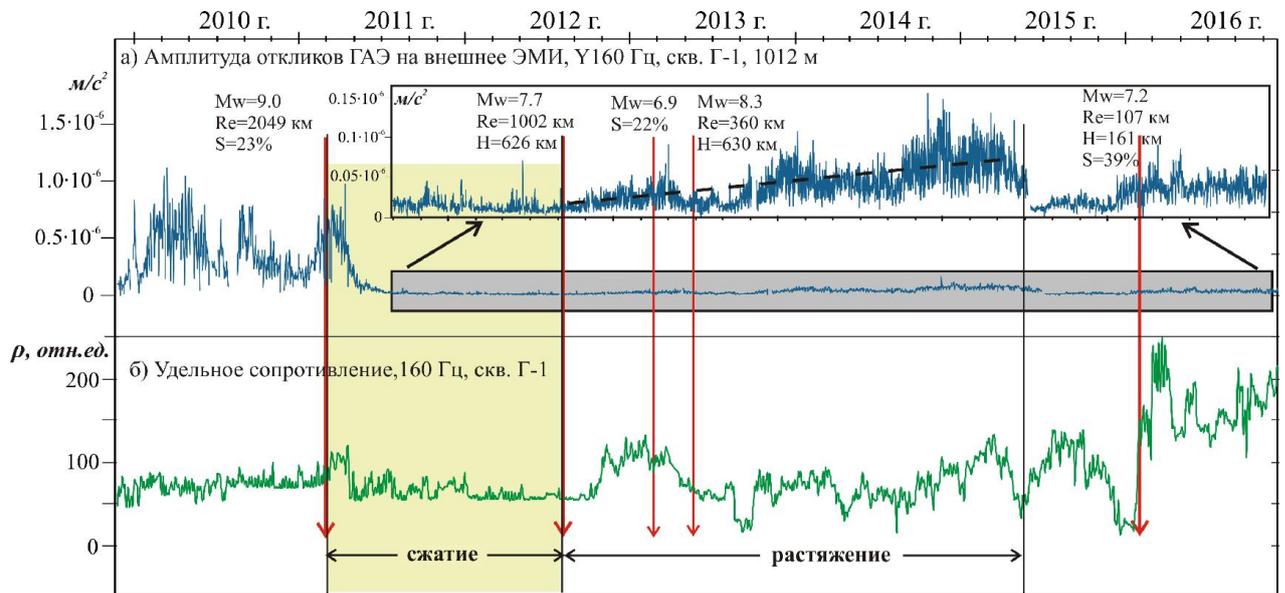
в районе Охотского моря, произошедшего 14 августа 2012 г. на эпицентральной расстоянии около 1000 км от скважины Г-1 (рисунок 5.15).



**Рисунок 5.15.** Расположение эпицентров сильнейших сейсмических событий, произошедших в 2012 -2016 гг. в радиусе 1000 км от г. Петропавловска – Камчатского. (Согласно каталогу USGS NEIC).

Рассмотрим данные рисунка 5.16, отражающие результаты геоакустических измерений в зоне скважины Г-1 на глубинах 700-1300 м, а также данные

мониторинга удельного сопротивления пород в зоне скважины Г-1 для глубин до 1000 м. Из приводимых на рисунке данных можно видеть, что после



**Рисунок 5.16.** Данные геоакустических и электромагнитных измерений в зоне скважины Г-1 во временной окрестности сильнейшего глубокого землетрясения 14.08. 2012 г. в районе Охотского моря: а) - среднеквадратические значения ГАЭ для глубины 1012 м (Y-компонента, канал 160 Гц); б) – изменения удельного сопротивления пород в зоне скважины Г-1 по данным канала 160 Гц.

произшедшего 14 августа 2012 г. в районе Охотского моря сильнейшего глубокого землетрясения принципиально изменился характер ГАЭ для глубин порядка 1000 м: началось постепенное восстановление откликов ГАЭ для Y-компоненты сигнала ГАЭ. Напомним, что в июле 2011 г. после Тохокского мегаземлетрясения имела место практически полная деградация откликов ГАЭ, регистрируемых в скважине Г-1 на глубинах около 1000 м по каналу Y. Полная деградация откликов ГАЭ для компонент X и Z произошла еще ранее - в конце апреля 2010 г., т.е. еще почти за год до Тохокского мегаземлетрясения.

Отметим, что рост амплитуд откликов ГАЭ для глубин около 1000 м в данном случае наблюдался лишь для Y-компоненты сигнала ГАЭ и отличался крайне низкой скоростью. Даже через девять месяцев после начала

восстановления откликов ГАЭ их амплитуды были примерно в 25 раз меньше, чем накануне Тохокского мегаземлетрясения.

Остановимся на возможных физических причинах постепенного роста откликов ГАЭ, начавшегося во второй половине августа 2014 г. Как поясняется в главе 4 (раздел 4.4.1), очевидная коррелированность изменений амплитуды откликов ГАЭ для глубин порядка 1000 м с сезонными вариациями скорости фильтрации отражает зависимость амплитуд откликов ГАЭ от объема влаги в порово-трещинном пространстве шумовой зоны. На это указывает и хорошо заметная тенденция постепенного роста амплитуды откликов ГАЭ до середины 2015 г. (положительный тренд для ряда амплитуд откликов ГАЭ, рисунок 5.16а), что объясняется постепенным увеличением объема влаги в порово-трещинном пространстве шумовой зоны. В свою очередь, как отмечено в [Гаврилов и др., 2015], рост флюидонасыщенности порово-трещинного пространства шумовой зоны до середины 2015 г. связывается с постепенным увеличением раскрытости микротрещин и капилляров порово-трещинного пространства как следствия релаксации напряжений в зоне Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона на постсейсмической стадии Тохокского мегаземлетрясения. Такой вывод согласуется с данными мониторинга удельного сопротивления пород в зоне скважины Г-1, показывающими, что с августа 2012 г. рост флюидонасыщенности порово-трещинного пространства для глубин порядка 1000 м сопровождался *ростом* удельного сопротивления пород прискважинной зоны для глубин до 1000 м (см. рисунок 5.16б). Как показано в главе 4, подобный характер изменений удельного сопротивления соответствует низкой флюидонасыщенности пород порово-трещинного пространства шумовой зоны.

Таким образом, анализ данных геоакустических и электромагнитных измерений, представленных на рисунках 5.14 и 5.16, показывает, что сильнейшее глубокофокусное землетрясение, произошедшее 14.08.2012 г. в районе Охотского моря является *ключевым моментом*, после которого процесс роста сжимающих напряжений в зоне Петропавловск–Камчатского геодинамического полигона, начавшийся сразу после Тохокского мегаземлетрясения, сменился процессом

релаксации напряжений. Отражением процесса релаксации явились достаточно масштабные изменения параметров геосреды, в том числе, рост раскрытости микротрещин пород в зоне скважины Г-1. В этой связи тот факт, что с августа 2012 г. изменения амплитуд откликов ГАЭ, а также трендовых составляющих рядов ГАЭ для глубин 1012 м и 270 м, приобрели согласованный характер, может объясняться возрастанием проницаемости геосреды в зоне скважины Г-1 для глубин от первых сотен до 1000 метров (см. раздел 4.2.2, глава 4).

#### **5.1.4. Сильнейшие сейсмические события 2013 - 2016 гг.: отражение в результатах комплексных скважинных измерений**

В 2012 - 2016 гг. в радиусе 1000 км от г. Петропавловска–Камчатского произошел ряд сильных и очень сильных сейсмических событий, среди которых два уникальных события. Первым таким событием является сильнейшее глубокое Охотоморское землетрясение, произошедшее в мае 2013 г. - самое сильное сейсмическое событие из зарегистрированных в районе Камчатки за все годы детальных сейсмологических наблюдений (с 1962 г. по настоящее время). Одновременно это землетрясение считается самым сильным в мире среди землетрясений сопоставимой глубины [Чебров и др., 2014]. Вторым уникальным сейсмическим событием является Майский рой землетрясений 2013 г., имевший место в Авачинском заливе с 16 по 23 мая 2013 г. Кроме этого из сейсмических событий 2012 - 2016 гг. необходимо отметить сильнейшее ( $M_w=7.7$ ) глубокое ( $H=626$  км) землетрясение с эпицентром в районе Охотского моря, произошедшее в августе 2012 г. Также в 2012 - 2015 гг. в районе Камчатки произошел ряд других значительных сейсмических событий, в том числе, сильное Южно-Камчатское землетрясение ( $M_w=6.9$ ) и ряд других землетрясений (см. рисунок 5.15).

*Южно-Камчатское землетрясение* ( $M_w=6.9$ ,  $S=22\%$ ) произошло 28 февраля 2013 г. у юго–восточного побережья Камчатки. Эпицентр землетрясения был расположен примерно в 270 км к югу от г. Петропавловска–Камчатского и в

120 км к востоку от г. Северо–Курильска (см. рисунок 5.15). Глубина очага землетрясения составила  $H=52$  км. По данным КФ ГС РАН землетрясение ощущалось в населенных пунктах Камчатки с интенсивностью до 6 баллов. Сильнейший афтершок землетрясения (01.03.2013 г.) имел магнитуду  $M_w=6.5$ . Указанное землетрясение было успешно предсказано автором. (Более подробная информация об этом содержится ниже).

***Рой сильных землетрясений в мае 2013 г. в районе Авачинского залива*** («Майский рой») начался 16.05.2013 г. Эпицентры землетрясений роя были расположены приблизительно в 150 – 190 км к юго-востоку от г. Петропавловска–Камчатского (см. рисунок 5.15). Согласно данным КФ ГС РАН с 16 по 23 мая в районе роя было зарегистрировано 358 землетрясений класса  $K_s \geq 8.5$ , из которых 45 сейсмических событий были ощутимыми, вызвавшими в 23 населенных пунктах Камчатки сотрясения до 5 баллов. Наиболее сильное землетрясение роя имело магнитуду  $M_w=6.1$ ,  $S=24\%$ . В период 19-21 мая 2013 г. в рое произошло пять землетрясений класса  $K_s \geq 13.5$ . По этому параметру Майский рой землетрясений 2013 года считается наиболее сильным на Камчатке за все время детальных сейсмологических наблюдений с 1962 г. [Чебров и др., 2014].

***Сильнейшее ( $M_w=8.3$ ) глубокое Охотоморское землетрясение*** произошло 24 мая 2013 г. в районе Охотского моря. По данным КФ ГС РАН эпицентр землетрясения находился примерно в 360 км к северо-западу от г. Петропавловска-Камчатского в районе Охотского моря (см. рисунок 5.15). Гипоцентр землетрясения был зафиксирован в камчатской сейсмофокальной зоне на глубине 630 км, что соответствует предельному диапазону глубин для сейсмических событий. По данным NEIC магнитуда землетрясения составила  $M_w=8.3$ . Землетрясение явилось самым сильным сейсмическим событием из зарегистрированных в районе Камчатки за все годы детальных сейсмологических наблюдений (с 1962 г. по настоящее время) и самым сильным в мире среди землетрясений сопоставимой глубины. Землетрясение ощущалось в Камчатском

крае с интенсивностью до шести баллов, на остальной территории России – до пяти баллов. Макросейсмические проявления землетрясения 24.05.2013 г. были зафиксированы на эпицентральных расстояниях до 9500 км [Чебров и др., 2014].

#### **5.1.4.1. Особенности изменений характеристик ГАЭ во временных окрестностях сильнейших камчатских сейсмических событий 2013 г.**

Рассмотрим более детально результаты измерений во временных окрестностях сильнейших камчатских сейсмических событий 2013 г. Как уже подчеркивалось ранее, интенсивные деформационные процессы, начавшиеся в конце августа 2012 г. после сильнейшего глубокого землетрясения в районе Охотского моря, наиболее ярко проявились в изменениях удельного электрического сопротивления геосреды в зоне скважины Г-1 (см. рисунки 5.14 и 5.16). Для наиболее значительной аномалии, имевшей место в сентябре 2012 г. – июне 2013 г., рост удельного электрического сопротивления геосреды в зоне скважины Г-1 для глубин порядка 1000 м составил около 600% [Гаврилов и др., 2014]. К указанной аномалии оказались приуроченными самые сильные камчатские сейсмические события 2012 - 2015 гг.: сильнейшее глубокое Охотоморское землетрясение, рой сильных землетрясений в мае 2013 г. в районе Авачинского залива, а также сильное ( $M_w=6.9$ ) Южно-Камчатское землетрясение, произошедшее 28.02.2013 г. у юго-восточного побережья Камчатки.

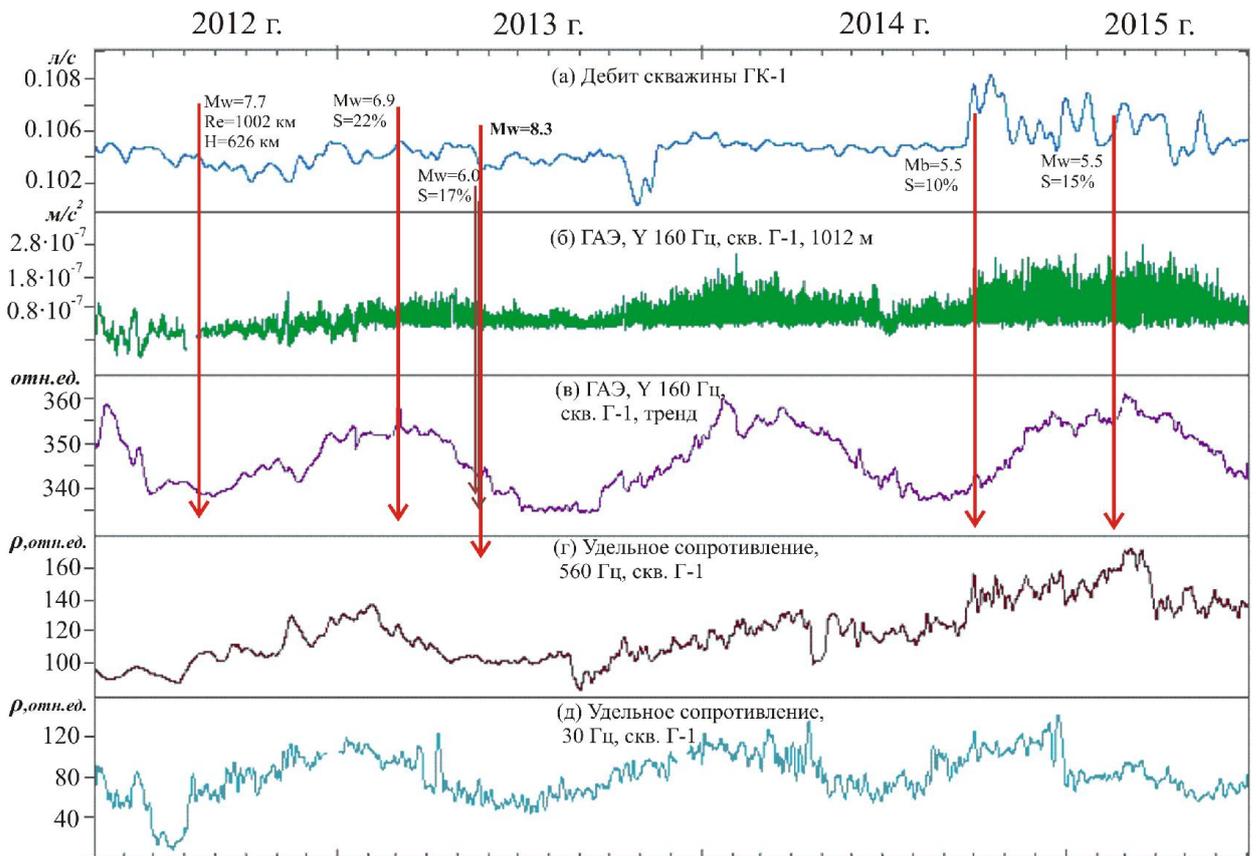
#### **5.1.4.2. Сильные землетрясения, произошедшие на интервале июнь 2013 г. – июнь 2015 г.**

На рисунке 5.17 указаны моменты наиболее сильных землетрясений ( $S \geq 14\%$ ), произошедших на интервале июнь 2013 г. – июнь 2015 г. в сопоставлении с результатами измерений дебита скважины ГК-1, а также с данными геоакустических и электромагнитных измерений в зоне скважины Г-1.

Даты указанных землетрясений: 12 ноября 2013 г., 02 октября 2014 г., 19 февраля 2015 г.

Как можно видеть из представленных данных, все три самых значительных по величине  $S$  землетрясения на интервале июнь 2013 г. – июнь 2015 г. произошли на фоне быстрых и значительных изменений дебита воды скважины ГК-1. Характер изменений дебита во временных окрестностях этих землетрясений согласуется с характером изменений амплитуд откликов ГАЭ. Однонаправленные изменения дебита и амплитуд откликов ГАЭ подтверждают сделанный ранее вывод, что при очень низкой флюидонасыщенности геосреды изменения дебита и амплитуд откликов ГАЭ определяются изменениями проницаемости геосреды.

*Землетрясение 12 ноября 2013 г.* произошло в районе Кроноцкого полуострова на эпицентральной дистанции  $R_e=302$  км и глубине  $H=43$  км. Величина магнитуды  $M_w=6.4$ , значение  $S=11\%$ . В эпицентральной зоне землетрясение сопровождалось сотрясениями до 6 баллов, в г. Петропавловск–Камчатском - до 4 баллов.



**Рисунок 5.17.** Результаты комплексных скважинных измерений на Петропавловск–Камчатском геодинамическом полигоне на интервале июнь 2013 г. – март 2015 г. в сопоставлении с моментами наиболее сильных землетрясений ( $S \geq 14\%$ ).

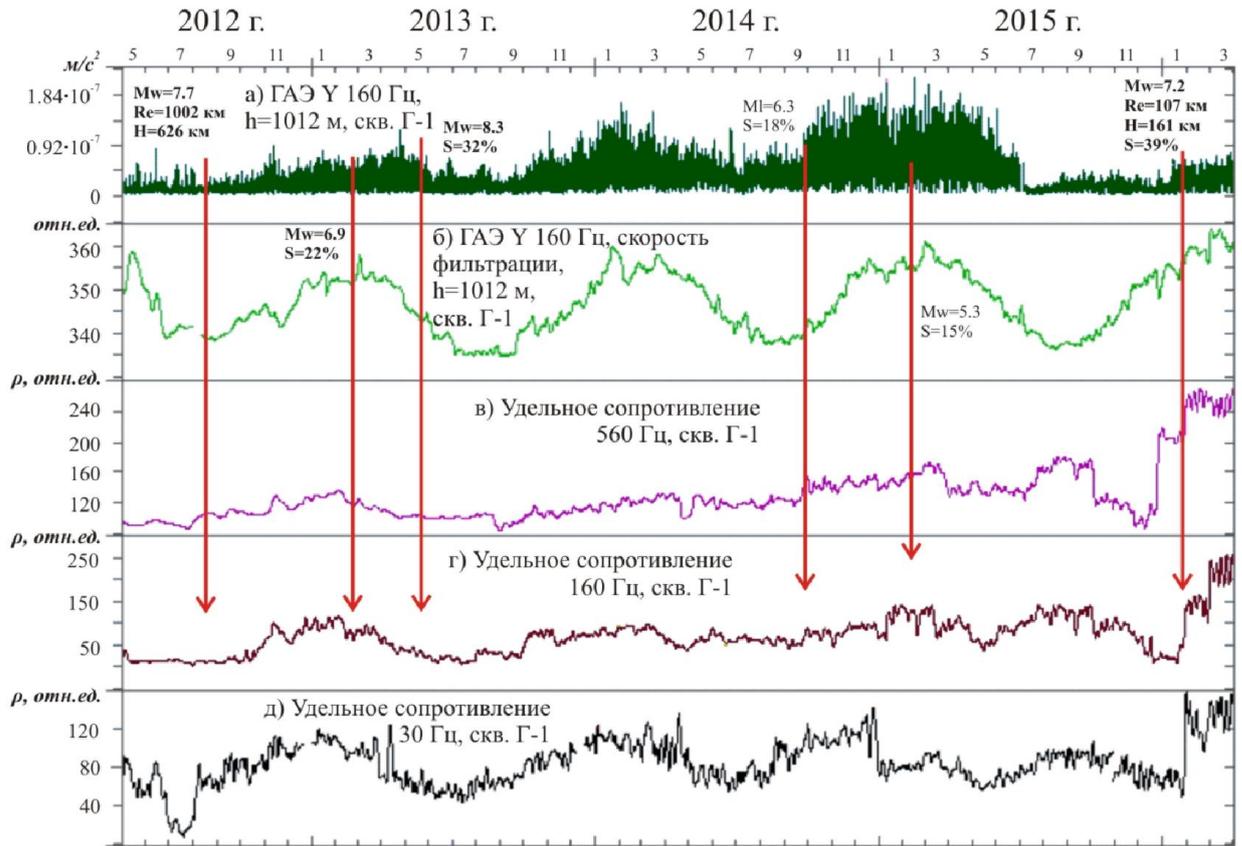
**Землетрясение 02 октября 2014 г.** произошло на эпицентральной расстоянии  $Re=97$  км на юго-восток от г. Петропавловска-Камчатского в районе Авачинского залива на глубине 148 км ( $R_h=176$  км). Магнитуда землетрясения  $M_l=6.3$ , значение  $S=18\%$ . Указанное землетрясение было успешно предсказано автором. (Более подробная информация об этом содержится ниже).

**Землетрясение 19 февраля 2015 г.** произошло в зоне Авачинского залива на эпицентральной расстоянии  $Re=37$  км от г. Петропавловска-Камчатского. Глубина очага землетрясения составила  $H=82$  км, магнитуда  $M_w=5.4$ , величина  $S=14\%$ . Согласно данным USGS NEIC землетрясение сопровождалось сотрясениями до четырех баллов по модифицированной шкале Меркалли. Указанное землетрясение было успешно предсказано автором. (Более подробная информация об этом содержится ниже).

### 5.1.4.3. Жупановское землетрясение 30 января 2016 г.

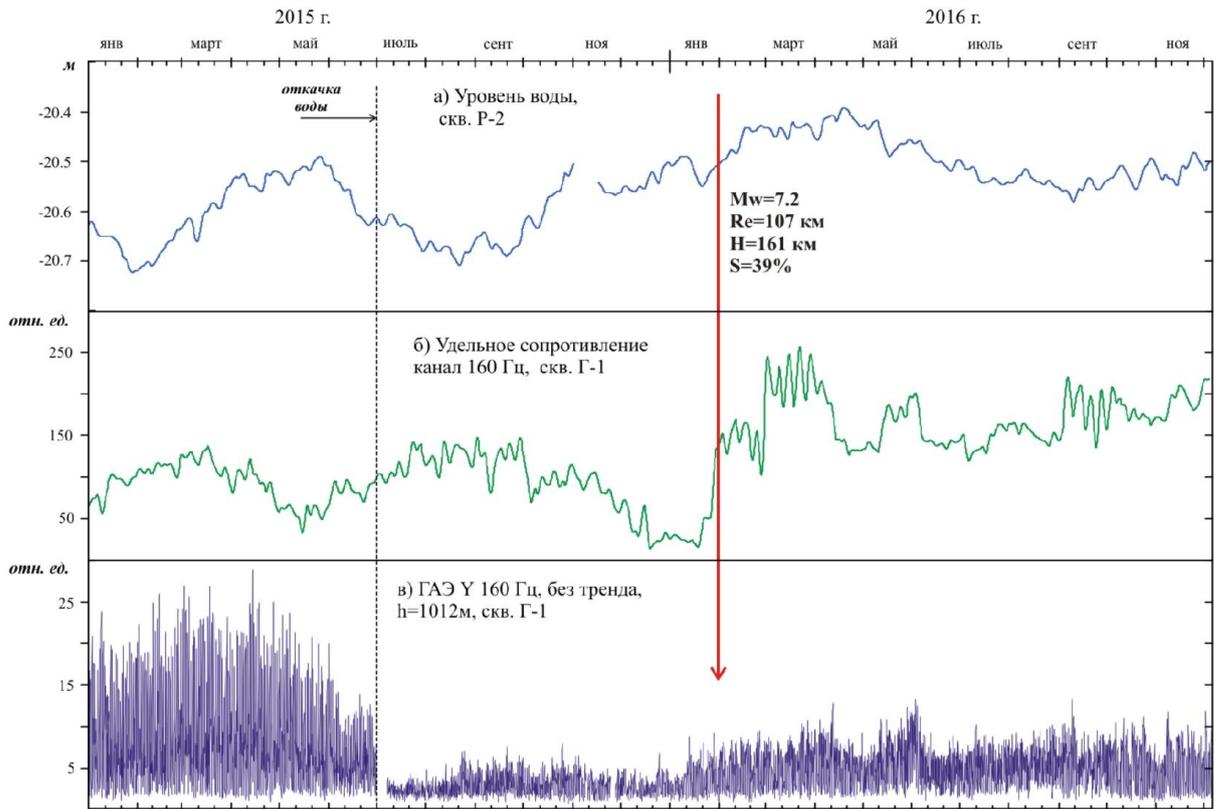
*Землетрясение 30 января 2016 г.* («Жупановское» землетрясение) произошло на эпицентральной дистанции  $R_e=107$  км от г. Петропавловска-Камчатского на глубине 161 км ( $R_h = 193$  км). Магнитуда землетрясения составила  $M_w=7.2$  (данные USGS NEIC), величина параметра  $S=39\%$ . Эпицентр землетрясения располагался на суше примерно в 100 км на север от г. Петропавловска–Камчатского (см. рисунок 5.15). По величине параметра  $S$  указанное землетрясение было самым сильным за все время скважинных геоакустических измерений на Петропавловск–Камчатском геодинамическом полигоне (с 2000 года). Землетрясение сопровождалось сотрясениями, интенсивность которых согласно данным USGS NEIC составляла до шести баллов по шкале Меркалли.

Результаты измерений (см. рисунок 5.18) показывают, что с начала июня в зоне Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона начался процесс снижения влагонасыщенности геосреды, продолжавшийся до сентября 2015 года. На это указывают как данные геоакустических и электромагнитных измерений на скважине Г-1, так и результаты измерений уровня воды скважины Р-2, расположенной в 20 км от скважины Г-1 (рисунок 5.19).



**Рисунок 5.18.** Результаты геоакустических и электромагнитных измерений в зоне скважины Г-1 в 2012 – 2016 гг. в сопоставлении с моментами наиболее сильных землетрясений ( $S \geq 15\%$ ): а) - среднеквадратические значения ГАЭ для глубины 1012 м (Y-компонента, канал 160 Гц); б) – изменения скорости фильтрации флюида; в) - изменения удельного сопротивления пород в зоне скважины Г-1 по данным канала 560 Гц; (г) – изменения удельного сопротивления пород в зоне скважины Г-1 по данным канала 160 Гц; (д) - изменения удельного сопротивления пород в зоне скважины Г-1 по данным канала 30 Гц.

Отметим, что момент проведения в начале июля 2015 года эксперимента по откачке 22 л воды из скважины Г-1 совпадает с резким уменьшением амплитуд откликов ГАЭ (см. рисунок 5.19). При обсуждении в разделе 4.4.1 (глава 4) результатов указанного эксперимента отмечалось их отличие от результатов аналогичного эксперимента, проведенного в 2014 году. В эксперименте 2015 года снижение амплитуд откликов ГАЭ, начавшееся синхронно со снижением значений трендовых составляющих ГАЭ, продолжалось вплоть до уменьшения амплитуды откликов примерно на 50% от значений амплитуд, имевших



**Рисунок 5.19.** Результаты комплексных геофизических измерений на скважинах Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона во временной окрестности сильнейшего Жупановского землетрясения: а) - изменения уровня воды скважины Р-2; б) - изменения удельного электрического сопротивления в зоне скважины Г-1 для канала 160 Гц (глубина мониторинга около 1000 м); в) - изменения амплитуд откликов ГАЭ на внешнее электромагнитное воздействие для глубин порядка 1000 м.

место до начала эксперимента. Аналогичный характер при этом имели также изменения трендовых составляющих ГАЭ, значения которых в этом случае опустились ниже уровня, стабильно имевшего место до принудительного уменьшения объема воды скважины (см. рисунок 4.16, глава 4). В эксперименте 2014 г. подобные эффекты не наблюдались (см. рисунок 4.16). Анализ указанных результатов позволяет сделать вывод, что снижение амплитуды откликов ГАЭ после откачки воды в начале июля 2015 г. можно объяснить совпадением времени проведения эксперимента с началом интенсификации фильтрационных процессов на заключительной стадии подготовки сильнейшего ( $M_w=7.2$ ) Жупановского землетрясения. Резкое уменьшение амплитуд откликов ГАЭ после откачки 22 л воды из скважины Г-1 и характер изменений трендовых

составляющих ГАЭ означает, что к моменту эксперимента влагонасыщенность прискважинной зоны в результате оттока жидкого флюида снизилась до очень низких значений.

По данным электромагнитных измерений (см. рисунок 5.19б) начиная с конца сентября 2015 г. началось уменьшение удельного сопротивления в зоне скважины Г-1. Для канала электромагнитных измерений с центральной частотой фильтрации 160 Гц (глубина мониторинга около 1000 м) минимальные значения удельного сопротивления пород имели место примерно за 10 суток до землетрясения. За двое суток до Жупановского землетрясения по результатам электромагнитных измерений был зарегистрирован аномально быстрый и значительный рост удельного сопротивления пород в зоне скважины Г-1, означающий резкое увеличение скорости деформационных процессов в зоне Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона.

Жупановское землетрясение было успешно предсказано автором совместно с научным сотрудником ИВиС ДВО РАН Ю.В. Морозовой. (Более подробная информация об этом содержится ниже).

## **5.2. Тенденции изменений регистрируемых величин на основных стадиях напряженно–деформированного состояния геосреды**

Ниже в виде упрощенных схем представлены ключевые моменты и соответствующие тенденции изменений регистрируемых величин для основных стадий напряженно–деформированного состояния геосреды в районах измерительных скважин. Приводимые схемы базируются на обсуждавшихся в главе 4 теоретических представлениях и результатах многолетних измерений на скважинах Петропавловск–Камчатского геодинамического полигона. Схемы носят обобщенный характер, хотя в определенной мере учитывают и особенности используемых скважин.

### **5.2.1. Стадия уменьшения всесторонних сжимающих напряжений в районе скважины, влагонасыщенная геосреда**

Прямым следствием уменьшения сжимающих напряжений в зоне измерительной скважины будет рост влагонасыщенности порово-трещинного пространства прискважинной зоны, обусловленный уменьшением порового давления и увеличением проницаемости (рисунок 5.20). Этот процесс отразится в уменьшении удельного сопротивления геосреды в зоне скважины. Кроме этого рост влагонасыщенности контролируемой геофоном шумовой зоны приведет к увеличению амплитуд откликов для всех пространственных компонент сигнала ГАЭ за счет увеличения суммарной площади контактирующей с жидким флюидом поверхности пород, соответствующим ростом числа ДЭС и суммарного количества потенциальных источников ГАЭ.

Как отмечено в главе 4, росту амплитуд откликов ГАЭ будет способствовать возрастание скорости фильтрации жидкого флюида, протекающего по микротрещинам шумовой зоны. Кроме этого, как показывают результаты многолетних измерений, стадию уменьшения сжимающих напряжений в зоне скважины Г-1 достаточно надежно можно идентифицировать по снижению минерализации воды скважины Г-1, а также уменьшению коррелированности рядов минерализации воды скважин Г-1 и ГК-1, что связано с особенностями скважины Г-1. Дебит воды скважины ГК-1 на этой стадии, согласно полученным результатам, остается практически неизменным. Характерным примером изменений регистрируемых величин на стадии уменьшения всесторонних сжимающих напряжений для влагонасыщенной геосреды являются данные, представленные на рисунках 5.2, 5.3 (стадия II).



**Рисунок 5.20.** Тенденции изменений регистрируемых величин при уменьшении всесторонних сжимающих напряжений для влагонасыщенной геосреды.

### 5.2.2. Стадия уменьшения всесторонних сжимающих напряжений в районе скважин, экстремально низкая влагонасыщенность геосреды

Так же, как и в случае влагонасыщенной геосреды (см. рисунок 5.20), рост амплитуд откликов ГАЭ в случае геосреды с низкой влагонасыщенностью будет происходить за счет увеличения суммарной площади контактирующей с жидким флюидом поверхности пород (рисунок 5.21).

Однако, в отличие от предыдущего случая, при малой флюидонасыщенности пород в прискважинную зону не поступают дополнительные значимые объемы жидкого флюида. По этой причине при уменьшении сжимающих напряжений рост площади поверхности пород, контактирующей с жидким флюидом, при малой флюидонасыщенности пород будет происходить, в основном, лишь за счет *увеличения раскрытости микротрещин и пор*. Соответствующие изменения абсолютных значений

амплитуд откликов ГАЭ в этом случае будут значительно ниже, чем в случае влагонасыщенной геосреды.



**Рисунок 5.21.** Тенденции изменений регистрируемых величин при уменьшении всесторонних сжимающих напряжений в случае экстремально низкой влагонасыщенности геосреды.

В случае *низкой флюидонасыщенности* пород при уменьшении уровня сжимающих напряжений соответствующий рост объема порово-трещинного пространства вызовет *увеличение удельного сопротивления пород*, в то время как для водонасыщенных пород удельное сопротивление пород будет падать из-за поступления дополнительных объемов флюида, заполняющего микротрещины и поры, открывающиеся на стадии уменьшения напряжений.

Кроме этого, как показывают результаты многолетних измерений, стадию уменьшения сжимающих напряжений в зоне скважины Г-1 можно идентифицировать по уменьшению минерализации воды скважин Г-1 и снижению коррелированности рядов минерализации воды скважин Г-1 и ГК-1, что связано с особенностями скважины Г-1. Дебит воды скважины ГК-1, согласно

результатам многолетних измерений, на этой стадии может возрасти вследствие увеличения проницаемости геосреды. Характерным примером изменений регистрируемых величин на стадии уменьшения всесторонних сжимающих напряжений при низкой влагонасыщенности геосреды являются данные, представленные на рисунках 4.18, 5.12 (интервал декабрь 2010 г. – февраль 2011 г.), 5.17 (интервал после 14.08.2012 г.).

### **5.2.3. Стадия роста всесторонних сжимающих напряжений в районе скважины, влагонасыщенная геосреда**

Прямым следствием роста всесторонних сжимающих напряжений будет выжимание жидкого флюида из прискважинной зоны (рисунок 5.22). Учитывая, что влагонасыщенность пород зоны скважины Г-1 не превышает первых процентов, регистрируемый при этом рост удельного электрического сопротивления должен быть резким и значительным по величине [Пархоменко, 1965; Пархоменко, Бондаренко, 1960; King, Smith, 1981], что подтверждается результатами многолетних измерений в зоне скважины Г-1 [Gavrilov et al., 2013; Гаврилов и др., 2014; Gavrilov, 2014].

В свою очередь, следствием снижения флюидонасыщенности пород в зоне скважины будет, в том числе, уменьшение амплитуд откликов для всех пространственных компонент сигнала ГАЭ за счет уменьшения суммарной площади контактирующей с жидким флюидом поверхности пород, приводящим к уменьшению числа ДЭС и суммарного количества потенциальных источников ГАЭ. Для стадии роста всесторонних сжимающих напряжений также характерно уменьшение скорости фильтрации (трендовых составляющих рядов ГАЭ) для всех компонент сигнала ГАЭ, связанное с уменьшением флюидонасыщенности контролируемой геофоном шумовой зоны. При достаточной продолжительности стадии может иметь место последующее возрастание трендовых составляющих рядов ГАЭ и на фоне отсутствия откликов ГАЭ за счет шумов сухого трения.



**Рисунок 5.22.** Тенденции изменений регистрируемых величин при росте всесторонних сжимающих напряжений в случае влагонасыщенной геосреды.

Дополнительно на стадию роста всесторонних сжимающих напряжений могут указывать результаты мониторинга дебита скважины ГК-1 и минерализации воды скважин Г-1 и ГК-1. Как показывают данные многолетних измерений на Петропавловск–Камчатском геодинамическом полигоне, при влагонасыщенной геосреде изменения дебита скважины ГК-1 во временных окрестностях сильных землетрясений могут быть связаны, прежде всего, с изменениями пластового давления. На стадиях роста всесторонних сжимающих напряжений пластовое давление будет увеличиваться и наиболее ожидаемым следствием этого процесса должен быть рост дебита скважины. При росте всесторонних сжимающих напряжений характерно также возрастание коэффициента корреляции для рядов минерализации воды скважин ГК-1 и Г-1.

Характерным примером изменений регистрируемых величин на стадии роста всесторонних сжимающих напряжений являются данные, представленные на рисунке 5.3 (переход от стадии II к стадии III).

#### **5.2.4. Стадия роста всесторонних сжимающих напряжений в районе скважины, экстремально низкая влагонасыщенность геосреды**

В отличие от предыдущего случая (см. рисунок 5.22), наиболее важным следствием роста всесторонних сжимающих напряжений для среды с очень низкой влагонасыщенностью будет уменьшение раскрытости микротрещин и пор, контролируемого геофоном порово–трещинного пространства прискважинной зоны (рисунок 5.23). Следствием этого процесса будет уменьшение суммарной площади контактирующей с жидким флюидом поверхности пород, соответствующее уменьшение числа ДЭС и суммарного количества потенциальных источников ГАЭ, а в конечном итоге - деградация амплитуд откликов для всех пространственных компонент сигнала ГАЭ. При очень низкой влагонасыщенности пород соответствующие изменения абсолютных значений амплитуд откликов ГАЭ в этом случае будут значительно ниже, чем в случае влагонасыщенной геосреды.

Для этой стадии роста также характерно уменьшение скорости фильтрации (трендовых составляющих рядов ГАЭ) для всех компонент сигнала ГАЭ, связанное с уменьшением флюидонасыщенности контролируемой геофоном шумовой зоны. При снижении флюидонасыщенности до экстремально низких значений на этой стадии может иметь место последующий рост трендовых составляющих рядов ГАЭ и шумов трения на фоне отсутствия откликов ГАЭ.



**Рисунок 5.23.** Тенденции изменений регистрируемых величин при росте всесторонних сжимающих напряжений и экстремально низкой влагонасыщенности геосреды.

В отличие от влагонасыщенной геосреды, следствием роста всесторонних сжимающих напряжений для среды с очень низкой влагонасыщенностью будет *уменьшение* удельного сопротивления пород, поскольку объем порово-трещинного пространства в этом случае будет уменьшаться, а общий объем жидкого флюида при этом оставаться практически неизменным.

Как показывают данные многолетних измерений, для геосреды с очень низкой флюидонасыщенностью изменения дебита скважины ГК-1 во временных окрестностях сильных землетрясений на стадиях роста всесторонних сжимающих напряжений могут быть связаны, прежде всего, с *изменениями проницаемости* среды. На стадиях роста напряжений вследствие уменьшения проницаемости среды дебит скважины должен уменьшаться.

Характерным примером изменений регистрируемых величин на стадии роста всесторонних сжимающих напряжений при очень низкой

влажносности геосреды являются данные, представленные на рисунках 5.13 на интервале до 14.08.2012 г.

### **5.2.5. Стадия повышения в районе скважины градиента порового давления, вектор градиента направлен вверх, влажнонасыщенная геосреда**

В случае, когда градиент порового давления в районе скважины направлен вверх, характер изменений регистрируемых величин будет связан, прежде всего, с оттоком флюида по вертикально ориентированным микротрещинам околоскважинной зоны (рисунок 5.24). Процесс оттока отразится в росте скорости фильтрации (трендовых составляющих рядов ГАЭ) для всех пространственных компонент сигнала ГАЭ. Как было показано ранее, следствием оттока флюида по вертикально ориентированным микротрещинам порово-трещинного пространства шумовой зоны будет с одной стороны деградация откликов для Z-компоненты сигнала ГАЭ, а с другой - рост амплитуд откликов для горизонтальных компонент ГАЭ, связанный с увеличением плотности суммарного электрокинетического тока для горизонтальных микротрещин. Для рядов Z-компоненты ГАЭ может иметь место рост трендовых составляющих на интервалах отсутствия откликов ГАЭ, связанный с увеличением сил трения скольжения для вертикальных микротрещин вследствие оттока флюида.

Согласно результатам измерений (см., например, рисунок 5.6) на данной стадии при влажнонасыщенной геосреде дебит скважины ГК-1 во временных окрестностях сильных землетрясений растет, что, предположительно, может быть связано, как с изменениями проницаемости геосреды, так и с изменениями пластового давления.



**Рисунок 5.24.** Тенденции изменений регистрируемых величин при повышении градиента порового давления (вектор градиента направлен вверх).

Характерным примером изменений регистрируемых величин на стадии повышения градиента порового давления являются данные, представленные на рисунках 5.6 и 5.7 (стадия III).

Отметим, что случай, когда вектор градиента порового давления в зоне скважины направлен *вниз* и соответственно будет приток флюида в прискважинную зону преимущественно по вертикальным микротрещинам, близок по своей физической сути и регистрируемым эффектам к рассмотренному выше случаю уменьшения всесторонних сжимающих напряжений в районе скважины (см. рисунок 5.20).

### **5.3. О применении результатов проводимых исследований для прогноза землетрясений**

Как указывалось в введении к главе 5, прикладной аспект данной диссертационной работы автор видит, прежде всего, в возможности использования результатов, полученных в ходе проведенных исследований, для развития методов *геофизического мониторинга напряженно–деформированного состояния* геосреды сейсмоактивных регионов.

При этом имеется в виду использование методов *мониторинга напряженно–деформированного состояния геосреды*, не являющихся собственно методами прогноза землетрясений, но используемых в системах среднесрочного и краткосрочного прогнозирования землетрясений для обеспечения необходимой информационной основы об изменениях напряженно–деформированного состояния конкретного региона. Важность правильного выбора комплекса таких методов очевидна, поскольку в значительной степени от правильной идентификации текущей стадии напряженно–деформированного состояния геосреды контролируемого сейсмоактивного района зависит надежность прогнозов сейсмической опасности. Учитывая, что Камчатка является одним из самых сейсмоактивных районов мира, автором ставилась задача оценки перспективности использования таких методов в системах *прогноза землетрясений*.

Рассмотрим и оценим с указанных позиций перспективность результатов, представленных в настоящей работе, для использования в системах *прогноза землетрясений*.

#### **5.3.1. Результаты пробных прогнозов землетрясений в реальном времени в 2002 – 2003 гг.**

Полученные в 2001 – 2002 гг. результаты позволили в 2002 г. перейти к пробным краткосрочным прогнозам камчатских землетрясений в реальном

времени. В качестве основного прогностического признака рассматривались нарушения суточного хода ГАЭ по данным измерений вертикальной компоненты сигнала. В период с 28 февраля 2002 г. по 31 июля 2003 г. в Общий Совет Института вулканологии ДВО РАН и КОМСП ГС РАН по прогнозу землетрясений и извержений вулканов еженедельно подавались заключения о сейсмической опасности для Камчатской области, при этом в девяти случаях были даны прогнозы землетрясений. Основные результаты этого направления работы приведены в [Гаврилов, Морозова, Сторчеус, 2006].

На этом этапе прогнозы давались, как правило, для зоны  $49.0^{\circ} - 55.0^{\circ}$  с.ш.,  $156.0^{\circ} - 161.3^{\circ}$  в.д. Тревога объявлялась в случае нарушений суточного хода ГАЭ и снималась в случае реализации прогноза или восстановления суточного хода. В ряде случаев прогнозы продлевались, при этом в двух случаях уточнялся класс прогнозируемого землетрясения. Из девяти поданных прогнозов по всем четырем параметрам (оценки времени, района, глубины, энергетического класса) оправдались семь прогнозов. В одном случае прогноз оказался неточным по энергетической оценке, в другом случае имела место ложная тревога. Отношение общего времени наблюдений к тревожному времени составило 3.5 [Гаврилов, Морозова, Сторчеус, 2006].

Результаты, полученные на этом этапе (февраль 2002 г. – июль 2003 г.) показали перспективность скважинных геоакустических измерений для целей краткосрочного прогноза землетрясений. В [Гаврилов, Морозова, Сторчеус, 2006] делался вывод о возможности высоконадежных прогнозов *асейсмичных периодов* для Камчатки и Северных Курил. Основанием для такого вывода послужили данные геоакустических измерений на скважине Г-1, показывающие, что вероятность близких сильных землетрясений на фоне устойчивого суточного хода ГАЭ очень мала. С позиций сегодняшнего понимания физической основы эффектов модулирующего электромагнитного воздействия на интенсивность ГАЭ, показывающих достаточно сложный характер зависимости результатов геоакустических измерений от ряда факторов (степень флюидонасыщенности геосреды, характеристики внешнего ЭМИ, глубина установки геофона и другие

условия измерений и пр.), вышеуказанный вывод выглядит слишком оптимистичным. Вместе с тем, для *своего* интервала измерений (август 2000 г. – июль 2003 г.) вышеуказанный вывод был, безусловно, верен. Как показывают полученные к настоящему времени ряды измерений, в 2000 – 2003 гг. на данные измерений еще не оказывала влияние подготовка Тохокского мегаземлетрясения 2011 года, а параметры геосреды в зоне измерений (прежде всего, ее достаточно высокая флюидонасыщенность), удачный выбор скважины и глубины установки геофона позволили стабильно регистрировать эффект деградации амплитуд откликов ГАЭ во временных окрестностях сильных землетрясений.

Можно отметить, что уже по первым результатам пробных краткосрочных прогнозов землетрясений подчеркивалась необходимость создания территориально–распределенной системы *комплексных скважинных* измерений, в состав которых, наряду с геоакустическими, входил бы и ряд других видов измерений. Также уже по результатам первого этапа этих работ обращалось внимание на важность исследований физических причин и механизмов выявленного эффекта деградации суточных вариаций ГАЭ во временных окрестностях землетрясений [Гаврилов, Морозова, Сторчеус, 2006].

### **5.3.2. Результаты пробных краткосрочных прогнозов землетрясений в реальном времени в 2004 – 2008 гг.**

Как указывалось выше, с конца июля 2003 г. до сентября 2009 г. геоакустические измерения в скважине Г-1 на глубине 1035 м были временно прекращены из-за протекания геофона. Ввиду отсутствия необходимых финансовых средств геоакустические измерения на глубине около 1000 м удалось возобновить лишь в сентябре 2009 г. Частично отсутствие измерений на глубине 1035 м компенсировалось проведением измерений на глубине 200 м с использованием гидрофона.

В 2004 – 2008 гг. автором была предпринята попытка использовать данные геоакустических измерений на глубине 200 м в скважине Г-1 для краткосрочного

прогноза землетрясений. Информация, касающаяся результатов этой работы, содержится в [Чебров и др., 2011]. Авторами указанной публикации оценивалась эффективность прогнозов землетрясений для 13 методов, авторы которых подавали свои прогнозы в Камчатский филиал Российского экспертного совета (РЭС) по прогнозу землетрясений и вулканических извержений. При оценке эффективности прогнозов  $J$  за основу был взят подход, использованный А.А. Гусевым [Гусев, 1974]:

$$J = \frac{N_+}{N(T_{alarm}/T)}, \quad (5.2)$$

где  $N_+$  - количество «ожидаемых» землетрясений, т.е. соответствующих успешному прогнозу;  $N$  – общее число произошедших землетрясений с параметрами, соответствующими прогнозу;  $T_{alarm}$  – общая продолжительность тревожного времени;  $T$  – общее время мониторинга.

Эффективность прогнозов, поданных в 2004 – 2008 гг. по данным скважинных геоакустических измерений на глубине 200 м в скважине Г-1, составила 1.0. В целом значения  $J$  для 13 методов прогноза, оцененных в соответствии с (5.2), составили диапазон от 0 до 1.7.

Полученные на этапе 2004 – 2008 гг. результаты показали, что для ГАЭ, регистрируемой в зоне скважины Г-1 на глубине 200 м, реакция на подготовку сильных сейсмических событий принципиально отличается от реакции ГАЭ для глубин порядка 1000 м, отмеченной согласно [Гаврилов, Морозова, Сторчеус, 2006]. В целом геоакустические измерения в скважине Г-1 на глубинах порядка 200 м оказались малоперспективными для прогноза землетрясений. Такой же результат был получен и в ходе более поздних исследований, когда автором были организованы одновременные геоакустические измерения на глубинах 1012 м и 270 м. Возможные физические причины различий в реакции ГАЭ на подготовку сильных сейсмических событий для глубин порядка 1000 м и 270 м обсуждаются в разделе 5.1.4.1 данной главы.

Указанный результат представляется наиболее ценным среди результатов, связанных с прогнозом землетрясений в 2004 – 2008 гг. Он позволил понять

важность и сложность вопроса, касающегося правильного выбора новых скважин для пунктов мониторинга напряженно–деформированного состояния геосреды в сейсмоактивных регионах, необходимость учета возможной зависимости результатов измерений от глубины установки геофона и других факторов.

### **5.3.3. Результаты пробных прогнозов землетрясений в реальном времени на этапе 2010 - 2016 гг.**

Результаты, полученные на текущем этапе исследований, начавшимся в сентябре 2009 г., являются наиболее важными с позиций оценки перспективности скважинных геоакустических и электромагнитных измерений для систем *прогноза землетрясений*. На этом этапе для геоакустических измерений стали применяться новые трехкомпонентные геофоны с пьезокерамическими датчиками, расширился объем получаемой измерительной информации, в том числе, за счет дополнительных непрерывных геоакустических измерений в скважине Г-1 на глубине 270 м, созданы новые измерительные пункты, удалось развить техническую и методическую базы комплексных скважинных измерений. В ходе работ на этом этапе стала функционировать радиотелеметрическая сеть из четырех пунктов комплексных скважинных измерений (см. главу 2), были внедрены новые методы геофизического мониторинга напряженно-деформированного состояния геосреды. Важным организационным моментом явилась организация в январе 2014 году службы оперативной обработки текущей информации, поступающей по каналам телеметрии с измерительных пунктов сети комплексных скважинных измерений Петропавловск–Камчатского геодинамического полигона. Указанная служба была создана автором на базе руководимого им подразделения ИВиС ДВО РАН. Одной из основных задач службы явилась подготовка регулярных (в обычном режиме – каждые две недели) *заклучений о сейсмической опасности для Камчатского края*.

Наиболее весомые и важные результаты на этом этапе связаны с исследованиями физических причин и механизмов выявленных автором эффектов

модулирующего электромагнитного воздействия на интенсивность ГАЭ. В первую очередь результаты этих исследований послужили основой для понимания физического смысла данных мониторинга напряженно-деформированного состояния геосреды в зоне Петропавловск–Камчатского геодинамического полигона. Это, в свою очередь, позволило сделать ряд успешных краткосрочных прогнозов сильных камчатских землетрясений, несмотря на сложную геодинамическую ситуацию, обусловленную подготовкой и реализацией Тохокского мегаземлетрясения, связанный с этой ситуацией аномальный характер данных измерений и вызванные этим серьезные трудности при обработке данных. Ниже представлены наиболее важные результаты, связанные с краткосрочными прогнозами сильных камчатских землетрясений на этапе 2010 - 2015 гг.

***О прогнозе Южно-Камчатского землетрясения.*** Южно-Камчатское землетрясение ( $M_w=6.9$ ,  $S=22\%$ ) произошло 28 февраля 2013 г. у юго–восточного побережья Камчатки. Эпицентр землетрясения был расположен примерно в 250 км к югу от г. Петропавловска–Камчатского. Землетрясение ощущалось в населенных пунктах Камчатки с интенсивностью до 6 баллов. Сильнейший афтершок землетрясения (01.03.2013 г.) имел магнитуду  $M_w=6.5$ .

Основанием для прогноза Южно–Камчатского землетрясения послужили значительные изменения в характерах данных комплексных скважинных измерений: аномальное увеличение удельного сопротивления геосреды по данным измерений с подземной электрической антенной в зоне скважины Г-1 в декабре 2012 г. (см. рисунок 5.14), а также согласованность этой аномалии с результатами измерений дебита воды скважины ГК-1 и минерализации воды скважин Г-1 и ГК-1 [Чебров и др., 2014]. В Заключении о сейсмической опасности для Камчатского края, поданном автором 27.12.2012 г. в Камчатский филиал РЭС по прогнозу землетрясений и вулканических извержений, указывалось на *повышенную вероятность* землетрясений магнитуды  $M_{LH} \geq 6.5$  в зоне радиусом  $R \leq 300$  км от центра г. Петропавловска-Камчатского и  $M_{LH} \geq 7.0$  в зоне  $R \leq 550$  км с глубиной очагов менее 150 км. Подобные заключения были

поданы также 11 и 25 января 2013 г. В Заключении о сейсмической опасности для Камчатского края, поданном 04 февраля 2013 г., сообщалось уже о **значительно повышенной вероятности** землетрясений магнитуды  $M_{LN} \geq 6.5$  в зоне радиусом  $R \leq 300$  км от центра г. Петропавловска-Камчатского или землетрясений магнитуды  $M_{LN} \geq 7.0$  в зоне  $R \leq 550$  км с глубиной очагов менее 150 км на период с 04 февраля 2013 г. по 15 февраля 2013 г. включительно. Указанный в заключениях прогноз Южно–Камчатского землетрясения официально признан оправдавшимся в отношении *эпицентральных расстояний и магнитуд* (Приложение 5.1).

**О прогнозе землетрясения 02 октября 2014 г.** Эпицентр землетрясения находился на суше на расстоянии  $R_e = 97$  км на юго–восток от г. Петропавловска–Камчатского. Глубина очага землетрясения составила  $H = 148$  км, магнитуда  $M_l = 6.3$ , величина  $S = 18\%$  (данные КФ ГС).

В Заключении о сейсмической опасности для Камчатского края, поданном 26.09.2014 г. автором совместно с дежурным оператором сети скважинных измерений н.с. Ю.Ю. Бусс в Камчатский филиал РЭС по прогнозу землетрясений, было указано, что «*на период с 26 сентября 2014г. по 10 октября 2014г. включительно (время по Гринвичу) повышена вероятность землетрясений с параметром  $S = 15 \div 18\%$  ( $S = L_p / R_h$ , где  $L_p = 10^{0.44M - 1.29}$  – длина очага землетрясения,  $R_h$  – гипоцентрального расстояние)*».

Указанный в Заключении прогноз произошедшего 02.10.2014 г. землетрясения официально признан оправдавшимся по всем параметрам (Приложение 5.2).

**О прогнозе землетрясения 19 февраля 2015 г.** Землетрясение произошло в зоне Авачинского залива на эпицентрального расстоянии  $R_e = 37$  км от г. Петропавловска-Камчатского. Глубина очага землетрясения составила  $H = 82$  км, магнитуда  $M_w = 5.4$ , величина  $S = 14\%$ . Согласно данным USGS NEIC землетрясение сопровождалось сотрясениями до четырех баллов по модифицированной шкале Меркалли.

В Заключении о сейсмической опасности для Камчатского края, поданном 13.02.2015 г. автором совместно с дежурным оператором сети скважинных

измерений н.с. Ю.В. Морозовой в Камчатский филиал РЭС по прогнозу землетрясений, было указано, что «на период с 13 февраля 2015 г. по 27 февраля 2015 г. включительно (время по Гринвичу) **повышена вероятность землетрясений с параметром  $S \geq 12\%$  ( $S=L_p/R_h$ , где  $L_p = 10^{0.44M-1.29}$  – длина очага землетрясения,  $R_h$  – гипоцентрального расстояние)».**

Указанный в Заключении прогноз произошедшего 19.02.2015 г. землетрясения официально признан оправдавшимся по всем параметрам (Приложение 5.3).

**О прогнозе Жупановского землетрясения.** Землетрясение произошло 30 января 2016 г. на эпицентрального расстоянии  $R_e=107$  км от г. Петропавловска-Камчатского на глубине 161 км ( $R_h = 193$  км). Магнитуда землетрясения составила  $M_w=7.2$  (данные USGS NEIC), величина параметра  $S=39\%$ . По величине параметра  $S$  указанное землетрясение было самым сильным за все время скважинных геоакустических измерений на Петропавловск–Камчатском геодинамическом полигоне (с 2000 года). Землетрясение сопровождалось сотрясениями, интенсивность которых согласно данным NEIC составляла до шести баллов по шкале Меркалли.

Как было отмечено выше (см. раздел 5.1.4.3.), Жупановскому землетрясению в начале июля и в октябре 2015 г. предшествовали одновременные резкие изменения в характерах рядов ГАЭ и удельного сопротивления пород в зоне скважины Г-1 (см. рисунок 5.17), предположительно связанные с быстрыми изменениями поля механических напряжений в зоне скважины Г-1. Указанные изменения в характерах рядов ГАЭ и удельного сопротивления пород в зоне скважины Г-1 послужили основанием для подачи в октябре 2015 г. заключения о сейсмической опасности для Камчатского края, в котором делался вывод о *повышенной вероятности землетрясений с параметром  $S \geq 12\%$* . В последующее время указанное заключение продлевалось вплоть до 20.01. 2016 г. включительно. С 21.01. 2016. по 28.01. 2016 г. заключение о сейсмической опасности не подавалось.

Данные, представленные на рисунке 5.25, позволяют оценить характер изменений напряженно–деформированного состояния геосреды в зоне Петропавловск–Камчатского геодинамического полигона накануне Жупановского землетрясения.

Необходимо отметить, что кроме данных, полученных при измерениях в зоне скважины Г-1, на рисунке 5.25 приведены результаты мониторинга удельного сопротивления пород в зоне скважины Р-2 по данным широкополосного (1 – 1000 Гц) канала электромагнитных измерений. Напомним, что скважина Р-2 расположена в лесном массиве в 20 км от г. Петропавловска–Камчатского на значительном удалении от техногенных источников ЭМИ. Мониторинг удельного сопротивления пород в зоне скважины Р-2 осуществлялся по методике, применяющейся для измерений на скважине Г-1 (см. главу 2), с тем лишь отличием, что ЭМИ в районе скважины определяется, в основном, электромагнитным излучением *естественного происхождения*, амплитуда напряженности которого примерно на два порядка ниже в сравнении с ЭМИ в зоне скважины Г-1. По этой причине для электромагнитных измерений на скважине Р-2 используется высокочувствительная антенна типа «монополь» (см. главу 2). Отметим, что представленные на рисунке 5.25 результаты указывают на возможность эффективного мониторинга удельного сопротивления пород с использованием ЭМИ *естественного* происхождения СНЧ диапазона.

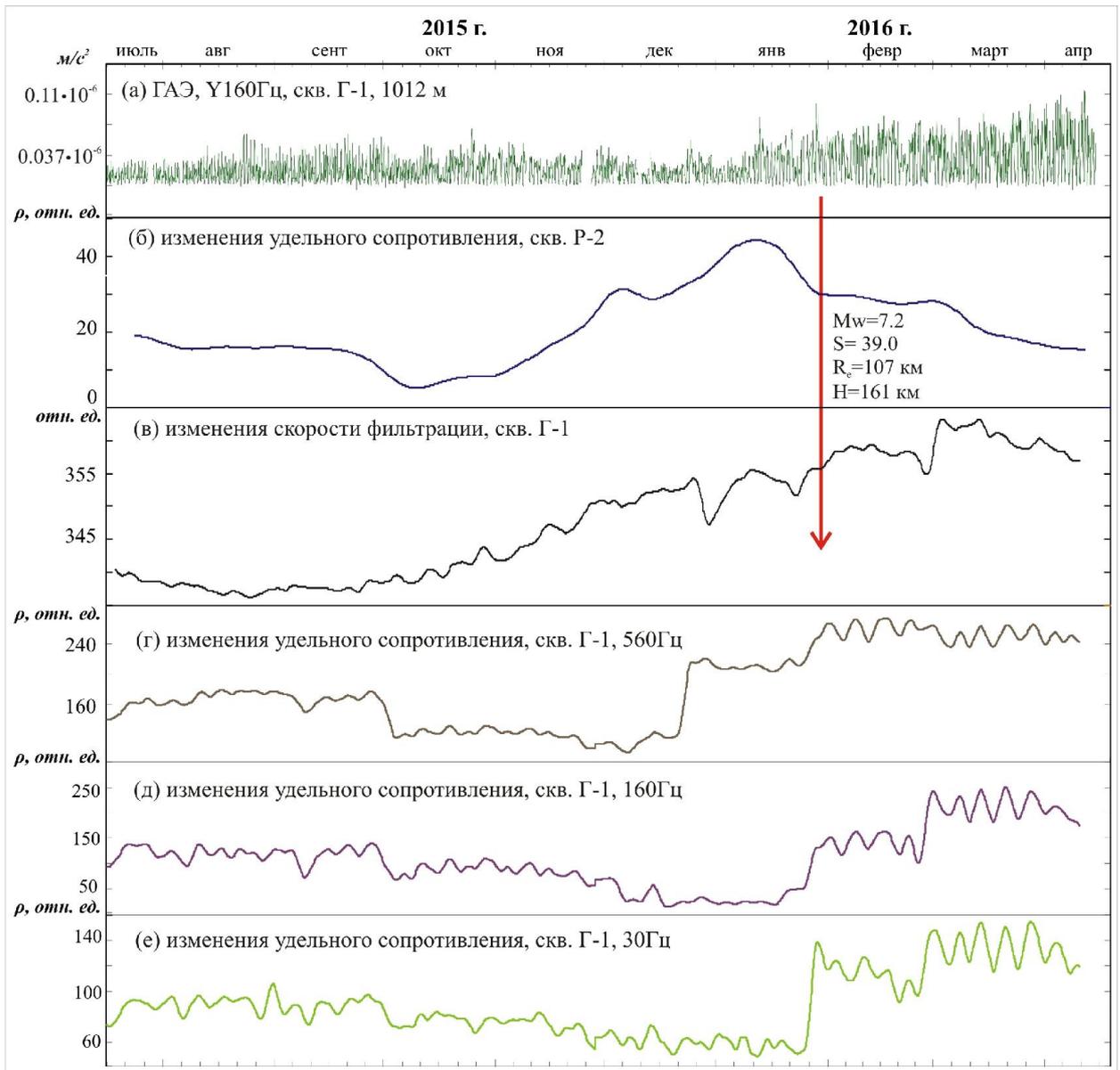
Как следует из приводимых на рисунке 5.25 данных, за двое суток до Жупановского землетрясения по результатам измерений по частотным каналам 160 Гц (рисунок 5.25д) и 30 Гц (рисунок 5.25е) был зарегистрирован аномально быстрый и значительный рост удельного сопротивления пород на интервале глубин до 2250 м в зоне скважины Г-1, означающий резкое увеличение скорости деформационных процессов в зоне Петропавловск–Камчатского геодинамического полигона. В этой связи 29 января 2016 г. в Камчатский филиал РЭС по прогнозу землетрясений было направлено Заключение о сейсмической опасности для Камчатского края, подписанное к.т.н. В.А. Гавриловым и дежурным оператором сети скважинных измерений ИВиС ДВО РАН н.с. Ю.В.

Морозовой. В Заключении было указано, что «на период с 29 января 2016 г. по 5 февраля 2016 г. включительно (время по Гринвичу) **повышена вероятность землетрясений с параметром  $S \geq 12\%$  ( $S=L_p/R_h$ , где  $L_p = 10^{0.44M-1.29}$  – длина очага землетрясения,  $R_h$  – гипоцентрального расстояния)**».

Указанный в Заключении прогноз произошедшего 30.01.2016 г. землетрясения официально признан полностью оправдавшимся по всем параметрам (Приложение 5.4).

Таким образом, на текущем этапе исследований, начавшемся в сентябре 2009 г., в реальном времени по данным комплексных скважинных измерений были сделаны четыре успешных краткосрочных прогноза сильных камчатских землетрясений. Вместе с этим нельзя не отметить «пропуск» трех других сильных сейсмических событий со значениями  $S \geq 14\%$ : роя сильных землетрясений в зоне Авачинского залива в мае 2013 г., сильнейшего глубокофокусного Охотоморского землетрясения (24.05.2013 г.), а также сильного ( $M_w=6.4$ ) землетрясения, произошедшего 12.11.2013 г. в районе Кроноцкого полуострова.

Оценивая в целом результаты, связанные с прогнозами землетрясений на базе комплексных скважинных геофизических измерений, необходимо подчеркнуть, что основная задача этого направления исследований заключалась в *оценке перспективности использования скважинных геоакустических и электромагнитных измерений в системах прогноза землетрясений*. По мнению автора, такая задача была выполнена. Как показывают полученные результаты, разработанные автором методы мониторинга напряженно – деформированного состояния геосреды на основе скважинных геоакустических измерений и измерений с подземными электрическими антеннами, могут с успехом использоваться в системах среднесрочного и краткосрочного прогноза землетрясений. Разработанные методы имеют ясную физическую основу.



**Рисунок 5.25.** Результаты геоакустических и электромагнитных измерений в зоне скважины Г-1 во временной окрестности Жупановского землетрясения: (а) - среднеквадратические значения ГАЭ для глубины 1012 м (Y-компонента, канал 160 Гц); (б) – изменения удельного сопротивления пород в зоне скважины Р-2 по данным широкополосных электромагнитных измерений; (в) – изменения скорости фильтрации флюида по данным геоакустических измерений в зоне скважины Г-1 на глубине 1012 м; (г) - изменения удельного сопротивления пород в зоне скважины Г-1 по данным канала 560 Гц; (д) – изменения удельного сопротивления пород в зоне скважины Г-1 по данным канала 160 Гц; (е) - изменения удельного сопротивления пород в зоне скважины Г-1 по данным канала 30 Гц.

В комплексе с рядом других видов скважинных измерений их применение дает возможность достаточно надежного мониторинга изменений параметров геосреды и идентификации стадий напряженно–деформированного состояния геосреды сейсмоактивных регионов. Техническая база комплексных скважинных измерений, используемая на Петропавловск–Камчатском геодинамическом полигоне, доступна для создания подобных систем в других сейсмоактивных регионах. Вместе с тем необходимо еще раз подчеркнуть, что использовавшиеся в данном случае для прогноза методы, являются, строго говоря, методами *мониторинга напряженно – деформированного состояния геосреды геосреды, но не методами прогноза землетрясений*. Разработка на базе скважинных геоакустических и электромагнитных измерений надежных методов среднесрочного и краткосрочного *прогноза землетрясений* является самостоятельной сложной задачей.

#### 5.4. Выводы

1. Данные многолетних комплексных скважинных измерений на Петропавловск – Камчатском геодинамическом полигоне, согласуются с предложенным в главе 4 физическим механизмом, объясняющим изменения амплитуд откликов ГАЭ на внешнее ЭМИ во временных окрестностях сильных землетрясений, прежде всего, изменениями суммарной площади контактирующей с жидким флюидом поверхности пород, следствием чего является соответствующее изменение числа ДЭС и суммарного количества потенциальных источников ГАЭ в контролируемой геофоном шумовой зоне.

2. В соответствии с предложенным в главе 4 физическим механизмом, тенденции изменений характеристик на основных стадиях напряженно–деформированного состояния геосреды для ГАЭ и других видов скважинных измерений могут решающим образом зависеть от степени влагонасыщенности пород околоскважинного пространства. Например, на стадии роста всесторонних сжимающих напряжений при *достаточной влагонасыщенности пород*

прискважинной зоны деградация откликов ГАЭ во временных окрестностях сильных землетрясений будет связана, в основном, с *выжиманием жидкого флюида* из зоны. В этом случае по данным электромагнитных измерений будет регистрироваться *рост удельного сопротивления* пород в зоне измерений. В случае *очень низкой влагонасыщенности пород* околоскважинного пространства деградация откликов ГАЭ во временных окрестностях сильных землетрясений будет связана с *уменьшением раскрытости микротрещин и пор*, контролируемого геофоном порово–трещинного пространства прискважинной зоны. В этом случае по данным электромагнитных измерений будет регистрироваться *уменьшение удельного сопротивления* пород в зоне измерений.

3. При достаточно высокой флюидонасыщенности шумовой зоны изменения трендовой составляющей рядов ГАЭ отражают изменения скорости фильтрации жидкого флюида. В случае экстремально низкой флюидонасыщенности пород рост трендовой составляющей будет связан с возрастанием сил трения скольжения между гранулами пород и бортами существующих трещин из-за увеличения коэффициентов трения и роста сил нормального давления.

4. Результаты многолетних комплексных скважинных измерений на Петропавловск–Камчатском геодинамическом полигоне показывают согласованность данных скважинных геоакустических измерений и данных электромагнитных измерений с подземной электрической антенной, проводившихся на базе скважины Г-1, с данными других видов независимых измерений: минерализации воды скважин Г-1, минерализации воды и дебита скважины ГК-1, уровня воды скважины Р-2.

5. Разработанные методы мониторинга напряженно–деформированного состояния геосреды, основой которых являются данные скважинных геоакустических измерений и измерений с подземными электрическими антеннами, могут с успехом использоваться в региональных системах среднесрочного и краткосрочного прогноза землетрясений.

## Приложение 5.1.

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
**КАМЧАТСКИЙ ФИЛИАЛ**  
**РОССИЙСКОГО ЭКСПЕРТНОГО СОВЕТА**  
**ПО ПРОГНОЗУ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ,**  
**ОЦЕНКЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ**  
**И РИСКА**

683006, Петропавловск - Камчатский  
 бульвар Пийпа,9  
 телефон: (41522) 58898  
 телефакс: (4152) 431850  
 E-mail: chebr@emsd.ru

11.04.2013 № 67  
 На № \_\_\_\_\_ от \_\_\_\_\_

### Справка КФ РЭС № 30

Дана ведущему научному сотруднику ИВиС ДВО РАН, к.т.н. Гаврилову Валерию Александровичу в том, что в период декабрь 2012 г. – февраль 2013 г. в Камчатский филиал Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений, оценке сейсмической опасности и риска (КФ РЭС) представлено четыре заключения о сейсмической опасности для Камчатского края (от 27.12.2012, 11.01.2013, 25.01.2013 и 04.02.2013 г.), содержащие информацию о повышенной вероятности землетрясений магнитуды  $M_{LH} \geq 6.5$  в зоне радиусом  $R \leq 300$  км от центра г. Петропавловска-Камчатского и  $M_{LH} \geq 7.0$  в зоне  $R \leq 550$  км с глубиной очагов менее 150 км в период с 27 декабря 2012 г. по 15 февраля 2013 г. включительно.

28 февраля 2013 г. в 14:05 UT в районе юга Камчатки – Северных Курил (координаты 50.93°N, 157.34°E, глубина 52 км) произошло землетрясение с  $M_w = 6.9$  (NEIC) на эпицентральном расстоянии от г. Петропавловска-Камчатского 251 км.

Указанный в заключениях прогноз оправдался в отношении эпицентральных расстояний и магнитуд возможных землетрясений.

07.03.2013 г. в КФ РЭС поступила служебная записка от В.А. Гаврилова о причинах ни продления, ни снятия прогноза от 04.02.2013 г.

Председатель КФ РЭС  
 11 апреля 2013 г.



В.Н. Чебров

## Приложение 5.2.

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
КАМЧАТСКИЙ ФИЛИАЛ  
РОССИЙСКОГО ЭКСПЕРТНОГО СОВЕТА  
ПО ПРОГНОЗУ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ,  
ОЦЕНКЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ  
И РИСКА

683006, Петропавловск - Камчатский  
бульвар Пийпа,9  
телефон: (41522) 58898  
телефакс: (4152) 431850  
E-mail: danila@emsd.ru

15.04.2016 № 73  
На № \_\_\_\_\_ от \_\_\_\_\_

### Справка КФ РЭС № 36

Дана к.т.н. Гаврилову Валерию Александровичу (Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН) в том, что им и дежурным оператором сети скважинных измерений Ю.Ю. Бусс представлено в Камчатский филиал Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений, оценке сейсмической опасности и риска (КФ РЭС) прогнозное заключение о сейсмической опасности для Камчатского края от 26.09.2014 г., содержащее информацию о том, что "на период с 26 сентября 2014 г. по 10 октября 2014 г. включительно (время по Гринвичу) повышена вероятность землетрясений с параметром  $S = 15 \div 18\%$  ( $S = L_p/R_h$ , где  $L_p = 10^{0.44M-1.29}$  – длина очага землетрясения,  $R_h$  – гипоцентрального расстояние)".

02 октября 2014 г. в 12:57 UTC на эпицентрального расстоянии  $R_e = 97$  км от г. Петропавловска-Камчатского на глубине  $H = 148$  км ( $R_h = 176$  км) произошло землетрясение с  $M_l = 6.3$ , что соответствует величине  $S = 18\%$ .

Указанный в заключении прогноз оправдался по всем параметрам.

Следует отметить, что заключения о сейсмической опасности, указывающие на повышенную вероятность землетрясений с параметром  $S = 15 \div 18\%$  на основании данных комплексных скважинных измерений, представлялись в КФ РЭС с 01 августа 2014 г., а после указанного землетрясения на период по 05 декабря 2014 г. включительно.

И.о. председателя КФ РЭС  
15 апреля 2016 г.



*(Handwritten signature)*

Д.В. Чебров

### Приложение 5.3.

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
КАМЧАТСКИЙ ФИЛИАЛ  
РОССИЙСКОГО ЭКСПЕРТНОГО СОВЕТА  
ПО ПРОГНОЗУ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ,  
ОЦЕНКЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ  
И РИСКА

683006, Петропавловск - Камчатский  
бульвар Пийпа, 9  
телефон: (41522) 58898  
телефакс: (4152) 431850  
E-mail: chebr@emsd.ru

27.03.2015 № 71  
На № \_\_\_\_\_ от \_\_\_\_\_

Справка КФ РЭС № 34

Дана к.т.н. Гаврилову Валерию Александровичу (Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН) в том, что им представлено в Камчатский филиал Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений, оценке сейсмической опасности и риска (КФ РЭС) прогнозное заключение о сейсмической опасности для Камчатского края от 13.02.2015 г., содержащее информацию о том, что "на период с 13 февраля 2015 г. по 27 февраля 2015 г. включительно (время по Гринвичу) повышена вероятность землетрясений с параметром  $S > 12\%$  ( $S = L_p/R_h$ , где  $L_p = 10^{0.44M-1.29}$  – длина очага землетрясения,  $R_h$  – гипоцентральное расстояние)".

19 февраля 2015 г. в 16:32 UTC в Авачинском заливе на эпицентральной дистанции 38 км от г. Петропавловска-Камчатского произошло землетрясение с  $M_w = 5.5$  (данные USGS), что соответствует величине  $S = 15\%$ .

Указанный в заключении прогноз оправдался по всем параметрам.

Председатель КФ РЭС

27 марта 2015 г.



В.Н. Чебров

## Приложение 5.4.

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
КАМЧАТСКИЙ ФИЛИАЛ  
РОССИЙСКОГО ЭКСПЕРТНОГО СОВЕТА  
ПО ПРОГНОЗУ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ,  
ОЦЕНКЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ  
И РИСКА

683006, Петропавловск - Камчатский  
бульвар Пийпа,9  
телефон: (41522) 58898  
телефакс: (4152) 431850  
E-mail: danila@emsd.ru

15.04.2016 № 74  
На № \_\_\_\_\_ от \_\_\_\_\_

### Справка КФ РЭС № 37

Дана к.т.н. Гаврилову Валерию Александровичу (Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН) в том, что им и дежурным оператором сети скважинных измерений Ю.В. Морозовой представлено в Камчатский филиал Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений, оценке сейсмической опасности и риска (КФ РЭС) прогнозное заключение о сейсмической опасности для Камчатского края от 29.01.2016 г., содержащее информацию о том, что "на период с 29 января 2016 г. по 05 февраля 2016 г. включительно (время по Гринвичу) повышена вероятность землетрясений с параметром  $S \geq 12\%$  ( $S = L_p/R_h$ , где  $L_p = 10^{0.44M-1.29}$  – длина очага землетрясения,  $R_h$  – гипоцентрального расстояния)".

30 января 2016 г. в 03:25 UTC на эпицентрального расстоянии  $R_e = 107$  км от г. Петропавловска-Камчатского на глубине 161 км ( $R_h = 193$  км) произошло землетрясение с  $M_w = 7.2$  (данные USGS), что соответствует величине  $S = 39\%$ .

Указанный в заключении прогноз оправдался по всем параметрам.

Следует отметить, что заключения о сейсмической опасности, указывающие на повышенную вероятность землетрясений с параметром  $S \geq 12\%$  на основании данных комплексных скважинных измерений, представлялись в КФ РЭС с 09 октября 2015 г. по 15 января 2016 г. на период по 22 января 2016 г. включительно.

И.о. председателя КФ РЭС  
15 апреля 2016 г.



Д.В. Чебров

## Заключение

Основные цели и задачи, поставленные автором в рамках исследований по теме диссертации, заключались в следующем:

1. Установление физических причин, обуславливающих суточные вариации амплитуды ГАЭ по данным скважинных геоакустических измерений.
2. Установление механизма, объясняющего модулирующее воздействие слабых электромагнитных СНЧ полей на интенсивность ГАЭ.
3. Установление физических причин изменений амплитуд окликов ГАЭ на воздействие слабых электромагнитных СНЧ полей во временных окрестностях сильных землетрясений.
4. Оценка перспективности скважинных геоакустических и электромагнитных измерений для развития методов комплексного геофизического мониторинга напряженно-деформированного состояния геосреды и прогноза землетрясений.

При решении поставленных задач главный акцент в работе был сделан на анализе результатов многолетних измерений, полученных автоматизированной сетью непрерывных комплексных скважинных геофизических измерений Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона.

Такой подход определялся пониманием крайней сложности геофизических процессов, проходящих в нелинейных энергонасыщенных геосредах. В этой ситуации анализ комплексных геофизических измерений *in situ*, был **отправной точкой** для дальнейших теоретических исследований.

В дополнение к комплексным скважинным измерениям на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне для исследования физической основы эффектов модулирующего воздействия слабых электромагнитных излучений на интенсивность ГАЭ проводились *лабораторные эксперименты по физическому моделированию* эффектов модулирующего воздействия электромагнитных полей на интенсивность ГАЭ с образцами горных пород; ряд *натурных экспериментов*

на скважинах Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона; *натурный эксперимент* на Бишкекском геодинамическом полигоне с *искусственным источником электромагнитного воздействия* (совместно с сотрудниками Научной станции РАН в г. Бишкеке). Обобщение результатов, получаемых в рамках вышеуказанных направлений работ, осуществлялось в ходе *теоретических исследований*.

Основные результаты проведенных исследований заключаются в следующем:

- установлено неизвестное ранее явление модулирующего воздействия слабых электромагнитных СНЧ полей на интенсивность геоакустической эмиссии горных пород в условиях их естественного залегания;
- предложен и описан физический механизм, объясняющий модулирующее воздействие слабых электромагнитных СНЧ полей на интенсивность ГАЭ;
- показано, что изменения амплитуд откликов ГАЭ на воздействие слабых электромагнитных СНЧ полей связаны с изменениями напряженно-деформированного состояния геосреды в зоне измерений;
- установлено, что наиболее значимым фактором, влияющим на изменения амплитуд откликов ГАЭ на внешнее электромагнитное воздействие во временных окрестностях сильных землетрясений, является суммарная площадь соприкосновения жидкой и твердой фаз в порово-трещинном пространстве контролируемой геофоном шумовой зоны, определяющая общее число потенциальных источников ГАЭ в указанной зоне;
- показано, что в случаях, когда порово-трещинное пространство шумовой зоны геофона содержит значительное число капилляров переменного сечения и при этом радиусы многих капилляров соизмеримы с толщиной двойных электрических слоев, значимое влияние на амплитуды откликов ГАЭ могут оказывать также электрокинетические процессы;
- установлено, что при достаточно высокой флюидонасыщенности контролируемой геофоном шумовой зоны изменения трендовой составляющей

рядов ГАЭ отражают изменения скорости фильтрации жидкого флюида. В случае экстремально низкой флюидонасыщенности пород изменения трендовой составляющей рядов ГАЭ связаны, в основном, с изменениями величин сил трения скольжения между гранулами пород и бортами существующих трещин;

- показано, что общепланетарный эффект суточной периодичности слабых землетрясений, выражающийся в возрастании числа слабых землетрясений в темное время суток, обусловлен воздействием на геосреду естественного электромагнитного излучения СНЧ диапазона частот, что указывает на фундаментальность эффекта модулирующего воздействия внешнего электромагнитного СНЧ излучения на интенсивность геоакустических процессов;

- показано, что в рамках решавшихся задач применение подземных вертикальных электрических антенн, основным конструктивным элементом которых является обсадная колонна скважины, имеет ряд ощутимых преимуществ перед наземными антеннами;

- разработан новый метод непрерывного мониторинга удельного сопротивления пород прискважинной зоны, где в качестве зондирующего сигнала используется непрерывное фоновое электромагнитное излучение техногенного или природного происхождения, а в качестве датчиков – подземные электрические антенны;

- показано, что разработанные методы комплексного геофизического мониторинга напряженно-деформированного состояния геосреды, основой которых являются данные скважинных геоакустических измерений и измерений с подземными электрическими антеннами, могут с успехом использоваться в региональных системах среднесрочного и краткосрочного прогноза землетрясений.

*Теоретическая значимость работы* связана, в первую очередь, с открытием эффекта модулирующего воздействия слабых электромагнитных СНЧ полей на интенсивность геоакустической эмиссии горных пород в условиях их естественного залегания, а также с установлением и описанием механизма

указанного эффекта. Значительный вклад в теоретические представления о физических закономерностях и особенностях механизмов генерации ГАЭ вносят также результаты анализа физических причин и механизмов, обуславливающих изменения амплитуд откликов ГАЭ на электромагнитное воздействие на различных стадиях напряженно–деформированного состояния геосреды, в том числе, во временных окрестностях сильных тектонических землетрясений.

В отношении *прикладного значения работ* можно отметить, что результаты исследований с 2002 г. начали использоваться для развития методов геофизического мониторинга напряженно-деформированного состояния геосреды сейсмоактивных регионов. С 2009 г. новые методы комплексного геофизического мониторинга напряженно-деформированного состояния геосреды, основу которых составляют геоакустические скважинные измерения и электромагнитные измерения с подземными антеннами, стали активно использоваться для подготовки регулярных заключений о сейсмической опасности для Камчатского края. С начала 2010 г. в реальном времени по данным комплексных скважинных измерений на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне были сделаны четыре успешных прогноза сильных камчатских землетрясений, в том числе, прогноз сильнейшего ( $M_w=7.2$ ) Жупановского землетрясения, произошедшего 30.01.2016 г. на эпицентральном  $Re=107$  км от г. Петропавловска-Камчатского. Предполагается, что новые методы комплексного геофизического мониторинга напряженно-деформированного состояния геосреды, базирующиеся на геоакустических скважинных измерениях и электромагнитных измерениях с подземными антеннами, могут быть адаптированы для применения и на других геодинамических полигонах.

Касаясь прикладного аспекта исследований, по мнению автора, следует особо подчеркнуть, что в ходе работ по теме диссертации на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне была создана уникальная непрерывно функционирующая территориально-распределенная сеть комплексных скважинных измерений. По состоянию на июль 2015 г. сеть состояла из четырех непрерывно функционирующих радиотелеметрических пунктов скважинных

измерений и Центра сбора и обработки информации. Сеть непрерывно развивается, как за счет совершенствования технической и методической баз измерений, так и за счет увеличения числа скважинных измерительных пунктов. Наличие такой сети дает возможность проведения новых исследований, связанных с изучением эндогенных геоакустических и электромагнитных процессов, а также постановки и реализации проектов по ряду других актуальных направлений исследований.

## Список литературы

Аладьев, А.В. Закономерности акустической эмиссии образцов геоматериалов, испытываемых на ползучесть, при энергвоздействиях физическими полями / А.В. Аладьев, Л.М. Богомолов, Б.В. Боровский и др. // В сб.: Проблемы сейсмологии 3-его тысячелетия. - Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2003. - С. 168-172.

Александров, М.С. Флуктуации электромагнитного поля Земли в диапазоне СНЧ / М.С. Александров, З.М. Бакленева, Н.Д. Гладштейн и др. - М.: Наука, 1972. - 195 с.

Александров, П.Н. Потенциальное поле источников электрического тока, распределенных в слоисто-анизотропной среде / П.Н. Александров // Физика Земли. - 1998. - № 6. - С. 91-95.

Альперт, Я.Л. Распространение радиоволн / Я.Л. Альперт, В.Л. Гинзбург, Е.Л. Фейнберг. - М.: Гостехиздат, 1953. - 220 с.

Антропов, Л.И. Теоретическая электрохимия / Л.И. Антропов. - М.: Высшая школа, 1984. - 519 с.

Астраханцев, Ю.Г. Пат. 2123711 РФ МКИ; G01V1/40. Устройство для измерения геоакустических шумов в скважине: / Ю.Г. Астраханцев, А.К. Троянов. - опубл. 11.03.1998, бюл. № 35.

Афанасьев, Е.Ф. Об источниках генерации звука в насыщенных флюидом пористых средах / Е.Ф. Афанасьев, К.Л. Грдзелова, Д.В. Плющев // - Докл. АН СССР. - 1987. - № 3. - С. 554 – 557.

Баженова, Е.Д. Флуктуации акустического поля в гранулированной среде / Е.Д. Баженова, А.Н. Вильман, И.Б. Есипов // Акуст. журн. - 2005. - Т. 51. - Приложение. - С. 46-52.

Бак, П. Самоорганизованная критичность / П. Бак, К. Чэн. В мире науки. - 1991. - № 3. - С.16-19.

Баранов, В.М. Акустическая эмиссия при трении / В.М. Баранов, Е.М. Кудрявцев, Г.А. Сарычев, В.М. Щавелин. - М.: Энергоатомиздат, 1998. - 256 с.

Басниев, К.С. Подземная гидромеханика / К.С. Басниев, Н.М. Дмитриев, Р.Д. Каневская и др. – М.-Ижевск: Институт компьютерных исследований, 2006. – 488 с.

Беляева, И.Ю. Упругие нелинейные свойства микронеоднородных сред с иерархической структурой / И.Ю. Беляева, В.Ю. Зайцев // Акуст. журн. - 1997. - Т. 43. - № 5. - С. 594-599.

Беляева, И.Ю. О предельном значении параметра упругой нелинейности структурно неоднородных сред / И.Ю. Беляева, В.Ю. Зайцев // Акуст. журн. - 1998. - Т. 44. - № 6. - С. 731-737.

Беляева, И.Ю. Нелинейные акустоупругие свойства зернистых сред / И.Ю. Беляева, В.Ю. Зайцев, Л.А. Островский // Акуст. журн. - 1993. - Т. 39. - № 1. - С. 25-32.

Беляков, А.С. Акустическая эмиссия в верхней части земной коры / А.С. Беляков, В.В. Кузнецов, А.В. Николаев // Изв. АН СССР. - Физика Земли. – 1991. - № 10. – С. 79 – 84.

Беляков, А.С. Геоакустические исследования и прогноз землетрясений / А.С. Беляков // Сейсмические приборы. - 2001. - Вып. 35. - С. 3–18.

Беляков, А.С. Изменение фазы суточных вариаций подземного звука в день весеннего равноденствия / А.С. Беляков, В.С. Лавров, А.В. Николаев, Л.Л. Худзинский // ДАН. – 2000. – Т. 375. – № 4. - С. 531.

Беляков, А.С. Инструментальное исследование модуляции высокочастотных сейсмоакустических сигналов в глубокой скважине / А.С. Беляков, В.С. Лавров, А.В. Николаев // ДАН. – 2012. – Т. 442. - № 4. - С. 536.

Беляков, А.С. Магнитоупругие акустические геофоны для геофизических исследований / А.С. Беляков // Сейсмические приборы. - М.: ОИФЗ РАН, 2000. - Вып. 33. - С. 27-45.

Беляков, А.С. Магнитоупругие сенсоры и геофоны для векторных измерений в геоакустике / А.С. Беляков // Акустический журнал. – 2005. – Т. 51. - № 5. – С. 53-65.

Беляков, А.С. О вариациях фонового подземного звука / А.С. Беляков, В.С. Лавров, А.В. Николаев, Л.Л. Худзинский // ДАН. – 1996. – Т. 348. – № 3. – С. 383.

Беляков, А.С. Подземный фоновый звук и его связь с приливными деформациями / А.С. Беляков, В.С. Лавров, А.В. Николаев, Л.Л. Худзинский // Физика земли. - 1999. - № 12. С. 39.

Беляков, А.С. Подземный фоновый звук и его энергетическая модель как компоненты системы прогноза землетрясений / А.С. Беляков, В.С. Лавров, А.В. Николаев, Л.Л. Худзинский // Физика Земли. – 2002. – № 8. - С. 57.

Беляков, А.С. Сейсмоакустическая эмиссия, землетрясения и лунно-солнечные приливы / А.С. Беляков, В.С. Лавров, А.В. Николаев // ДАН. – 2008. - Т. 420. - № 3. - С. 388 – 389.

Беляков, А.С. Сейсмоакустические приемники с магнитоупругим преобразованием / А.С. Беляков, А.В. Николаев // Физика Земли. – 1993. - № 7. – С. 74.

Беляков, А.С. Суточная периодичность слабых землетрясений и высокочастотного подземного шума на Камчатке / А.С. Беляков, В.И. Журавлев, А.А. Лукк // Физика Земли. – 2011. - № 3. – С. 34 – 54.

Беляков, А.С. Тонкая структура вариаций подземного фонового звука / А.С. Беляков, В.С. Лавров, А.В. Николаев, Л.Л. Худзинский // ДАН. – 1998. – Т. 358. - № 1. – С. 108 – 111.

Беляков, А.С. Что происходит в земной коре между закатом и восходом Солнца? / А.С. Беляков, В.С. Лавров, А.В. Николаев // ДАН. – 2011. – Т. 438. - № 2. - С. 249 – 252.

Белянский, В.Б. Об исследовании свойств атмосфериков на сверхнизких частотах (ниже 1 кГц) / В.Б. Белянский, Г.А. Михайлова // Геомагнетизм и аэрономия. - 1961. - Т. 1. № 3. С. 381 – 386.

Береснев, И.А. Нелинейные явления в сейсмике периодических сигналов / И.А. Береснев, А.В. Николаев, В.С. Соловьев и др. // Изв. АН СССР. - Физика Земли. - 1986. - № 10. - С. 32-42.

Богомолов, Л.М. Корреляционный анализ локальной сейсмичности на Бишкекском геодинамическом полигоне в связи с проблемой активного мониторинга / Л.М. Богомолов, А.А. Авагимов, В.А. Зейгарник и др. // Геофизика XXI столетия, 2005 год: Сб. тр. Седьмых геофизических чтений им. В.В. Федынского. - М.: Научный мир, 2006. - С. 317-325.

Богомолов, Л.М. Отклики эмиссионных сигналов геосреды на воздействия электромагнитных полей и вибраций: Автореф. дис. ... докт. физ.-мат. наук: 25.00.10 / Л.М. Богомолов. - М.: ФГБУН ИДГ РАН, 2013. - 42 с.

Бойко, В.С. Элементарные дислокационные механизмы акустической эмиссии / В.С. Бойко, В.Д. Нацик // В сб.: Элементарные процессы пластической деформации кристаллов. - Киев: Наукова думка, 1978. - С. 159-188.

Вартанян, Г.С. Гидрогеодеформационное поле Земли / Г.С. Вартанян, Г.В. Куликов // ДАН СССР. - 1982. - Т. 262. - № 2. - С. 310-314.

Вильчинская, Н.А. Акустическая эмиссия и спектр сейсмических сигналов / Н.А. Вильчинская, В.Н. Николаевский // Изв. АН СССР. - Физика Земли. - 1984. - № 5. - С. 91-100.

Власов, Ю.А. Телеметрическая система сети комплексного геофизического мониторинга / Ю.А. Власов, В.А. Гаврилов, В.П. Денисенко, О.В. Федористов // Сейсмические приборы. - М.: ОИФЗ РАН, 2007. - Вып. 44. - № 2. - С. 32-38.

Волыхин, А.М. Проявления геодинамических процессов в геофизических полях / А.М. Волыхин, В.Д. Брагин, А.В. Зубович и др. - М.: Наука, 1993. - 158 с.

Гаврилов, В.А. Вариации естественного электромагнитного излучения в диапазоне СНЧ по данным измерений с подземной электрической антенной / В.А. Гаврилов, Е.В. Полтавцева // Солнечно-земные связи и физика предвестников землетрясений. Сборник докладов V международной конференции, с. Паратунка Камчатского края 2-7 авг. 2010. - Петропавловск-Камчатский: ИКИР ДВО РАН, 2010. - С. 106-109.

Гаврилов, В.А. Вариации уровня геоакустической эмиссии в глубокой скважине Г-1 (Камчатка) и их связь с сейсмической активностью / В.А. Гаврилов,

Ю.В. Морозова, А.В. Сторчеус // Вулканология и сейсмология. - 2006. - № 1. - С. 52-67.

Гаврилов, В.А. Влияние фильтрационных процессов в горных породах на характеристики геоакустической эмиссии / В.А. Гаврилов, И.А. Пантелеев // Геофизические исследования. – 2016. – Т.17. - №2 – С. 32-53.

Гаврилов, В.А. Закономерности проявления суточной периодичности слабых землетрясений на Камчатке / В.А. Гаврилов, В.И. Журавлев, Ю.В. Морозова // Вулканология и сейсмология. - 2011. - № 2. - С. 60–75.

Гаврилов, В.А. К вопросу о влиянии электромагнитных полей естественного происхождения на уровень геоакустической эмиссии / В.А. Гаврилов, Л.М. Богомоллов // Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока России: Труды региональной научно-технической конференции. Петропавловск–Камчатский, 11-17 ноября 2007 г. Т. 1. – Петропавловск-Камчатский, 2008. - С. 59-63.

Гаврилов, В. А. Мониторинг состояния геосреды на основе синхронных геоакустических и электромагнитных скважинных измерений: использование естественного электромагнитного излучения / В.А. Гаврилов, Е.В. Полтавцева, А.В. Дещеревский и др. // Сейсмические приборы. - 2015. - Т. 51 - № 4. - С. 41-57.

Гаврилов, В.А. О методе непрерывного мониторинга удельного электрического сопротивления горных пород / В.А. Гаврилов // Сейсмические приборы. - 2013. - Т. 49. - № 3. - С. 25-38.

Гаврилов, В.А. О связи эффекта суточной периодичности слабых землетрясений с вариациями естественного электромагнитного СНЧ–излучения / В.А. Гаврилов, В.И. Журавлев, Ю.В. Морозова // ДАН. - 2010. - Т. 435. - № 4. - С. 535-540.

Гаврилов, В.А. Результаты одновременных измерений естественных электромагнитных СНЧ-ОНЧ излучений с использованием подземной и наземной антенн / В.А. Гаврилов, Г.И. Дружин, Е.В. Полтавцева // Сб. докладов IV международной конференции «Солнечно-земные связи и предвестники

землетрясений» с. Паратунка Камчатского края 14-17 авг. 2007 г. - Петропавловск-Камчатский: ИКИР ДВО РАН, 2007. - Доп. том. - С. 14-19.

Гаврилов, В.А. Сильнейшие сейсмические события 2011-2013 гг.: отражение в результатах комплексных скважинных измерений на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне / В.А. Гаврилов, Ю.Ю. Бусс, Ю.В. Морозова, Г.В. Рябинин; отв. редактор В. Н.Чебров // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Пятой научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский 27 сентября – 3 октября. - Обнинск: ГС РАН, 2015. - С. 38-42.

Гаврилов, В.А. Сравнение результатов скважинных геоакустических измерений с данными лабораторных и натуральных экспериментов по электромагнитному воздействию на горные породы / В.А. Гаврилов, Л.М. Богомоллов, А.С. Закупин // Физика Земли. - 2011. - № 11. - С. 63-74.

Гаврилов, В.А. Технологии предварительной обработки данных комплексного геофизического мониторинга и опыт их применения в системе геоакустических наблюдений на Камчатке / В.А. Гаврилов, А.В. Дещеревский, Е.В. Полтавцева, А.Я. Сидорин // Сейсмические приборы. – 2016. – Т. 52, № 4. – С. 57-75.

Гаврилов, В.А. Физическая основа эффектов электромагнитного воздействия на интенсивность геоакустических процессов / В.А. Гаврилов, И.А. Пантелеев, Г.В. Рябинин // Физика Земли. - 2014. - № 1. - С. 89-103.

Гаврилов, В.А. Физические причины суточных вариаций уровня геоакустической эмиссии / В.А. Гаврилов // ДАН. - 2007. - Т. 414. - № 3. - С. 389-392.

Гаврилов, В.А. Эффект модуляции уровня геоакустической эмиссии с естественным электромагнитным полем - сопоставление с результатами экспериментов / В.А. Гаврилов, Л.М. Богомоллов, Г.С. Закупина // Сборник трудов XX сессии Российского акустического общества. Т. 1. - М.: ГЕОС, 2008. - С. 299-302.

Гальперин, Е.И. Изучение сейсмического режима крупных промышленных центров / Е.И. Гальперин, И.Л. Нерсесов, Л.М. Воровский и др. - М.: Наука, 1978. - 188 с.

Гальперин, Е.И. О модуляции высокочастотного сейсмического шума приливными деформациями литосферы / Е.И. Гальперин, Л.П. Винник, Н.В. Петерсен // Изв. АН СССР. - Физика Земли. - 1987. - № 12. - С. 102-109.

Гальперин, Е.И. Опыт и результаты экспериментального изучения высокочастотных сейсмических шумов. / Е.И. Гальперин, А.В. Ситников, С.И. Кветинский // Изв. АН СССР. - Физика Земли. - 1989. - С. 99–109.

Гольдин, С.В. Дилатансия, переупаковка и землетрясения / С.В. Гольдин // Физика Земли. - 2004. - № 10. - С. 37–54.

Горбатиков, А.В. Отклик акустической эмиссии на сейсмический процесс / А.В. Горбатиков, О.А. Молчанов, М. Хаякава и др. // Вулканология и сейсмология // - 2001. - № 4. - С.66-78.

Гордеев, Е.И. Первые результаты исследования высокочастотного сейсмического шума на Камчатке / Е.И. Гордеев, В.А. Салтыков, В.И. Синицин, В.Н. Чебров // Вулканология и сейсмология. - 1991. - С. 104 – 111.

Гордеев, Е.И. Спектры Р-волн от удаленных землетрясений в области частот 1 – 10 Гц / Е.И. Гордеев, Л.Н. Рыкунов // Изв. АН СССР. - Физика Земли. – 1976. - № 7. - С.90 – 92.

Государственная геологическая карта Российской Федерации, М-б 1:200000. Серия Южно-Камчатская. Листы N-57-XXI (Северные Коряки), N-57XXVII (Петропавловск-Камчатский), N-57-XXXIII (сопка Мутновская) / Составитель В.С. Шеймович, редактор Б.А. Марковский. Объяснительная записка. - М., 2000. - 302 с.

Гущин, В.В. О «псевдошуме», возникающем при распространении сейсмической волны в гранулированной среде [Электронный ресурс] / В.В. Гущин, С.Н. Рубцов // Электронный журнал «Техническая акустика». – 2009. - № 7. URL: <http://www.ejta.org> (дата обращения 21.04.2016).

Гусев, А.А. Прогноз землетрясений по статистике сейсмичности.

Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке / А.А. Гусев. - Новосибирск: Наука, 1974. - С. 109-119.

Дамаскин, Б.Б. Электрохимия / Б.Б. Дамаскин, О.А. Петрий. – М.: Высшая школа, 1987. - 295 с.

Дещеревский, А.В. Анализ временных рядов с программой ABD / А.В. Дещеревский, В.И. Журавлев. – М.: ОИФЗ РАН, 1997.

Дещеревский, А.В. Выделение регулярных составляющих во временных вариациях геофизических параметров методом разложения на негармонические компоненты / А.В. Дещеревский, А.А. Лукк // Вулканология и сейсмология. - 2002. - № 5. - С. 65–78.

Дещеревский, А.В. Выявление влияния гидрометеорологических факторов на данные геофизического мониторинга в условиях Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона / А.В. Дещеревский, В.М. Мухин, А.Я. Сидорин и др. // Вулканология и сейсмология. - 2008. - № 4. - С. 67-78.

Дещеревский, А.В. Некоторые вопросы методики оценки среднесезонных функций для геофизических данных / А.В. Дещеревский, А.Я. Сидорин. - М.: ОИФЗ РАН, 1999. - 40 с.

Дещеревский, А.В. Опыт определения коэффициента таяния снега при расчетах водного баланса в почве на Камчатке и в Средней Азии / А.В. Дещеревский, В.М. Мухин, А.Я. Сидорин и др. // Геофизические исследования. - 2006. - Вып. 6. - С. 71-84.

Дещеревский, А.В. WINABD-пакет программ для сопровождения и анализа данных геофизического мониторинга / А.В. Дещеревский, В.И. Журавлев, А.Н. Никольский; отв. редактор В.Н. Чебров // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Пятой научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский 27 сентября – 3 октября. - Обнинск: ГС РАН, 2015. - С. 211-215.

Добровольский, И.П. Математическая теория подготовки и прогноза тектонического землетрясения / И.П. Добровольский. - М.: ФИЗМАТЛИТ, 2009. – 240 с.

Добрынин, В.М. Петрофизика (Физика горных пород) / В.М. Добрынин, Б.Ю. Вендельштейн, Д.А. Кожевников // Учебник для вузов. Под ред. доктора физ.-мат. наук Д.А. Кожевникова. - 2-е изд., перераб. и доп. - М.: ФГУП Издательство «Нефть и газ» РГУ нефти и газа им. И. М. Губкина, 2004. - 368 с.

Долуханов, М.П. Распространение радиоволн / М.П. Долуханов. - М.: Связь, 1965.

Долуханов, М.П. Распространение радиоволн / М.П. Долуханов. Учебник для вузов. - М.: Связь, 1972. - 336 с.

Дружин, Г.И. Опыт прогноза Камчатских землетрясений на основе наблюдений за электромагнитным ОНЧ излучением / Г.И. Дружин // Вулканология и сейсмология. - 2002. - № 6. - С. 51-62.

Духин, С.С. Электропроводность и электрокинетические свойства дисперсных систем / С.С. Духин. - Киев.: Наукова Думка, 1975. - 248 с.

Дьяконов, Б.П. Временная изменчивость сейсмоакустической эмиссии на больших глубинах / Б.П. Дьяконов, П.С. Мартышко, А.К. Троянов и др. // ДАН. - 2010. - Т. 433. - № 2. - С. 244-247.

Дьяконов, Б.П. В сб.: О возбуждении естественных сейсмоакустических шумов в земной коре. / Б.П. Дьяконов, А.К. Троянов. - М.:ВИНИТИ, 1989. - № 6. - С. 874-889. - деп. ВИНТИ 15.11.89.

Жадин, В.В. О частотном составе записей продольных волн от удаленных землетрясений / В.В. Жадин // Изв. АН СССР. - Физика Земли. - 1971. - № 5.

Жданов, М.С. Некоторые вопросы теории вызванной поляризации в капиллярных средах / М.С. Жданов. Петрофизика и промысловая геофизика. - 1969. - № 89. - С. 13-19.

Забарный, Г.Н. Результаты поисковых работ на геотермальные ресурсы в г. Петропавловск-Камчатский / Г.Н. Забарный, А.Б. Бурганов, Г.М. Гайдаров. - Петропавловск-Камчатский: Камчатский комплексный отдел института ВНИПИ Геотерм, 1990. - 124 с.

Зайцев, В.Ю. Амплитудно-зависимая диссипация в микронеоднородных средах с линейным поглощением и упругой нелинейностью / В.Ю. Зайцев, Л.А. Матвеев // Геология и геофизика. - 2006. - № 5. - С. 695-710.

Зайцев, В.Ю. Модуляция высокочастотных сейсмических шумов приливными деформациями: особенности эффекта перед сильными землетрясениями и предлагаемый физический механизм / В.Ю. Зайцев, В.А. Салтыков, Л.А. Матвеев // Физика Земли. - 2011. - № 11. - С. 3-17.

Зайцев, В.Ю. Нелинейные акустические явления в структурно – неоднородных средах: эксперименты и модели / В.Ю. Зайцев С.Н. Гурбатов, Н.В. Прончатов-Рубцов. – Н. Новгород: ИПФ РАН, 2009. – 268 с.

Зайцев, В.Ю. О связи приливной модуляции сейсмических шумов с амплитудно-зависимыми потерями в горных породах / В.Ю. Зайцев, В.А. Салтыков, Л.А. Матвеев // Акуст. журн. - 2008. - Т. 54. - № 4. - С. 621-628.

Зайцев, В.Ю. Уравнение состояния микронеоднородных сред и частотная зависимость их упругой нелинейности / В.Ю. Зайцев, В.Е. Назаров, И.Ю. Беляева // Акуст. журн. - 2001. - Т. 47. - № 2. - С. 220-226.

Закупин, А.С. Влияние внешнего электромагнитного поля на активность акустической эмиссии нагруженных геоматериалов. Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов / А.С. Закупин, А.В. Аладьев, Л.М. Богомолов и др.; под ред. Ю.Г. Леонова и С.В. Гольдина. - Москва-Бишкек, 2003. - С. 304-324.

Закупин, А.С. Исследование электростимулированных вариаций акустической эмиссии при деформировании образцов геоматериалов: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук: 25.00.10. / А. С. Закупин. – М.: ИФЗ РАН, 2006. - 21 с.

Закупин, А.С. Отклики акустической эмиссии геоматериалов на воздействие электроимпульсов при различных величинах сжимающего напряжения / А.С. Закупин, А.А. Авагимов, Л.М. Богомолов // Физика Земли. - 2006. - № 10. - С. 43-50.

Закупин, А.С. Сейсмоакустические проявления воздействия мощных импульсов тока по данным скважинных измерений на Бишкекском

геодинамическом полигоне / А.С. Закупин, Л.М. Богомолов, В.А. Мубассарова, П.В. Ильичев // Физика Земли. - 2014. - № 5. - С. 105 - 120.

Зотов, О.Д. Эффект выходных дней в сейсмической активности / О.Д. Зотов // Физика Земли. - 2007. - № 12. - С. 27-34.

Зубков, С.И. Времена возникновения предвестников землетрясений / С.И. Зубков // Изв. АН СССР. - Физика Земли. – 1987. - № 5.- С.87-91.

Иванов-Холодный, Г.С. Суточный эффект в глобальной сейсмичности Земли / Г.С. Иванов-Холодный, К.А. Боярчук, В.Е. Чертопруд // Сб. докладов III Международной конференции “Солнечно-земные связи и электромагнитные предвестники землетрясений” с. Паратунка Камчатской обл., 16-21 августа 2004 г. - Петропавловск-Камчатский: ИКИР ДВО РАН, 2004. - С. 51-54.

Кадет, В.В. Расчет электроосмотического течения в тонких щелях во внешнем электрическом поле / В.В. Кадет, П.С. Корюзлов // Труды РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина. - 2009. - № 1. - С. 56-67.

Каррыев, Б.С. Исследования высокочастотных сейсмических шумов Ашхабадского сейсмоактивного района: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук: 01.04.12 / Б.С. Каррыев. - М.: ИФЗ АН СССР, 1984. – 23 с.

Киссин, И.Г. Новые данные о "чувствительных зонах" земной коры и формирование предвестников землетрясений и постсейсмических эффектов / И.Г. Киссин // Геология и геофизика. - 2007. - Т. 48. - № 5. - С. 548-565.

Киссин, И.Г. Современный флюидный режим земной коры и геодинамические процессы / И.Г. Киссин // Флюиды и геодинамика. - М.: Наука, 2006. - С. 85-104.

Киссин, И.Г. Тензочувствительность флюидонасыщенных сред / И.Г. Киссин // Вулканология и сейсмология. - 2011. - № 3. - С. 34-45.

Киссин, И.Г. Флюиды в земной коре: геофизические и тектонические аспекты / И.Г. Киссин. – М.: Наука, 2009. – 328 с.

Киссин, И.Г. Основные особенности тензочувствительности флюидонасыщенных сред / И.Г. Киссин // Доклады РАН. - 2009.Т.429. №3. С.388-392.

Киссин, И.Г. Флюиды в земной коре: геофизические и тектонические аспекты / И.Г. Киссин. – М.: Наука, 2015. – 328 с.

Кияшко, Б.В. Цифровой гидроакустический приемник / Б.В. Кияшко, П.И. Коротин, А.С. Чащин, А.В. Харитонов // Приборы и системы разведочной геофизики. - 2007. - № 01 (19). - С. 35 – 39.

Колесников, В.П. Основы интерпретации электрических зондирований / В.П. Колесников. - М.: Научный мир, 2007. - 248 с.

Колломбет, К. Гармонические искажения в электрических сетях и их снижение / К.Колломбет, Ж.М. Люпен, Ж. Шонек // Техническая коллекция Schneider Electric. - 2008. - № 22. - 28 с.

Колубаев, Е.А. Особенности акустического излучения при трении стали Гадфильда / Е.А. Колубаев, О.В.Сизова, С.А.Пупынин // Известия Томского политехнического университета. - 2011. - Т. 319. - № 2. - С. 62 – 66.

Кондратюк, В.И. Климат Петропавловска-Камчатского / В.И. Кондратюк. - Л.: Гидрометеиздат, 1983. - 167 с.

Костюченко, В.М. Деформационные характеристики межблоковых промежутков различного масштаба / В.М. Костюченко, Г.Г. Кочарян, Д.В. Павлов // Физ. мезомеханика. - 2002. - № 5. - С. 23-42.

Кочарян, Г.Г. Динамика деформирования блочных массивов горных пород / Г.Г. Кочарян, А.А. Спивак. - М.: Академкнига, 2003. - 423 с.

Криштал, М.М. Спектральные и энергетические характеристики акустической эмиссии при трении в условиях фрикционных автоколебаний / М.М. Криштал, Д.Л. Мерсон, А.В. Чугунов // Трение, износ, смазка [электронный ресурс]. - 2007. - Т. 9. - № 3 (32). - 3с.

Левина, В.И. Камчатка и Командорские острова / В.И. Левина, Е.И. Иванова, А.В. Ландер, Е.И. Гусева // Землетрясения Северной Евразии 2002. - Обнинск: ГС РАН, 2008. - С. 215-225.

Леонтович, М.А. О приближенных граничных условиях для электромагнитного поля на поверхности хорошо проводящих тел. / М.А.

Леонтович // В сб. «Исследования по распространению радиоволн» - М.: АН СССР, 1948. - Вып. 2. – С. 5-12.

Лутиков, А.И. Оценка эффективного радиуса влияния источников эндогенного микросейсмического шума / А.И. Лутиков // Вулканология и сейсмология. - 1992. - № 4. - С. 111-115.

Малахов, А.Н. Флуктуации в автоколебательных системах / А.Н. Малахов. – М.: Наука, Главн. ред. физ.-мат. лит., 1968. - 660 с.

Марфин, Е.А. Скважинная шумометрия и виброакустическое воздействие на флюидонасыщенные пласты (учебно-методическое пособие) / Е.А. Марфин. - Казань: Казанский университет, 2012. - 44 с.

Мироненко, В.А. Динамика подземных вод / В.А. Мироненко. – М.: Изд-во МГГУ, 2005. - 519 с.

Михайлов, Ю.М. Электрические и электромагнитные процессы в приземной атмосфере перед землетрясениями на Камчатке / Ю.М. Михайлов, Г.А. Михайлова, О.В. Капустина, Г.И. Дружин, С.Э. Смирнов // Геомагнетизм и аэрономия. - 2006. - Т. 46. - № 6. - С. 839 – 852.

Монахов, Ф.И. Низкочастотный сейсмический шум Земли / Ф.И. Монахов. - М.: Наука, 1997. - 94 с.

Моргунов, В.А. Геоакустический предвестник Спитакского землетрясения / В.А. Моргунов, М.Н. Любашевский, В.З. Фабрициус, З.Э. Фабрициус // Вулканология и сейсмология. - 1991. - № 4. - С. 104-106.

Моргунов, В.А. Землетрясения и фазы прилива / В.А. Моргунов, Э.А. Боярский, М.В. Степанов // Физика Земли. - 2005. - № 1. - С. 74-88.

Моргунов, В.А. Натурные исследования электромагнитных процессов завершающей стадии подготовки землетрясений: Автореф. дис. ... докт. физ.-мат. наук: 04.00.22. / В.А. Моргунов. – М.: ИФЗ РАН, 1993. - 38 с.

Мячкин, В.И. Процессы подготовки землетрясений / В.И. Мячкин. - М.: Наука, 1978. - 232 с.

Назаров, В.Е. Нелинейные волновые процессы в упругих микронеоднородных средах / В.Е. Назаров, А.В. Радостин. – Н.Новгород: ИПФ РАН, 2007. – 256 с.

Нацик, В.Д. Акустическая эмиссия дислокаций, выходящих на поверхность кристалла / В.Д. Нацик, К.А. Чишко // Акуст. Журн. - 1982. - Т. 28. - № 3. - С.381-389.

Нешиба, С. Океанология. Современные представления о жидкой оболочке Земли / С. Нешиба. - М.: Мир, 1991. - 416 с.

Николаев, А.В. Проблемы нелинейной сейсмологии / А.В. Николаев // Проблемы нелинейной сейсмологии. - М.: Наука, 1987. - С. 5-20.

Николаев, А.В. О регистрации сейсмических сигналов в обсаженной скважине. / А.В. Николаев, М.Г. Селезнев, А.Л. Собисевич // В сб. «Развитие методов и средств экспериментальной геофизики». - Вып. 2. - М.: ОИФЗ РАН, 1996. - С. 293-301.

Николаев А.В. Высокочастотные сейсмические шумы и вибросигналы: методы, результаты и перспективы / А.В. Николаев, Л.Н. Рыкунов, О.Б. Хаврошкин, В.В. Цыплаков. - М.: ИФЗ АН СССР, 1985. – 60 с. – деп. В ВИНТИ 23.01.85. - № 1160. - 85.

Николаев А.В. Геоакустический контроль как средство изучения состояния литосферы и прогноза землетрясений / А.В. Николаев, А.С. Беляков, В.С. Лавров, А.Д. Жигалин // Акуст. Журн. - 2005. - Т. 51. Приложение. - С. 140-149.

Николаев, С.А. Генерация звука фильтрационным потоком в пористых средах / С.А. Николаев, М.Н. Овчинников // Акуст. Журн. - 1992. - Т.38. - № 1. - С.114-118.

Николаев, С.А. Спектральная шумометрия фильтрационного потока в нагнетательных скважинах / С.А. Николаев и др. // Нефтяное хозяйство. - 1992. - № 2. - С. 40-42.

Николаевский, В.Н. Механика пористых и трещиноватых сред / В.Н. Николаевский. - М.: Недра, 1984. 232 с.

Овчаренко В.В. Отчет о результатах поисковых работ на термальные воды, проведенных в юго-западной части района Авачинско-Корякской группы вулканов (участок высоты 202) в 1970-1971 гг. - г. Петропавловск-Камчатский. - 1971.

Орлов, А.Б. Основные закономерности распространения сигналов СДВ-диапазона в волновом канале Земля-ионосфера (обзор экспериментальных работ) / А.Б. Орлов, Г.В. Азарнин // В сб.: Проблемы дифракции и распространения радиоволн. - ЛГУ, 1970. - С. 3 – 107.

Отчет о проведении общих поисков термальных вод на Радыгинской площади в 1991-1995 гг., п. Термальный Камчатской обл. - 1995. - 128 с.

Отчет о результатах бурения на термальные воды поисковой скважины Г-1 на участке “Хлебозавод” Петропавловской площади в 1986-1988 гг. г. Петропавловск-Камчатский. - 1988. - 193 с.

Отчет о результатах поисково-разведочных работ на Верхнепаратунском месторождении термальных вод, Паратунская гидрогеологическая экспедиция Камчатского ПГО Мингео СССР, п. Термальный Камчатской обл. - 1980. - Т. 4. - 285 с.

Отчет об основных геологических результатах параметрического и поискового бурения Камчатской нефтегазоразведочной экспедиции за 1984 год, Камчатская нефтегазоразведочная экспедиция ПГО «Сахалингеология». - 1985.

Павленко, О.В. Изменение интенсивности высокочастотного сейсмического шума в поле волн телесейсмических землетрясений / О.В. Павленко, А.П. Яковлев // Физика Земли. - 1995. - № 7. - С. 20-28.

Пархоменко, Э.И. Электропроводность горных пород при высоких давлениях и температурах / Э.И. Пархоменко, А.Т. Бондаренко. - М.: Наука, 1972. - 278 с.

Пархоменко, Э.И. Геоэлектрические свойства минералов и горных пород при высоких давлениях и температурах / Э.И. Пархоменко. - М.: Наука, 1989. – 198 с.

Пархоменко, Э.И. Влияние одностороннего давления на электрическое сопротивление горных пород / Э.И. Пархоменко, А.Т. Бондаренко // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. - 1960. - № 2. - С. 326–332.

Пархоменко, Э.И. Электрические свойства горных пород. / Э.И. Пархоменко. - М.: Наука, 1965. - 164 с.

Полтавцева, Е.В. Исследование откликов на приливное воздействие в рядах скважинных геоакустических измерений / Е.В. Полтавцева, Ю.А. Власов, В.А. Гаврилов // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. - 2013. - № 2. - Вып. № 22. - С. 178 - 183.

Пономарев, В.С. Горные породы как среды с собственными источниками упругой энергии / В.С. Пономарев; под ред. Николаева А.В. и Галкина И.Н. // Проблемы нелинейной сейсмологии. – М.: Наука, 1987. - С. 50-64.

Пономарев, В.С. Закономерности разрушения энергонасыщенных сред в проявлениях наведенной сейсмичности / В.С. Пономарев; под ред. А.В. Николаева и И.Н. Галкина // Наведенная сейсмичность. – М.: Наука, 1994. - С. 73 - 91.

Проблемы нелинейной сейсмологии / под ред. А.В. Николаева и И.Н. Галкина // Сб. научн. тр. ИФЗ АН СССР. - М.: Наука, 1987. - 288 с.

Разина, Т.Д. Фликкер-шум непроволочных сопротивлений в диапазоне частот 1-300 Гц / Т. Д. Разина. - Изв. Вузов, Радиофизика. - 1960. – Т. 3. – 234 с.

Ремизов, Л.Т. Естественные радиопомехи / Л.Т. Ремизов. - М.: Наука, 1985. - 198 с.

Ризниченко, Ю.В. О применении звука и ультразвука в геофизике и горном деле / Ю.В. Ризниченко // Использование звука и ультразвука в сейсмологии, сейсморазведке и горном деле. - М.: Наука, 1966. - 192 с.

Ризниченко, Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент / Ю.В. Ризниченко // Исследования по физике землетрясений. - М.: Наука, 1976. - С. 9-26.

Рыкунов, Л.Н. Временные вариации высокочастотных сейсмических шумов / Л.Н. Рыкунов, О.Б. Хаврошкин, В.В. Цыплаков // Изв. АН СССР. - Физика Земли. - 1979. - № 11. - С. 72-77.

Рыкунов, Л.Н. Лунно-солнечная приливная периодичность в линиях спектров временных вариаций высокочастотных микросейсм / Л.Н. Рыкунов, О.Б. Хаврошкин, В.В. Цыплаков // ДАН СССР. - 1980. - Т. 252. - № 3. - С. 577-580.

Рыкунов, Л.Н. Микросейсмь. Экспериментальные характеристики микровибраций грунта в диапазоне периодов 0.07-8 с / Л.Н. Рыкунов. - М.: Наука, 1967. - 86 с.

Рыкунов, Л.Н. Явление модуляции высокочастотных сейсмических шумов Земли. Открытия в СССР / Л.Н. Рыкунов, О.Б. Хаврошкин, В.В. Цыплаков. - М.: ВНИИПИ, 1984. - С. 14-18.

Садовский, М.А. Автомодельность геодинамических процессов / М.А. Садовский // Вест. АН СССР. - 1986. - № 8. - С. 3-11.

Садовский, М.А. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс / М.А. Садовский, Л.Г. Болховитинов, В.Ф. Писаренко. - М.: Наука, 1987. - 101 с.

Садовский, М.А. Естественная кусковатость горной породы / М.А. Садовский // ДАН СССР. - 1979. - Т. 274. - № 4. - С. 829 – 831.

Садовский, М.А. О значении и смысле дискретности в геофизике / М.А. Садовский // Дискретные свойства геофизической среды. - М.: Наука, 1989. - 174 с.

Садовский, М.А. Сейсмический процесс в блоковой среде / М.А. Садовский, В.Ф. Писаренко. - М.: Наука, 1991. - 96 с.

Салем, Р.Р. Теория двойного слоя / Р.Р. Салем. - М.: Физматлит, 2003. - 104 с.

Салтыков, В.А. Вариации приливной компоненты высокочастотного сейсмического шума в результате изменений напряженного состояния среды / В.А. Салтыков, В.И. Сеницын, В.Н. Чебров // Вулканология и сейсмология. - 1997. - № 4. - С. 73-83.

Салтыков, В.А. Параметры сейсмичности Камчатки в 2003г. / В.А. Салтыков, Н.М. Кравченко // Вестник КРАУНЦ. Серия наук о Земле. - 2004. - № 3. - С. 36-45.

Салтыков, В.А. Пат. 2105332 Российская Федерация. Способ контроля напряженного состояния земной коры для прогноза сильных землетрясений / В.А. Салтыков, В.И. Синицын, В.Н. Чебров. - № 94042027/25; заявл. 23.11.94; опубл. 20.02.1998, бюл. № 5.

Салтыков, В.А. Предвестники сильных землетрясений на Камчатке по данным мониторинга сейсмических шумов / В.А. Салтыков, Ю.А. Кугаенко, В.И. Синицын, В.Н. Чебров // Вулканология и сейсмология. - 2008. - № 2. - С. 110-124.

Сардаров, С.С. Теоретические и экспериментальные исследования взаимодействия механических фильтрационных и термических полей в земной коре: Автореф. дис. ...д-ра физ.-мат. наук / С.С. Сардаров. - М.: ИФЗ РАН, 1981. - 26 с.

Сильные камчатские землетрясения 2013 года / Под ред. В.Н. Чеброва. - Петропавловск-Камчатский: Холд. Комп. «Новая книга», 2014. – 252 с.

Справочник химика и технолога. Электродные процессы. Химическая кинетика и диффузия. Коллоидная химия. / под ред. С.А. Симановой. - СПб.: АНО НПО «Профессионал», 2004. - 838 с.

Светов, Б.С. Основы геоэлектрики / Б.С. Светов. М.: Издательство ЛКИ, 2008. - 656 с.

Сейсмоприемники пьезоэлектрические А16. Руководство по эксплуатации. ЗАО «Геоакустика», 2006. - 40 с.

Серебренников, М.Г. Выявление скрытых периодичностей / М.Г. Серебренников, А.А. Первозванский. - М.: Наука, 1965. - 244 с.

Сибиряков, Б.П. О природе возникновения акустической эмиссии при статическом нагружении песков / Б.П. Сибиряков, Б.А. Бобров // Физическая мезомеханика. – 2008. – Т. 11. - № 1. - С. 80-84.

Сидорин, А.Я. Предвестники землетрясений / А.Я. Сидорин. - М.: Наука, 1992. - 192 с.

Синдаловский, Л.Н. Справочник аналитических решений для интерпретации опытно – фильтрационных опробований / Л.Н. Синдаловский. - СПб.: Изд-во С.-Петербур. Ун – та, 2006. -769 с.

Соболев, Г.А. Механоэлектрические явления в Земле / Г.А. Соболев, В.М. Демин. - М.: Наука, 1980. - 215 с.

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

Ставрогин, А.Н. Прочность горных пород и устойчивость выработок на больших глубинах / А.Н. Ставрогин, А.Г. Протосеня. - М.: Недра, 1985. - 271 с.

Тарасов, Н.Т. Влияние сильных электромагнитных полей на скорость сейсмоструктурных деформаций / Н.Т. Тарасов // ДАН. - 2010. - Т.433. - № 5. - С.689-692.

Тарасов, Н.Т. Влияние электромагнитного облучения на деформационные процессы в коре, релаксация напряжений, их активный мониторинг / Н.Т. Тарасов, Н.В. Тарасова // Триггерные эффекты в геосистемах: материалы Всероссийского семинара-совещания. - М.: ГЕОС, 2010. - С. 136-144.

Тарасов, Н.Т. Воздействие мощных электромагнитных импульсов на сейсмичность Средней Азии и Казахстана / Н.Т. Тарасов, Н.В. Тарасова, А.А. Авагимов, В.А. Зейгарник // Вулканология и сейсмология. - 1999. - № 4-5. - С. 152-160.

Тарасов, Н.Т. Изменение физических свойств коры под влиянием сильных электромагнитных полей / Н.Т. Тарасов, Н.В. Тарасова, Ф.Т. Фроунд // Триггерные эффекты в геосистемах. - Тез. докл. 2-го Всероссийского семинара-совещания. - М.: ИДГ РАН, 2013. - С. 100-101.

Тарасов, Н.Т. Изменения сейсмичности коры при электрическом воздействии / Н.Т. Тарасов // ДАН. - 1997. - Т.353. - № 4. - С. 542-545.

Теребиж, В.Ю. Анализ временных рядов в астрофизике / В.Ю. Теребиж. - М.: Наука, 1992. - 392 с.

Тимашев, С.Ф. Интермиттанс в кинетике химических реакций в твердом теле / С.Ф. Тимашев // Журн. физ. химии. - 1992. - Т. 66. - № 3. - С. 846-850.

Тимашев, С.Ф. О природе фликкер-шума / С.Ф. Тимашев // Журн. физ. химии. - 1993. - Т. 67. - № 4. - С. 798-799.

Тимашев, С.Ф. О термофлуктуационной природе фликкер-шума в твердых телах / С. Ф. Тимашев // ДАН СССР. - 1984. - Т. 279. - С. 1407-1410.

Тимашев, С.Ф. Принципы фликкер-шумовой спектроскопии / С.Ф. Тимашев // Журн. физ. химии. - 1993. - Т. 67. - № 8. - С. 1755-1756.

Титов, К.В. Временные характеристики вызванной поляризации в водонасыщенных песках: теория и эксперименты / К.В. Титов, В.А. Тарасов // Геология и геофизика. - 2001. - Т. 42. - № 6. - С. 988-995.

Титов, К.В. Электрокинетические явления в горных породах и их применение в геоэлектрике: Дисс. докт. геол.-мин. наук: 25.00.10. / К.В. Титов. - СПб.: ВИРГ Рудгеофизика, 2003. - 198 с.

Троицкий, П.А. Исследование шумового отклика литосферы на землетрясения / П.А. Троицкий // Проблемы нелинейной сейсмологии. - М.: Наука, 1987. - С. 215-226.

Троянов, А.К. Лунно-солнечные приливные деформационные процессы и сейсмоакустическая эмиссия в объеме геосреды / А.К. Троянов, П.С. Мартышко, Б.П. Дьяконов и др. // ДАН. - 2011. - Т. 439. - № 1. - С. 110-113.

Тюпкин, Ю.С. Модулирование слабой сейсмичностью приливными деформациями перед сильными землетрясениями / Ю.С. Тюпкин // Вулканология и сейсмология. - 2002. - № 3. - С. 3-10.

Федотов, С.А. Энергетическая классификация курило-камчатских землетрясений и проблема магнитуд / С.А. Федотов. - М.: Наука, 1972. - 116 с.

Фридрихсберг, Д.А. Курс коллоидной химии / Д.А. Фридрихсберг. - Л.:Химия, 1974. - 352 с.

Хаврошкин, О.Б. Некоторые проблемы нелинейной сейсмологии / О.Б. Хаврошкин. - М.: ОИФЗ РАН, 1999. - 286 с.

Хайкин, С.Э. Физические основы механики / С.Э. Хайкин. - М.: Наука, 1971. - 752 с.

Хаткевич, Ю.М. Гидрогеохимические исследования на Камчатке в связи с поиском предвестников землетрясений / Ю.М. Хаткевич, Г.В. Рябинин // Вулканология и сейсмология. - 2006. - № 4. - С. 34-42.

Чебров, В.Н. Прогнозирование землетрясений на Камчатке. По материалам работы Камчатского филиала Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений, оценке сейсмической опасности и риска в 1998-2009 гг. / В.Н. Чебров, В.А. Салтыков, Ю.К. Серафимова. - М: Светоч Плюс, 2011. – 304 с.

Челидзе, Т.Л. Методы теории протекания в механике геоматериалов / Т.Л. Челидзе. М.: Наука, 1987. - 136 с.

Шатемиров Д.К. Особенности акустической эмиссии при релаксации горных пород / Д.К. Шатемиров, К.Т. Тилегенов // Вестник КРСУ. - 2006. – Т. 6. - № 7.

Шустер, Г. Детерминированный хаос / Г. Шустер. - М.: Мир, 1988. - 240 с.

Юрков, Е.Ф. О связи сейсмичности с фазами приливных волн / Е.Ф. Юрков, В.Г. Гиттис // Физика Земли. - 2005. - № 4. - С. 4-15.

Aoki, S. Tidal modulations of seismicity: an indicator of the stress state? / S. Aoki, M. Ohtake, H. Sato // The 29-th General Assembly of the (IASPEI) International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior. Abstracts. Aug. 18-28, 1997. Thessaloniki, Greece. - P. 347.

Bak, P. Earthquakes as a self-organized critical phenomenon / P. Bak, C. Tang, K. Winsenfeld // J. Geophys. Res. - 1989. - Vol. 94. - P. 15635-15637.

Bak, P. Self-organized criticality / P. Bak, C. Tang, K. Winsenfeld // Phys. Rev. A. - 1988. - Vol. 38. - P. 364-375.

Bak, P. Self-organized criticality: An explanation of 1/f noise / P. Bak, C. Tang, K. Winsenfeld // Phys. Rev. Lett. - 1987. - Vol. 59. - P. 381-384.

Bernamont, J. Fluctuations de potentiel aux bornes d'un conducteur métallique de faible volume parcouru par un courant / J. Bernamont // Ann. Phys. – 1937. - 71. -140

Bogomolov, L.M. Acoustic emission response of rocks to electric power action as seismic- electric effect manifestation / L.M. Bogomolov, P.V. Il'ichev, A.S. Zakupin et. al. // Annals of Geophysics. - 2004. - Vol. 47. - N. 1. - P. 65-72.

Buijs-Ballot, C.H.D. Les Changement Periodiques de Temperature / C.H.D Buijs-Ballot. - Utrecht, 1847.

Christensen, C.J. Spontaneous resistance fluctuations in carbon microphones and other granular resistances / C.J. Christensen, G.L. Pearson // - Bell Syst. Tech. -1936. J. 15 - P. 197-223

Conrad, G.T. Noise measurements of composition resistors / G.T. Conrad // - Trans. - IRE CP-4. -1955. - 61.

Davison, C. The annual and semi-annual seismic periods / C. Davison // Philosoph. Transact. 1893. - Vol. 184 A. - P. 1107-1169.

Davison, C. The diurnal periodicity of earthquakes / C. Davison // Phil. Magaz. - 1896. - Vol. 42. - P. 463-476.

Diakonov, B.P. Manifestation of Earth deformation processes by high-frequency seismic noise characteristics / B.P. Diakonov, B.S. Karryev, O.B. Khavroshkin et. al // Physics of the Earth and Planetary Interiors. - 1990. - Vol. 63. - № 3–4. - P. 151–162.

Douse, E. Short period seismic noise / E. Douse // Bull. Seismol. Soc. America. – 1967. – V. 57. - № 1.

Douse, E. Signal and noise in deep wells / E. Douse // Geophysics. – 1964. - 29. – N. 5.

Fitterman, D.V. Calculations of the self-potential anomalies near vertical contacts / D.V. Fitterman // Journal of geophysical research. - 1979. - Vol. 44. - N. 2. - P. 195-205.

Fitterman, D.V. Theory of electrokinetic-magnetic anomalies in a faulted half-space / D.V. Fitterman // Journal of geophysical research. - 1979. - Vol. 84. - B 11. - P. 6031-6040.

Fujinawa, Y. A study of anomalous underground electric field variations associated with a volcanic eruption / Y. Fujinawa, T. Kumagai, K. Takahashi // Geophys. Res. Lett. - 1992. - Vol. 19. - N. 1. - P. 9-12.

Fujinawa, Y. Anomalous subsurface vertical electric field changes in VLF and ULF bands by use of borehole antennas / Y. Fujinawa, K. Takahashi // Techn. Note Nat. Res. Inst. Earth Sci. and Disaster Prev. - 1993. - N. 157. - P. 109-117.

Fujinawa, Y. Anomalous VLF subsurface electric field changes preceding earthquakes / Y. Fujinawa, K. Takahashi // Techn. Note Nat. Res. Inst. Earth Sci. and Disaster Prev. - 1995. - N. 166. - P. 61-75.

Fujinawa, Y. Characteristics of casing-pipe antennas / Y. Fujinawa, K. Takahashi, I. Tomizawa // Techn. Note Nat. Res. Inst. Earth Sci. and Disaster Prev. - 1995. - N. 166. - P. 83-94.

Fujinawa, Y. Emission of electromagnetic radiation preceding the Ito seismic swarm of 1989 / Y. Fujinawa, K. Takahashi // Nature. - 1990. - Vol. 347. - N. 6291. - P. 376-378.

Gavrilov, V.A. Modulating impact of electromagnetic radiation on geoacoustic emission of rocks / V.A. Gavrilov, I.A. Panteleev, G.V. Ryabinin, Yu.V. Morozova // Russian journal of Earth sciences. - 2013. - Vol. 13. - ES1002. - DOI: 10.2205/2013ES000527.

Gavrilov, V.A. On the Mechanism of Variations in the Intensity of Geoacoustic Emission Caused under the Action of Audio-Frequency Electromagnetic Field / V.A. Gavrilov // Russian journal of Earth sciences. - 2014. - Vol. 14. - N. 2. - DOI: 10.2205/2014ES000541.

Gavrilov, V. Variations in geoacoustic emissions in a deep borehole and its correlation with seismicity / V. Gavrilov, L. Bogomolov, Yu. Morozova, A. Storcheus // Annals of Geophysics. - 2008. - Vol. 51. - N. 5/6. - P. 737-753.

Galperin, E.I. On the properties of short-period seismic noise / E.I. Galperin, N.V. Petersen, A.V. Sitnikov, L.P. Vinnik // Physics of The Earth and Planetary Interiors. - 1990. - Vol. 63. - N. 3-4. - P. 163-171.

Hill, D.P. Earthquake sounds generated by body wave ground motion / D.P. Hill, F.G. Fisher, K.M. Lahr, J.M. Coakley // Bull. Seismol. Soc. Amer. - 1976. - V. 66. - № 4. - P. 1159-1172.

Hirono, T. / T. Hirono, S. Shyehiro, M. Furuta, K. Koide // Pap. Meteorol. and Geophys. - 1961. - 20. - N. 2.

Japan Meteorological Agency [Электронный ресурс] // URL: <http://www.jma.go.jp> (дата обращения: 21.04.2016)

Jean, A.G. Calibration of loop antennas at VLF / A.G. Jean, H.E. Taggart, J.R. Wait // J. Res. NBS. Ser. D. - 1961. - Vol. 65. - N. 3. - P. 189-193.

Johnson, J.B. The Schottky effect in low frequency circuits / J.B. Johnson // Phys. Rev. – 1925. - 26. -71.

King, R.W.P. Antennas in matters: fundamentals, theory and applications / R.W.P. King, G.S. Smith. Cambridge, MA: MIT Press. - 1981. - 875 p.

Knott, C.G. The physics of earthquake phenomena / C.G. Knott. - Oxford: Clarendon Press, 1908. - 283 p.

Levin, F.K. Deep-hole geophone studies / F.K. Levin, R.D. Lyna // Geophysics. – 1958. – 23. - N. 4.

Mavko, G.M. / G.M. Mavko, A. Nur // J. Geophys. Res. - 1978. - Vol. 59. - N. B9. - P. 4459-4468.

Mizutani, H. A new interpretation of magnetic field variation associated with the Matsushiro earthquakes / H. Mizutani, T. Ishido // Journal of geomagnetism and geoelectricity. - 1976. - Vol. 28. - P. 179-188.

Mjachkin, V.I. Two models for earthquake forerunners / V.I. Mjachkin, W.F. Brace, G.A. Sobolev, J.H. Dieterich // Pageoph. – Basel. – 1975. - Vol. 113.

Morrow, C. Electrical resistivity changes in tuffs due to stress / C. Morrow, W.F. Brace // J. Geophys. Res. - 1981. – V 86. - N B4. - P. 2929–2934.

Ostrovsky, L.A. Dynamic nonlinear elasticity in geomaterials (review). / L.A. Ostrovsky, P.A. Johnson // Rivista del Nuovo Cimento. - 2001. - Vol. 24. - N. 7. - P. 1-46.

Panteleev, I.A. Implications of electrokinetic processes for the intensity of geoacoustic emission in the time vicinity of a tectonic earthquake: A theoretical study / I.A. Panteleev, V.A. Gavrilov // Russian Journal of Earth Sciences. - 2015. - Vol. 15. - N. 4.

Rastogi, R.P. Nonequilibrium Thermodynamics of Electrokinetic Phenomena / R.P. Rastogi, R.C. Srivastava // Chemical Reviews. - 1993. - Vol. 93. - N. 6. - P. 1945-1987.

Revil, A. Theory of ionic surface electrical conduction in porous media / A. Revil, A., P. Glover // *Physical Review B: Condensed Matter and Materials Physics*. 1997. V. 55. P.1757–1773. doi: 10.1103/PhysRevB.55.1757.

Ryabinin, G.V. Cross-Correlation Earthquake Precursors in the Hydrogeochemical and Geoacoustic Signals for the Kamchatka Peninsula / G.V. Ryabinin, Yu.S. Polyakov, V.A. Gavrilov, S.F. Timashev // *Acta Geophysica*. - 2012. - Vol. 60. - N. 3. - P. 874-893.

Ryabinin, G.V. Identification of earthquake precursors in the hydrogeochemical and geoacoustic data for the Kamchatka peninsula by flicker-noise spectroscopy / G.V. Ryabinin, Yu.S. Polyakov, V.A. Gavrilov, S.F. Timashev // *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* - 2011. - N. 11. - P. 541–548

Rydelek, P.A. On tidal triggering of earthquakes at Campi Flegrei, Italy / P. A. Rydelek, I. S. Sacks, R. Scarpa // *Geophys. Journ. Inter.* - 1992. - Vol. 109. - P. 125-137.

Schuster, A. On lunar and solar periodicities of earthquakes / A. Schuster // *Proc. Roy. Soc. London*. - 1897. - Vol. 61. - P. 455-465.

Shimshoni, M. Evidence for higher seismic activity during the night / M. Shimshoni // *Geophys. Journ. Res. Astr. Soc.* - 1971. - Vol. 24. - P. 97-99.

Takahashi, K. An anomalous electric field variation associated with the seismic swarm (1) – underground electric field observation at Hodaka station (1993 - 1999) / K Takahashi, Y. Fujinawa, T. Matsumoto et. al // *Techn. Note Nat. Res. Inst. Earth Sci. and Disaster Prev.* - 2000. - N. 204. - P. 1-45.

Tsuruoka, H. Statistical test of the tidal triggering of earthquakes: contribution of the ocean tide loading effect / H. Tsuruoka, M. Ohtake, H. Sato // *Geophys. J. Inter.* - 1995. - Vol. 122. - P. 183-194.

Vidale, J.E. Absence of earthquake correlation with Earth tide: An indication of high preseismic fault stress rate / J.E. Vidale, D.C. Agnew, M.J.S. Johnston, D.H. Oppenheimer // *J. of Geoph. Res. Solid Earth*. - 1998. - Vol. 103. - N. 10. - P. 24567-24572.

Yamazaki, Y. Electrical conductivity of strained rocks (2nd paper). Further experiments on sedimentary rocks // Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo. - 1966. - V. 44. - P. 1553–1570.

Yamazaki, Y. Tectonoelectricity // Geophys. Surveys. - 1977. - N 3. - P. 123–142.

Zaitsev, V.Yu. A model of anomalous acoustic nonlinearity of microinhomogeneous media / V.Yu. Zaitsev // Acoust. Lett. - 1996. - V. 19. - № 9. - P. 171-176.

Zaitsev, V. Elastic moduli and dissipative properties of microinhomogeneous solids with isotropically oriented defects / V. Zaitsev // Acta Acustica – Acustica. - 2000. - Vol. 86. - N. 2. - P. 216 -228.