

ФГБУН ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ
ДАГЕСТАНСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи



ИДАРМАЧЕВ ИБРАГИМ ШАМИЛЬЕВИЧ

ВАРИАЦИИ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ГОРНЫХ ПОРОД В РАЙОНЕ
ПЛОТИНЫ ЧИРКЕЙСКОЙ ГЭС, СВЯЗАННЫЕ С ГЕОДИНАМИЧЕСКИМИ И
СЕЙСМИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ

Специальность: 25.00.10. – Геофизика, геофизические методы поисков полезных
ископаемых

Диссертация на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук

Махачкала – 2017

СОДЕРЖАНИЕ

Введение.....	4
ГЛАВА 1. ИЗУЧЕННОСТЬ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ИХ ДЕФОРМИРОВАНИИ.....	14
1.1. Изменение электрического сопротивления горных пород при их деформировании и предвестники землетрясений	14
1.1.1. Исследование электрических свойств горных пород в лабораторных условиях.....	14
1.1.2. Основные результаты дипольного зондирования в сейсмоактивных районах.....	16
1.1.3. Результаты, полученные в сейсмоактивных районах малоглубинными установками электрического зондирования	20
1.2. Изученность вопроса возникновения ЭДС под воздействием сейсмотектонических процессов	21
1.2.1. Изучение электротеллурических полей в сейсмоактивных районах.....	24
ГЛАВА 2. СВЕДЕНИЯ О РАЙОНЕ ЧИРКЕЙСКОЙ ГЭС	30
2.1. Геология, тектоника и сейсмичность	30
2.2. Геоэлектрические и геомагнитные наблюдения	34
2.3. Пьезометрические исследования в скважине, расположенной около плотины ГЭС	37
ГЛАВА 3. ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ	41
3.1. Сведения о пункте наблюдений	42
3.2. Методика геоэлектрических исследований.....	47
3.3. Аппаратура, используемая для измерений электрических параметров горных пород	51
3.4. Анализ влияния сезонных факторов на кажущееся сопротивление пород в скважине	58
3.4.1. Оценка влияния метеофакторов	59
3.4.2. Оценка влияния температуры и давления атмосферы на кажущееся сопротивление	66
3.4.3. Оценка влияния осадков на кажущееся сопротивление	93
3.4.4. Оценка влияния температуры воды в скважине на кажущееся сопротивление	98
3.4.5. Оценка связи между уровнем водохранилища и кажущимся сопротивлением	105

3.4.6. Оценка связи между напряженностью естественного электрического поля в скважине и уровнем водохранилища, с кажущимся сопротивлением.	117
ГЛАВА 4. ИССЛЕДОВАНИЕ СВЯЗИ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ С СЕЙСМИЧНОСТЬЮ РАЙОНА	127
4.1. Исследование связи несезонных вариаций кажущегося сопротивления пород с локальными сейсмическими событиями.....	127
4.2. Исследование связи естественного электрического поля в скважине с сейсмическими событиями	139
Заключение	143
Литература	146
Приложение	158

ВВЕДЕНИЕ

В прошлом столетии в СССР, Китае, Японии, США и других странах проводились целенаправленные наблюдения в области прогноза и механизма землетрясений, в том числе, вызванных техногенной деятельностью человека. С этой целью в сейсмоактивных районах проводились наблюдения за различными параметрами земной коры:

- деформацией и наклонов;
- уровнем воды в скважинах, колодцах, дебитом нефтяных скважин;
- электрическим сопротивлением горных пород, естественными электрическими земными токами, напряженностью магнитного поля;
- содержанием различных химических компонентов в воде, газах.

На их основе авторами [Zhang, Zheng et al., 1994; Xue, Xin et al., 1994] и другими были выявлены новые особенности проявления предвестников землетрясений, например, мозаичность распределения различных аномалий по площади, проявление их на большом удалении от области очага землетрясения [Соболев, Пономарев, 2003].

Однако, несмотря на то, что в настоящее время накоплено большое количество данных о предвестниках землетрясений различной природы, проблема прогноза сильных землетрясений остается нерешенной. Подтверждением тому является землетрясение, которое произошло 11 марта 2011 г. в Японии, получившее название «Великое Японское землетрясение». Несмотря на сложность проблемы прогноза землетрясений, результаты, полученные в XXI веке нашими учеными в области исследования предвестников сильных землетрясений, вселяют определенные надежды на то, что землетрясения такого масштаба, как Суматра-Андаманское 24.12.2004 г., Великое Японское 11.03.2011 г. будут своевременно предсказаны. Определенные надежды в этом плане возлагаются на алгоритм обработки сейсмических данных RTL (где R- эпицентральное расстояние, T- длительность времени между последовательными землетрясениями, L- расстояния между эпицентрами землетрясения), в котором учитываются число, размеры и временная связь между последовательным накоплением сейсмических событий, нормированных по площади [Соболев, Тюпкин, 1996; 1998; Соболев, Завьялов, 1980; Завьялов, 1986; Завьялов, Никитин, 1999; Соболев, Пономарев, 2003]. Алгоритм был апробирован в районах сильных землетрясений Камчатки и Японии. Достоинством данного алгоритма является то, что позволяет обнаружить процесс сейсмического затишья перед сильным землетрясением.

Другой тип предвестника сильного землетрясения был выявлен А.А. Любушиным [Любушин, Соболев, 2006; Любушин, 2009, 2011; Любушин, 2013]. Оказалось, что характер микросейсм в земной коре в диапазоне периодов 5-500 с, вызванный процессами в атмосфере и океане, меняется перед сильными землетрясениями. Например, аномалия микросейсм была выявлена для эпицентральной области задолго до Великого Японского землетрясения 11 марта 2011 г.

Основным препятствием определения времени землетрясения является возможность триггерного запуска сильного землетрясения от удаленных землетрясений или разрядки упругих напряжений в виде криповой подвижки по разлому и других причин, происходящих на больших глубинах Земли.

Сложность исследований по прогнозу сильных землетрясений заключается еще и в том, что они, каждый раз, происходят в новых местах и проявляются по разному как по глубине залегания очага, так и по его механизму. Один из таких странных механизмов очага был зафиксирован в Калифорнии, когда в 2006 г. в центре сейсмопрогностического полигона произошло землетрясение с $M=6.2$, но никаких аномалий электрических, магнитных, деформационных полей не было зафиксировано [Park, 2006].

Накопление данных по предвестникам землетрясений не приводит к улучшению состояния проблемы прогноза землетрясения в силу различных причин: многообразия проявления предвестников, недостаточного понимания процесса подготовки землетрясения, плотности измерительной сети, отсутствия стандартной специальной аппаратуры для наблюдений и др.

Определенные надежды в области определения механизма подготовки землетрясения возлагаются на натурные геофизические наблюдения в районах крупных водохранилищ, которые расположены в сейсмоактивных областях. Например, проведенные ранее эксперименты на Чиркейском водохранилище на Кавказе методом дипольного зондирования [Идармачев, Черкашин и др., 2012; Идармачев, Арефьев, 2009] показали, что в отдельные периоды происходит раскрытие трещинных зон в земной коре. Механизм данного явления пока остается невыясненным до конца.

Настоящая работа является продолжением исследований в районе Чиркейского водохранилища по изучению электрических параметров горных пород, но отличается тем, что используются данные, полученные в скважине, расположенной на правом берегу водохранилища всего на расстоянии 300 м от плотины ГЭС высотой 235 м.

Результаты анализа данной работы показали, что сезонные изменения уровня водохранилища на 38-40 м оказывают негативное воздействие на скальные породы

расположенные в береговой зоне, нарушая ее экологию. Особую актуальность приобретает проблема безопасности ГЭС, связанная не только с состоянием плотины, но и скальных массивов в ее бортах, так, например, в 1991 г. в районе плотины Чиркейской ГЭС произошло обрушение скального массива объемом до 5000 м³, который надолго перекрыл дорогу, ведущую к машинному залу. В 1975 г. экологическая катастрофа произошла в Китае из-за разрушения плотины в период обильных паводков рек. В 2005 г. прорвало плотину в Пакистане. Далее следует целый список аварий в мире. Последняя авария из этого списка произошла в феврале 2017 г. в США.

В настоящее время большое внимание генерирующие компании России уделяют проблеме автоматизации контрольно-измерительной аппаратуры на крупных плотинах ГЭС различного вида мониторинга, например, вибромониторинга турбин, сейсмологического и инженерно-сейсмометрического воздействия [Рогожин, Капустян и др. 2016].

На состояние плотины и окружающие ее массивы пород оказывает воздействие также сезонные изменения уровня водохранилища. В этом плане большой интерес представляют прямые измерения вертикальной деформации пород в основании плотины Саяно-Шушинской ГЭС. Было обнаружено, что с повышением уровня воды в водохранилище подстилающий массив расширяется в объеме, а снижение уровня приводило к сжатию пород. Такого рода периодические деформации пород способствуют снижению их прочности, усилению фильтрации в обход плотины. Особую опасность такие процессы могут представлять для массивов, расположенных в бортах плотины. Поэтому возникла необходимость поиска новых надежных методов контроля геодинамических, фильтрационных процессов в районах ГЭС.

Актуальность

Связь землетрясений с заполнением крупных водохранилищ в различных частях мира вызвала интерес не только в научном мире, но и серьезную озабоченность правительств СССР, Китая, Индии, США и др. [Rothe, 1970]. В СССР, проблема возникновения землетрясений в районах, где были построены крупные ГЭС, была определена как приоритетная [Николаев, 1977]. Были начаты исследования с целью выяснения механизма землетрясений на всех крупных ГЭС Сибири, Кавказа и Средней Азии. На Нурекской ГЭС в Таджикистане исследования проводились совместно с США [Симпсон, Соболева, 1976]. При Межведомственном совете по сейсмологии и

сейсмостойкому строительству была организована рабочая группа по изучению влияния деятельности человека на сейсмический режим.

В настоящее время внимание исследователей различных стран к проблеме сейсмичности в районах крупных водохранилищ не ослабевает. В этом позволяют убедиться последние публикации ученых Индии и России [Смирнов, Chadha и др, 2013; Адушкин, Турунтаев, 2005; Мирзоев, Николаев и др. 2013; Марчук, 2010; Николаев и др., 2008; Негматуллаев и др., 2013].

Актуальность исследования такого рода явлений заключается еще и в том, что они должны способствовать лучшему пониманию механизма землетрясений в целом, так как процессы заполнения крупного водохранилища, сезонного колебания уровня воды представляют собой грандиозный эксперимент искусственного воздействия на земную кору.

Цель работы

Целью диссертационной работы является решение фундаментальной проблемы экологической безопасности окружающей среды в районах крупных водохранилищ, расположенных в сейсмоактивных областях. Конкретной фундаментальной задачей в рамках данной проблемы является определение механизмов воздействия водохранилища на окружающую среду, в результате которых возникают землетрясения. В настоящее время рассматриваются два механизма воздействия: 1– рост упругих напряжений под влиянием нагрузки водохранилища; 2– рост порового давления в подстилающих породах, которое приводит к уменьшению силы трения между блоками земной коры.

В районе Чиркейской ГЭС были обнаружены вариации кажущегося сопротивления пород в скважине, совпадающие с сезонным изменением уровня воды в водохранилище. Предполагается, что они могут быть обусловлены деформацией прогибания дна водохранилища. Если это так, то получается, что сезонные изменения веса водохранилища, связанные с периодами паводка рек в летний сезон и разгрузки его в зимний период, оказывают активное воздействие на земную кору. Можно ожидать, что длительное такое воздействие со стороны водохранилища может спровоцировать сильное землетрясение в районе. Так, например, в районе Чиркейского водохранилища высокий уровень сейсмической активности сохранялся в течение 12 лет после начала его заполнения. Сильное землетрясение с магнитудой 5.6 произошло в районе водохранилища в 1999 г., спустя 24 года после начала его заполнения. Однако гипотеза сезонного воздействия водохранилища требует своего подтверждения. Для

этого надо убедиться в том, что обнаруженные вариации электрических параметров пород в скважинах, расположенных возле правого борта плотины Чиркейской ГЭС, связаны с сезонными изменениями уровня воды в водохранилище, а не с другими факторами, которые также имеют сезонный ход.

Целями диссертационных исследований являются:

1. Создание физически обоснованной модели влияния сезонных колебаний уровня воды в водохранилище на окружающую среду на примере Чиркейского водохранилища.
2. Исследование геодинамических процессов в горных массивах, прилегающих к плотине ГЭС.
3. Обоснование нового метода наблюдений за электрическими параметрами горных пород в скважине для оценки развития опасных геологических процессов вблизи ГЭС.

Защищаемые положения:

1. Достоверная оценка влияния сезонных факторов на результаты режимных измерений кажущегося сопротивления пород в скважине, расположенной в зоне активного воздействия крупного водохранилища.
2. Закономерности техногенного влияния сезонного изменения уровня воды в водохранилище на электрические параметры горных пород, расположенных в зоне обходной фильтрации плотины ГЭС
3. Методология и аппаратный комплекс для долговременных режимных наблюдений за электрическими параметрами горных пород в скважине, повышающий точность оценки развития опасных геологических процессов в районах крупных ГЭС.

Научная новизна:

1. На основе анализа длительных рядов метеорологических, гидрологических, термометрических, сейсмологических и электрометрических данных с помощью программы обработки WinABD развит метод наблюдений за геодинамическими процессами в районах крупных ГЭС.

Комплексная методика наблюдений включает в себя:

- выбор места и способа размещения системы электродов и датчиков для комплексного мониторинга геодинамических явлений в опорном блоке пород плотины Чиркейской ГЭС;
 - создание измерительного комплекса, работающего в непрерывном режиме в течение многих лет, и обеспечивающего получение, накопление и обработку поступающих данных;
 - разработку алгоритмов и методики обработки получаемых данных для изучения явлений и процессов в контролируемом блоке пород.
2. С помощью программы обработки длительных временных рядов WinABD установлен факт влияния сезонного изменения уровня водохранилища на электрические параметры пород в скважине в зоне обходной фильтрации плотины Чиркейской ГЭС.
 3. Установлено, что метеофакторы, температура воды в скважине и минерализация воды в водохранилище, имеющие сезонный ход не оказывают заметного влияния на кажущееся сопротивление пород в скважине.
 4. Сейсмические события под водохранилищем и сильные землетрясения в районе Чиркейской ГЭС приводят к нарушению сезонного хода кажущегося сопротивления, которое проявляется в его уменьшении в результате изменения состояния системы трещин в массиве. Процесс уменьшения сопротивления связан с увеличением трещинного объема породы и заполнением его водой, удельное сопротивление которой на порядок ниже, чем у породы.

Практическая значимость работы

Результаты диссертационной работы позволяют рекомендовать методику и аппаратуру для непрерывных измерений электрических характеристик горных пород в скважине для проведения длительных наблюдений за геодинамическими процессами, происходящими в районах плотин крупных ГЭС с целью оценки техногенного воздействия водохранилища.

Получены данные о том, что близкие сильные землетрясения оказывают негативное воздействие на массивы горных пород, расположенных в бортах плотины ГЭС, например, приводят к длительным деформациям в массиве. Процесс деформации пород

сопровождается уменьшением кажущегося сопротивления. В одном случае после сильного близкого землетрясения амплитуда аномального уменьшения кажущегося сопротивления составило 29%. Такого порядка вариации кажущегося сопротивления породы являются характерными для деформаций близких к разрушающим. Несмотря на то, что такие аномальные эффекты были зарегистрированы в небольшом объеме пород в скважине, эти данные могут служить основанием для организации непрерывного контроля за состоянием больших массивов в бортах плотины ГЭС всеми возможными методами геофизического контроля, в том числе и электрометрическими.

Район расположения Сулакского каскада ГЭС, состоящего из Чиркейской, Миатлинской и Кизилюртовской, находятся в самой сейсмоопасной зоне Кавказа, в непосредственной близости от которой в течение последних 43 лет произошли четыре сильных землетрясения. Поэтому результаты, полученные в работе, могут быть применены на Миатлинской, Чирюртовской ГЭС для организации наблюдений за электрическими параметрами в едином комплексе геофизических, геодезических и гидрологических наблюдений.

Фактический материал

В основу работы положены результаты геофизических наблюдений в двух скважинах, расположенных в районе плотины Чиркейской ГЭС, полученные Институтом геологии Дагестанского НЦ РАН и Дагестанским филиалом Единой геофизической службы РАН, за период 2010-2015 гг. Также для анализа использовались данные службы наблюдения дирекции Чиркейской ГЭС и Дагестанского метеорологического центра. В работе использовались данные измерений разности потенциалов на приемном диполе установки электрического зондирования, рассчитанные по методике автора, за период с 2012 г по 2015 г. Для повышения точности измерения разности потенциалов электроды были усовершенствованы с тем, чтобы снизить поляризационные эффекты, возникающие при контакте воды с металлом. Проработаны также данные из источников, указанных в библиографии диссертации числом 160 наименований.

Апробация работы и публикации

Результаты исследований докладывались:

1. Международная научная конференция, «Вопросы образования и науки в XXI веке». Часть 5. Министерство образования и науки РФ. Тамбов XV. 29 апреля 2013 г.
2. VIII Международная сейсмологическая школа, «Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Геленджик», 16-20 сентября 2013 г.
3. Уральская молодежная научная школа по геофизике. Екатеринбург. Ин-т геофизики УрОРАН. 24-29 марта 2014 г.
4. IV Международная научно-практическая конференция, «Опасные природные и техногенные геологические процессы на горных и предгорных территориях Северного Кавказа», г. Владикавказ, 22-24 сентября 2014 г.
5. Международная научно-практическая конференция, «Почвы аридных территорий и проблемы охраны их биологического разнообразия», г. Махачкала, 27-29 мая 2014 г.
6. X Международная сейсмологическая школа, «Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных». г. Новханы, Азербайджан, 14-18 сентября. Обнинск. 2015 г..
7. XI Международная сейсмологическая школа, «Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных». Чолпон-Ата, Кыргызстан, 11-17 сентября. Обнинск. 2015 г..
8. 17-я Международная конференция «Физико-химические и петрофизические исследования о науках о Земле». Москва, ИФЗ РАН 26-30 сентября 2016 г.

Объем и структура работы

Диссертационная работа состоит из введения, 4 глав, заключения, списка литературы и приложения. Общий объем диссертации составляет 168 страниц, включая 100 рисунков, 7 таблиц, 160 библиографических источников и 3 приложений.

Личный вклад автора:

- создание базы данных: метеорологических показателей, уровней воды в водохранилище и скважинах, расположенных возле плотины ГЭС, температуры воды, кажущегося сопротивления пород и электрического поля в скважинах, каталога землетрясений, происшедших в радиусе до 100 км от плотины. Было сделано дополнение недостающих метеоданных для района расположения ГЭС, с использованием данных ближайшей метеостанции «Буйнакск». Для решения этой задачи были построены модели взаимозависимости метеостанций в двух этих пунктах. Для пролонгации рядов была выбрана модель линейной связи, как наиболее оптимальная;

- в 2012 г. параллельно с кажущимся сопротивлением были начаты измерения вертикальной компоненты напряженности электрического поля по новой методике, позволяющей получать данные поля при работающем генераторе установки электрического зондирования;

- проведено исследование влияния осадков, температуры и давления атмосферы на кажущееся сопротивление пород;

- проведено исследование влияния сезонного температурного режима воды в скважине на кажущееся сопротивление пород;

- проведены режимные наблюдения за электропроводностью воды в водохранилище в паводковый период для определения режима минерализации;

- исследовано влияние сезонного изменения уровня воды в водохранилище на электрические параметры пород. Полученные данные позволяют выдвигать физически обоснованную модель влияния сезонных колебаний уровня водохранилища на окружающую среду.

- исследована связь электрических параметров пород в скважине с сейсмичностью района.

- работа с каталогом землетрясений, расчет деформаций;

- участие в полевых работах;

- проведение периодических профилактических и контрольно измерительных работ по обеспечению бесперебойной работы установки электрического зондирования в районе плотины Чиркейской ГЭС.

Благодарности

Автор глубоко признателен научному руководителю д. т. н., профессору Абдулаеву Ш.-С.О., директору Института геологии Дагестанского ИЦ РАН д.г.-м.н. Черкашину В.И., ведущему инженеру лаборатории экспериментальных исследований геодинамических процессов Мусаеву М.А. за оказанную помощь в процессе выполнения диссертационной работы. Особую признательность выражаю в.н.с. Института физики Земли к.ф.-м.н. Дещеревскому А.В. за неоценимую помощь, оказанную при обработке временных рядов и предоставленную программу WinABD.

ГЛАВА 1. ИЗУЧЕННОСТЬ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ИХ ДЕФОРМИРОВАНИИ

1.1. Изменение электрического сопротивления горных пород при их деформировании и предвестники землетрясений

1.1.1. Исследование электрических свойств горных пород в лабораторных условиях

Закономерности изменения электрического сопротивления горных пород в различных термодинамических условиях исследовались рядом авторов [Авчян, 1972; Добрынин, 1965; Волароич, 1962; Пархоменко, 1965; 1977; Brace and Orange, 1968]. Было установлено, что электрическое сопротивление горных пород зависит не только от всестороннего сжатия, температуры, но и от степени насыщения их водой. Коэффициент тензочувствительности горных пород также имеет сильную зависимость от количества поровой воды [Morrow, Brace, 1981], при этом величина его может достигать для различных пород 10^3 - 10^5 . Особенно высокой тензочувствительностью обладают горные породы в диапазоне малых деформаций $\Delta\varepsilon/\varepsilon \leq 10^{-4}$. Если принять, что при деформации $\Delta\varepsilon/\varepsilon = 10^{-3}$ в породе начинают образовываться микротрещины, которые в конечном итоге приводят к ее разрушению, то можно допустить, что высокая тензочувствительность обеспечивается за счет изменения извилистости поровых каналов, которые меняют длины проводников между порами. Открытие трещин приводит к уменьшению сопротивления породы, а их залечивание – повышению сопротивления. Опыты, проведенные [Челидзе, Авалианы, 1989] по деформированию различного рода искусственных порошков из графита и кварцевого песка показали возможность резкого повышения коэффициента тензочувствительности (К) до 10^4 - 10^5

$$K = (\Delta R/R) / (\Delta\varepsilon/\varepsilon),$$

где $\Delta R/R$ – относительное изменение электрического сопротивления образца из искусственного порошка; $\Delta\varepsilon/\varepsilon$ – относительное изменение деформации образца.

В естественных условиях также наблюдается эффект высокой тензочувствительности осадочных горных пород, так например, А.А. Авагимовым [1991] была обнаружена сверхвысокая тензочувствительность пород в разломной зоне на Ашхабадском сейсмопрогностическом полигоне, достигающая 10^6 .

Приведенные примеры показывают, что электрическое сопротивление может играть роль природного усилителя малых деформаций пород, что делает его

привлекательным для исследования предвестников землетрясений и различного рода деформационных процессов в земной коре.

Впервые в нашей стране опыты на больших образцах пород начали проводить авторы работ [Пономарев, 1987; Соболев, Кольцов, 1981] с целью моделирования землетрясений, а в США [Brace, Orange, 1968; Morrow, Brace, 1981]. Г.А. Соболевым [Соболев, Пономарев, 2003] впервые проводились опыты на водонасыщенных больших образцах из мрамора и известняка при одноосном сжатии. Для измерений кажущегося сопротивления образца использовались три группы электродов, которые были закреплены как на гранях, так и внутри блока. Каждая группа состояла из четырехэлектродной установки «Венера» различной ориентации относительно оси нагружения. Наибольшие изменения произошли в центре образца. С увеличением нагрузки сжатия образца на 45 МПа кажущееся сопротивление уменьшалось на 50% в результате улучшения контакта между зернами горной породы. Был выявлен предвестник разрушения образца в виде бухтообразной аномалии кажущегося сопротивления величиной 5-7%. Механизм предвестника связывается с развитием в образце горной породы трещин. Вариации кажущегося сопротивления в зоне разрушения блока известняка оказались намного больше, чем для блока мрамора, при этом процесс акустической эмиссии, связанный с возникновением трещин сопровождался увеличением кажущегося сопротивления на 30%.

На образце из бетона также были зарегистрированы вариации кажущегося сопротивления различного знака в зависимости от расположения измерительных электродов по отношению к трещинам. На электродах, расположенных по направлению трассы магистрального разрыва образца, наблюдалось бухтообразное уменьшение кажущегося сопротивления на 5%, а на электродах, расположенных перпендикулярно к разрыву, кажущееся сопротивление увеличилось на 5-10%.

Результаты опытов [Соболев, Пономарев, 2003; Пономарев и др., 1989] позволили выявить ряд важных признаков предвестников разрушения образцов:

- выделение устойчивой повторяющейся картины вариации электросопротивления в области подготовки макроразрушения;
- выделены две фазы изменения – в начале уменьшение сопротивления, соответствующее упругому режиму деформации, а затем быстрый рост, характеризующий образование трещин. Образование систем сдвиговых трещин приводит к прогрессирующему нарушению токопроводящей структуры и быстрому росту сопротивления;

- начало ускоряющего роста электросопротивления, измеренного непосредственно в ослабленной трещинами зоне, всегда опережает момент достижения максимальной нагрузки на образец, что является надежным признаком начала формирования внутреннего макроразрыва;

1.1.2. Основные результаты дипольного зондирования в сейсмоактивных районах

После пионерских работ О.М. Барсукова [Барсуков, 1970] по дипольному зондированию на Гармском геофизическом полигоне во многих сейсмоактивных районах в бывшем СССР были начаты наблюдения за электрическим сопротивлением земной коры. Наиболее грандиозные по масштабу наблюдения велись на полигонах ИФЗ и ИВТ АН СССР в республиках Таджикистан и Киргизия. Для создания в земной коре искусственных электромагнитных полей использовались МГД-генераторы с мощностью до 10 МВт [Велихов, Волков, 1981], при этом глубина зондирования составляла 10-20 км.

В ИВТАН была создана силовая установка с регулируемым выходным напряжением ЗИС-630 мощностью 600 кВт, которая использовала промышленную электроэнергию. Число приемных станций достигало 32, из которых 6 являлись базовыми. Максимальное удаление станций от питающего диполя составляло 60 км.

Анализ результатов работ по дипольному зондированию в различных сейсмоактивных районах [Барсуков, Сорокин, 1973; Нерсесов, Сидорин и др., 1979; Вольхин, Брагин и др., 1993; Mazzella, Morrison et al., 1974; Morisson, 1979; Авагимов, Атаев и др., 1984; Avagimov, Ataev, 1994] позволяет сделать следующие выводы:

- аномалии кажущегося сопротивления перед землетрясением достигают величин 30% и более;
- в основном наблюдается уменьшение кажущегося сопротивления;
- землетрясение совпадает с периодом максимального изменения кажущегося сопротивления;
- амплитуда аномалий повышается с увеличением глубины зондирования;
- аномалии не имеют связи с метеофакторами;
- аномалии, совпадающие с сильными землетрясениями в радиусе действия дипольной установки, обусловлены процессами деформации земной коры в области подготовки очага землетрясения;

- получены зависимости между энергетическим классом (К), магнитудой землетрясения (М), эпицентральной дистанцией (R) и длительностью аномалии (t) в следующем виде: $\lg R = 0.26K - 1.46$; $\lg t = 0.24K - 1.37$ [Avagimov, Ataev, 1994];

- на Гармском полигоне получены зависимости R и t от магнитуды землетрясения M для долгосрочных ($\lg R \cdot t = 0.69M - 0.33$) и краткосрочных ($\lg R \cdot t = 0.48M - 1.88$) аномалий кажущегося сопротивления [Сидорин, 1979].

Для случаев, когда очаги повторных толчков Газлийского землетрясения располагались за пределами действия дипольной установки, были зарегистрированы краткосрочные аномалии кажущегося сопротивления с амплитудами 20-57%, которые начинались за 4-12 часов до толчка [Электрические..., 1989].

Дипольные установки использовались также для наблюдения за изменением кажущегося сопротивления в районах крупных водохранилищ, расположенных в сейсмоактивных областях, с целью изучения механизма возбужденных землетрясений. Впервые такие работы начались в 1975 г. в Узбекистане на Чарвакском водохранилище, район расположения которого относится к восьми балльной зоне сотрясения [Махкамджанов, Барсуков и др., 1986]. Заполнение водохранилища началось в 1972 г. и достигло максимума в 1977 г. Максимальный объем водохранилища составляет $2 \cdot 10^9$ м³.

В 1975 г. сезонное изменение уровня водохранилища составило 35 м. В период подъема уровня воды величины кажущихся сопротивлений уменьшались на 9-10% (см. рис. 1.1), а после достижения уровня водохранилища максимума скачком увеличивались на 28-30%.

В 1978 г. увеличение уровня водохранилища с мая по июль составило 57 м. Данному периоду соответствует резкое снижение кажущегося сопротивления на 6%, а затем после достижения уровня своего максимума сопротивление так же резко возрастает с середины июля до середины сентября. В период понижения уровня водохранилища уже с меньшей амплитудой (7 м) наблюдается уменьшение кажущегося сопротивления на 2%. Для других годов, 1981-1983 гг., характер связи между изменением уровня водохранилища и кажущегося сопротивления усложняется.

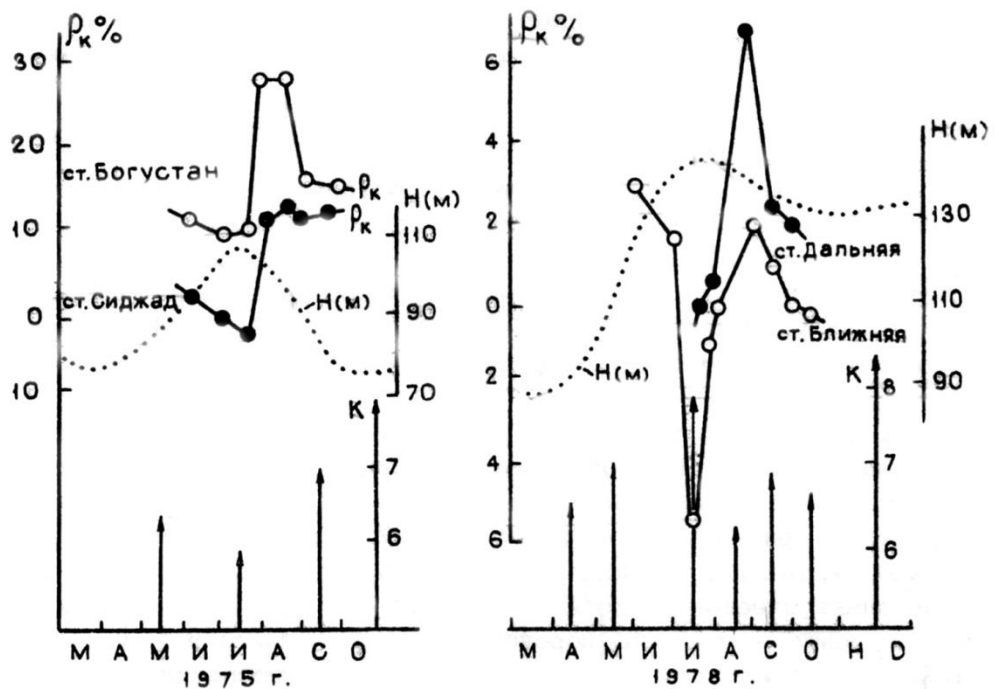


Рис. 1.1. Графики кажущихся сопротивлений в районе Чарвакской ГЭС в период сезонного изменения уровня воды в водохранилище [Махкамджанов, Барсуков и др., 1986]

На графиках, приведенных на рис. 1.1, на наш взгляд интересным является то, что при достижении максимального уровня водохранилища кажущиеся сопротивления увеличиваются скачком. Данный факт показывает, что нагрузка водохранилища оказывает динамическое воздействие на напряженно-деформированное состояние массива горных пород в районе водохранилища. Величины разносов используемых дипольных установок, которые составляют 4 и 10 км, позволяют приблизительно оценить глубину зондирования данными установками. Если считать, что глубина зондирования составляет 1/3 часть разноса дипольной установки, то тогда для разносов 4 и 10 км эти глубины должны быть равны 1.3 и 3.3 км. На таких глубинах для фильтрации воды из водохранилища необходимо время, определяемое годами. Так, например, длительные наблюдения в районе Чиркейской ГЭС [Идармачев, Арефьев, 2009] показывают, что после наполнения водохранилища процесс уменьшения кажущегося сопротивления на различных дипольных установках продолжается в течение 14 лет в результате фильтрации воды из водохранилища в окружающую среду (рис. 1.2).

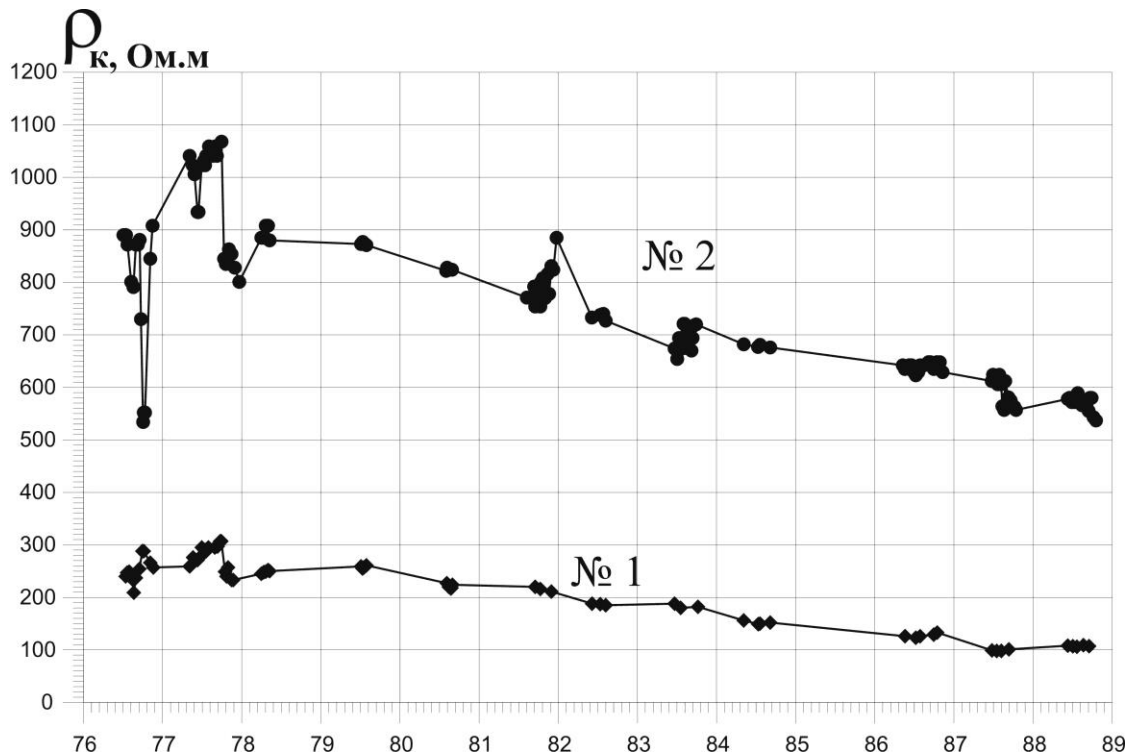


Рис. 1.2. Графики кажущегося сопротивления после заполнения Чиркейского водохранилища [Идармачев и др., 2009]: 1- осевая установка; 2-экваториальная.

Первые годы после заполнения наблюдались скачкообразные изменения кажущегося сопротивления большой амплитуды (28-40%). В дальнейшем эти вариации не превышали 10%.

По мнению [Махкамджанов, Барсуков и др., 1986] механизмов скачкообразного изменения кажущегося сопротивления при достижении уровня воды в водохранилище максимума может быть несколько. Динамическое воздействие нагрузки водохранилища приводит к раскрытию трещинных зон массива пород под водохранилищем, вызванных прогибанием его ложа, что приводит к уменьшению их удельного сопротивления и, как следствие, кажущегося сопротивления. В сложных геолого-тектонических условиях в районе Чарвакской ГЭС, где пересекаются системы глубинных разломов северо-западного и северо-восточного направлений, воздействие водохранилища может привести к нарушению равновесного состояния земной коры в зоне разлома.

1.1.3. Результаты, полученные в сейсмоактивных районах малоглубинными установками электрического зондирования

В Китае для изучения электрических предвестников землетрясений на большой территории страны проводились регулярные наблюдения методом электрического зондирования горных пород четырехэлектродными установками. Наиболее интересные по предвестникам данные приведены в работах [Chen, Luo, 1995; Zhang, Zheng et al, 1994], когда перед сильным землетрясением $M=7.6$ произошли изменения кажущегося сопротивления на более чем в 20 пунктах. Аномалии электросопротивления наблюдались в радиусе до 400 км. После медленного снижения сопротивления за несколько месяцев до землетрясения, интенсивность снижения резко увеличилась. Главный толчок произошел после восстановления аномалии кажущегося сопротивления. В период этих аномалий произошли увеличения уровней воды в скважинах, дебита на нефтепромысловых скважинах. Все данные показывали, что в период подготовки землетрясения произошло сжатие земной коры, что и привело к увеличению уровня грунтовых вод, в результате чего кажущееся сопротивление уменьшилось.

Авторы [Du, Jiang, 2000] на основе данных изменения кажущегося сопротивления перед 190 землетрясениями на территории Китая установили нелинейную зависимость между магнитудой и амплитудой, длительностью аномалий. С увеличением магнитуды амплитуда аномалий растет, а длительность уменьшается. Предполагается, что такая нелинейность может быть связана с влиянием разломов. Другими авторами [Zhang, Zheng, 1994] было построено пространственно-временное развитие предвестников перед сильнейшим Тяньшанским землетрясением 1976 г. Анализ карт показал расширение аномальной области во времени относительно очага землетрясения.

На основе данных мониторинга, который осуществляется на территории Китая более 30 лет, авторами [Zhi, Xue, 1999] делается вывод о низкой вероятности прогноза сильных землетрясений электрическими методами. Одним из главных недостатков методов наблюдений является низкая помехозащищенность от метеорологических факторов, в основном от осадков, которые создают длительные помехи. Это приводит к большому количеству бракованного материала, что снижает эффективность прогноза землетрясений.

1.2. Изученность вопроса возникновения ЭДС под воздействием сейсмотектонических процессов

Известно множество случаев свечения атмосферы и отдельных предметов, самопроизвольного вспыхивания люминесцентных ламп, резкого изменения вертикального градиента электрического потенциала Земли и других электрических феноменов во время землетрясения. В нашей стране свечение атмосферы наблюдалось во время Ташкентского землетрясения 1966 года. Во время Мацуширского роя землетрясений в Японии 1968 г. за несколько секунд до толчков свечение атмосферы было запечатлено на фотографиях. Природа данного явления пока не выяснена до конца, но одной из возможных причин может быть электризация горных пород в процессе их деформирования и разрушения [Воробьев, 1976]. Из электромеханических эффектов, наблюдаемых при деформации горных пород, достаточно детально изучен пьезоэлектрический эффект. Так, в результате проведенных экспериментов [Шевцов, Мигунов и др., 1975] обнаружено возникновение электрических зарядов при деформации образцов горных пород, состоящих из полевых шпатов. Стабильные однополярные импульсы с нарастающей формой сохраняются до самого разрушения образца, и обусловлены образованием трещин.

Вопрос электризации берегов раскалывающихся трещин исследовался авторами [Гершензон и др., 1986] на осциллографе, подключенном к датчикам-антеннам. Анализ данных показал, что во время образования трещины в ее вершине сосредотачивается отрицательный электрический заряд, который переносится вершиной трещины при ее движении. Положительный заряд, равный отрицательному, оказывается на месте старта трещины. Мощность электромагнитного излучения, генерируемого движущимся с вершиной трещины зарядом равна $P=10^{-6} - 10^{-2}$ эрг/с. Настоящий эксперимент показал, что мощность заряда движущейся вершины трещины значительно превышает мощность излучения движущихся бортов трещин.

Авторами [Куксенко, Килькев, 1981] были исследованы электростатические поля, возникающие на образцах призматической формы при одноосном их нагружении. Независимо от конструкции электродов у боковых граней образца возникает электрическое поле, противоположное по знаку полю вблизи торцевых поверхностей. При изгибе и других способах деформации знаки поля около растянутых и сжатых участков образца всегда противоположны. Наблюдается линейная зависимость от скорости деформации образца. Физическая природа наблюдаемых эффектов связана с поляризационными явлениями на граничных поверхностях минеральных зерен.

Деформация зерен при нагружении ведет к нарушению электрического равновесия в пограничных слоях соприкасающихся минералов. Возникающие локальные электрические поля постепенно компенсируются оседанием свободных зарядов на границах раздела слоев со скоростью, определяемой подвижностью носителей зарядов. Время релаксации зарядов после снятия нагрузки составляет 5-6 с.

Возможность долговременного существования электрических аномалий показана [Балбачан, 1988] на образцах горных пород в результате раскалывания и трения, при этом электрические поля сохраняются $10^5 - 10^7$ с. Ряд экспериментов проводился в естественных условиях путем взрыва 10 кг тротила в скважине глубиной 3 м, пробуренной в скальном массиве (мергель). В результате взрыва образовалась воронка 2-3 м, зоны макротрещиноватости в радиусе 6.6 м. Электрическое поле регистрировалось до и после взрыва с помощью 40 приклеенных к скальному массиву электродов на расстояниях от 2 до 15 м от центра взрыва. Анализ полученных данных позволяет сделать вывод, что скальный массив площадью примерно 200 м^2 приобрел и десятки часов сохранял положительный заряд, потенциал которого превышал 100 мВ.

В работах [Хатишвили, 1981; Урусовская, 1968] показано, что колебательное движение дислокации и развитие трещин в образце горной породы приводит к генерации электромагнитного излучения, мощность которого зависит от плотности и скорости движения заряженных дислокации. При пластических деформациях пород в межблоковых пространствах, разломах плотность электрического тока может достигать величины $J_0=10^3 \text{ А/м}^2$ [Гохберг, Гуфельд и др., 1985]. Подтверждением тому являются многочисленные данные электромагнитного возмущения перед землетрясениями в Карпатах, Китае, Японии, на Кавказе, Узбекистане, Грузии, Киргизии, Казахстане, на Камчатке, Болгарии, США, Франции и на искусственных спутниках Земли [Каталог импульсных электромагнитных предвестников землетрясений, 1991]. Основной характерной особенностью большинства возмущений является возникновение на различных удалениях от очага землетрясений аномалий бухтообразной формы, длительностью от первых часов до первых суток. Непосредственно перед землетрясением излучение из очага резко прекращается.

Наиболее полно исследования электромагнитного излучения (ЭМИ) земной коры выполнил В.А. Моргунов. Ему удалось зарегистрировать импульсы на частоте 81 кГц во время сильных афтершоков Спитакского землетрясения. Величины импульсных сигналов электромагнитного поля превышали уровень 100 мВ/м [Соболев, 1993].

Аналогичные сигналы наблюдались и перед Рачинским землетрясением 1991г. в Грузии. Измерительная установка регистрировала число электромагнитных импульсов

за определенный промежуток времени, амплитуда которых превышает заданный уровень сигнала. Задаваемый порог сигнала определяется уровнем атмосферных помех, грозových разрядов, фона радиостанций и др.

С целью экранирования ЭМИ атмосферного происхождения измерительные установки целесообразно углублять в землю. В этом плане интересными являются наблюдения грузинских авторов [Хатиашвили, Гогошидзе и др., 1983], которые установили установку в угольной шахте глубиной 1100 м. Датчик – штыревая антенна. Установка позволяет регистрировать 30 электромагнитных каналов, настроенных на различные частоты в интервале от 1кГц до 1мГц. Чувствительность приемного устройства 10^{-6} В/м. Перед землетрясениями в Турции на расстояниях 237-250 км в интервале времени 10-15 минут наблюдались всплески интенсивности ЭМИ на низких частотах. Время максимальной амплитуды интенсивности поля совпадает со временем землетрясения. Интересным является то, что нет связи между энергетическим классом и интенсивностью ЭМИ. Это позволяет предположить, что источниками излучения являются трещины горных пород, расположенные рядом с приемником, которая деформируется под воздействием сейсмотектонического процесса.

Сигналы ЭМИ на низких частотах 0-5 Гц от удаленных землетрясений зафиксированы на Геофизической обсерватории «Борок» ИФЗ РАН [Довбня, Зотов и др., 2006]. Опережение или запаздывание составляет 0-6 минут. Сигналы наблюдаются в виде единичных или парных импульсов. Были обработаны сонограммы для более 200 сейсмических событий. Число опережающих импульсов составляет 70%, запаздывающих - 30%. При парном проявлении время между первым и вторым импульсом варьирует от 40 до 150 с. Время опережения первого импульса от момента землетрясения меняется в пределах 50-250 с, время запаздывания – от 25 до 250 с. Амплитуда не превышает 10 нТл, а длительность 20 с. Единичные импульсы имеют амплитуду 100 нТл, длительность 40-60 с, время опережения и запаздывания меняется от 0 до 250 с.

Интересным является то, что нет зависимости от силы землетрясения, при этом сигналы регистрируются на больших расстояниях от эпицентра. Авторы [Довбня, Зотов и др., 2006] предполагают, что природа сигналов связана взаимодействием низкочастотного излучения Земли с магнитосферой и ионосферой.

В заключение необходимо отметить, что наряду с очевидными достоинствами электромагнитного метода исследования сейсмотектонических процессов, сигналы ЭМИ трудно выделить на фоне помех. К ним можно отнести импульсы от грозových

разрядов, всплесков иррегулярных пульсаций, связанных с внезапным началом магнитных бурь и других помех.

1.2.1. Изучение электротеллурических полей в сейсмоактивных районах

Наиболее детальные наблюдения за поведением электротеллурического поля с целью изучения сеймотектонических процессов проводились на Камчатке Институтом физики Земли им. О.Ю. Шмидта [Соболев, Богаевский и др., 1975]. Для этого была создана многоканальная аппаратура, позволяющая регистрировать электротеллурическое поле в инфранизкочастотном диапазоне. Предполагается, что электротеллурические предвестники землетрясений возникают вследствие объемного механоэлектрического преобразования. В первом приближении можно представить источник тока в земле в виде заряженного шара. Тогда его поле на значительном удалении от него совпадает с полем электрического диполя, которое убывает в кубе от расстояния до дипольного источника тока. В работе [Соболев, Богаевский и др., 1975] сделана оценка полного тока для шара с размером $r_0=10$ км, расположенного в однородной среде с электропроводностью $\sigma = 1 \cdot 10^{-4}$ Ом \cdot м⁻¹, который создает на удалении $r = 100$ км поле полного вектора равно $E=30$ мВ/м:

$$I = \sqrt{2\pi \frac{r^3}{r_0} \sigma E} = 1.3 \text{ кА} \quad (1.1)$$

Плотность тока для единицы поверхности шара равна

$$J = \frac{I}{\pi r_0^2} = 4.1 \text{ мкА} / \text{м}^2 \quad (1.2)$$

Оказывается, что полученная плотность тока допустима для реальных источников, получаемых с поверхности рудного тела, предельная величина которого может достигать $2 \cdot 10^{-3}$ А/м².

Полевые наблюдения проводились на Камчатке. Выбор района был сделан из следующих соображений: 1- район характеризуется высокой сейсмической активностью; 2- геоэлектрический разрез Камчатки, на поверхности которого залегают высокопроводящие породы, благоприятен для регистрации электрических полей внутреннего происхождения.

Для измерений использовалась специально разработанная многоканальная аппаратура, которая производила регистрацию сигналов каждый час. На всех станциях

измерительные диполи длиной 200 м дублировались в направлении СЮ и ВЗ. Всего было задействовано 5 станций.

Анализ длительных наблюдений позволил авторам [Соболев, Богаевский и др., 1975] сделать следующие выводы:

1. Перед отдельными землетрясениями с магнитудами $M \geq 5.5$, происшедшими на расстояниях более 100 км от станции, регистрируются вариации электротеллурического поля, имеющие бухтообразную форму. Несинхронность этих аномалий на разных станциях позволяет предполагать, что источники аномалий расположены вблизи станций. Установлено наличие долговременного локального электротеллурического поля, поэтому аномалии перед землетрясениями могут быть обусловлены искажением данного поля.
2. Пробные оперативные прогнозы, сделанные с 1972 г. по методу электротеллурического поля, позволили выделить аномалии «тревоги» перед всеми землетрясениями Камчатки с $M \geq 5.5$. К недостаткам прогноза следует отнести большую длительность «тревог» – до 20 суток.

На Ашхабадском полигоне также проводились комплексные исследования по изучению природы вариаций геомагнитного и электрического полей [Авагимов, Атаев и др., 1986; Кузьмин, Сантурян и др., 1983; Авагимов, Атаев и др., 1983], обусловленных динамикой среды. Эти исследования показали, что электромагнитные аномалии связаны с электрокинетическими явлениями в земле. Фильтрационно-электрические поля связаны с движением подземных вод, вариации которых обусловлены режимом деформирования среды. На основе экспериментальных данных наблюдений синхронных вариаций геофизических полей на Ашхабадском полигоне авторами [Авагимов, Атаев и др., 1986] сделаны оценки напряженностей магнитного и электрического полей, вызванные движением флюида в разломной зоне. Показано, что движение флюида может индуцировать в земле поля с амплитудами $E=15$ мВ/м и $H=3-4$ нТл.

Автором работы [Жуков, 1986] были обработаны данные электротеллурического поля на Ашхабадском полигоне за период с 1978 по 1982 гг. с шагом дискретности, равным одним суткам по методике [Соболев, Богаевский и др., 1975; Соболев, Демин, 1980]. Для обработки использовались данные станции «Ашхабад», диполи которых были ориентированы на С-Ю, С-З, В-З и В-Ю. Длины диполей равнялись 500 м и 1000 м. Выделялись три составляющих поля, длиннопериодные 45-75 суток; средние периоды 20-40 суток и короткопериодные 5-15 суток. За период наблюдений перед 10 сейсмическими событиями из 12

зарегистрированных были выделены аномалии короткопериодных вариаций электротеллурического поля.

В работе [Авагимов, Атаев и др., 1986] сделан анализ вариаций электротеллурических полей на станциях «Ашхабад» и «Жоу-Ата» в зависимости от магнитуды землетрясения и эпицентрального расстояния. Для разных станций получены следующие зависимости эпицентрального расстояния от магнитуды землетрясения: $r = 10^{0.42M-0.17}$ и $r = 10^{0.45M-0.57}$. Чувствительность параметра зоны проявления предвестника электротеллурического поля к деформации оценивается 10^{-6} - 10^{-7} .

Авторы [Оганесян, Киракосян и др., 1986] проанализировали результаты наблюдений за электротеллурическим полем на территории Армении перед сильным землетрясением 30 октября 1983 г., происшедшим в Турции на расстоянии 280 км от станции «Джемрук». Обнаруженные аномалии разности потенциалов на электродах составляют 4-5 мВ (длины диполей не указаны). Такого уровня возмущения наблюдаются и перед слабыми местными землетрясениями $K=8.5-9.0$, произошедшими на эпицентрального расстоянии 36 км.

Наблюдения за электротеллурическим полем для изучения сеймотектонических процессов проводились на Алма-Атинском сеймопрогностическом полигоне [Курксеев, Килькеев и др., 1986]. Наблюдения велись на 5 станциях, которые располагались на расстояниях 60-100 км друг от друга. Использовались диполи длиной 150-500 м. Разность собственной поляризации хлор-серебряных электродов не превышает 5-10 мВ.

Анализ данных за 1980-1983 гг. показал, что перед землетрясениями с $M=5.2$ и 5.3 на эпицентральных расстояниях 110 и 115 км соответственно от одной из станций, за 5-7 суток до главных толчков произошли синхронные изменения разности потенциалов на всех диполях с амплитудой от 5 до 17 мВ.

Авторами работ [Даниялов, Исмаилов и др., 2007; Мусаев, Амиров и др., 2007] проводились длительные наблюдения за электрическим потенциалом в скважине глубиной 170 м, которая располагается в 600 м от плотины Чиркейской ГЭС. Скважина имеет гидродинамическую связь с уровнем воды в водохранилище. Измерения с помощью «стабильного зонда» разности потенциалов на свинцовых электродах проводились на глубине 75 м в пластах известняков. Сигналы регистрировались с помощью перьевого самописца на бумажной ленте. Были получены записи от сильных дальних землетрясений (Спитакское, 1988 г.; Рудбарское, 1990 г., Рачинское, 1991 г.). Перед ними наблюдались предвестники низкочастотных колебаний периодами

близкими к 24 часам. Непосредственно перед землетрясением регистрировались колебания часовыми периодами.

Подобного рода колебания были зафиксированы во Франции после сильного землетрясения $M_s=6.6$ в Северной Греции [Zlotniki, 1997]. Спустя пять суток после главного толчка наблюдались вариации электрического поля с периодами от нескольких минут до нескольких недель.

Исследованиями [Chirkov, Gohberg, 1997] на Кавказе в эпицентральной зоне Рачинского землетрясения было установлено, что источниками сейсмoeлектрических сигналов являются определенные области в земной коре в окрестности измерительной установки. Расположение измерительных электродов позволяло локализовать расположение источников излучения сигналов. На основе, полученных данных было установлено, что источниками аномалий являются трещинные зоны, которые проявляют себя под воздействием меняющихся тектонических напряжений.

В США на сейсмопрогностическом полигоне Parkfield проводились наблюдения за вариациями электротеллурического поля [Park, 1990; 2002]. Длина дипольных линий составляет 5-10 км, при этом 8 долговременных неполяризуемых электродов были расставлены с обеих сторон разлома Сан-Андреас. Измерения велись на 6 диполях, которые образовывались из 8 электродов в различных комбинациях их подключения к регистратору сигналов. За период 1988-2002 гг. высокоточные непрерывные наблюдения показали наличие синхронных вариаций электротеллурического поля. Отмеченные флуктуации имеют отношение к слабым землетрясениям с магнитудой $M_w=3.5-3.9$ и к более сильным – $M_w=5.0$, произошедшими в районе контролируемой установкой.

Необычные сейсмoeлектрические сигналы (СЭС) импульсного характера регистрируются VAN группой станции под руководством греческого ученого П. Варотсоса [Varotsos, Alexopoulos, 1984; Varotsos, Sarlis at al., 2008]. В 2005 г. VAN группой были записаны длительные (недели) СЭС импульсного характера с необычно высокой амплитудой. После этих сигналов произошли три сильных землетрясения $M=6.6$ в окрестности станции в Эгейском море на расстоянии 100 км. Перед сильным землетрясением $M=6.6$ в Эгейском море 06.12.2008 наблюдались СЭС: скачкообразная аномалия с периодом 18-20 минут и серия однополярных скачкообразных импульсов периодами 5-120 с. Предполагается, что они обусловлены динамикой блоков земной коры на завершающем этапе подготовки землетрясения.

Авторы работы [Damgh, Uyeda, 1997] провели сравнение аномальных сигналов станций VAN группы с показателями сейсмичности. Для 9 сильных землетрясений

$M_w > 5.5$, которые произошли в Греции, 7 случаев совпадает с аномалиями электрического сигнала, что составляет 70% достоверности прогноза. Для землетрясений с $M_b = 6.0$ наблюдается 100% совпадение. Для слабых землетрясений $M_b = 4$ число совпадений составляет 10%. Для большинства случаев аномалий сейсмoeлектрического сигнала (СЭС) направление полного вектора совпадает с направлением расположения эпицентра землетрясения. По статистике 8 случаев предвестников (СЭС) были обнаружены на станции Иония, а 9 случаев - на станции Пиргос.

Анализ СЭС в Греции [Kondo, 1997] показывает, что из 150 аномалий перед землетрясением в 14 случаях есть надежное совпадение в четырех пунктах одновременно.

Результаты длительных наблюдений электротеллурического поля на Камчатке [Moroz, 1997] показали, что перед землетрясениями $M \geq 5$, произошедшими в радиусе 100 км за 5 часов до толчка, начали регистрироваться колебания с периодом 103-104 с с амплитудами в несколько десятков милливольт.

Таким образом, анализ литературных данных исследования электрических свойств горных пород в лабораторных и полевых условиях позволяет сделать следующие выводы:

1. Электрические параметры являются наиболее чувствительными в различных режимах деформации, как в условиях упругого сжатия, так и в период подготовки разрушения. Высокая тензочувствительность по электрическому сопротивлению характерна для диапазона малых деформаций $10^{-5} - 10^{-6}$, при этом максимальные значения коэффициента тензочувствительности порядка $10^5 - 10^6$ достигаются, когда породы находятся в естественных условиях.
2. Данные, полученные методом дипольного зондирования в районах водохранилищ, показывают неоднозначность результатов наблюдений за кажущимся сопротивлением пород с режимом сезонного изменения уровня воды в водохранилище. Следует также отметить сложность в организации длительных непрерывных наблюдений в связи отсутствием специальной измерительной аппаратуры.
3. В процессе деформирования пород в них возникают механо-электрические и электрофильтрационные поля, которые усиливаются при трещинообразовании. В районе водохранилища, где в породах вода находится под большим давлением, раскрытие трещин приводит к изменению напряженности

электрофильтрационного поля. Такие процессы наиболее эффективно происходят на глубинах 100-200 м от поверхности относительно уровня воды в водохранилище. Поэтому для проведения режимных наблюдений наиболее целесообразно использование скважинных методов.

4. Использование скважинных методов наблюдений за электрическими параметрами горных пород имеет следующие преимущества перед другими методами, рассмотренными нами в данной главе:

- скважинные измерения электрических параметров горных пород позволяют минимизировать влияние метеопомех, прежде всего осадков;
- проводить наблюдения за скальным массивом, который расположен в зоне боковой фильтрации, где породы находятся в стабильных температурных условиях;
- реализовать возможности высокоточной цифровой измерительной аппаратуры: непрерывность работы, сбор и хранение данных, дистанционное управление, передача данных посредством Интернет связи.

ГЛАВА II. СВЕДЕНИЯ О РАЙОНЕ ЧИРКЕЙСКОЙ ГЭС

2.1. Геология, тектоника и сейсмичность района

Район расположения Чиркейской ГЭС сложен из мезозойских и кайнозойских отложений. Общая мощность осадочной толщи оценивается в 6500-7000 м. Ложе водохранилища длиной 10 км и шириной 3-4 км сложено верхнемеловыми известняками. Мощность их меняется в пределах 400-450 м.

Сведения о тектонике Дагестана можно получить из карты, представленной на рис. 2.1 [Черкашин, Сабанаев и др., 2012]. Район Чиркейской ГЭС, который соответствует географическим координатам $\varphi=43^{\circ}$ Северной Широты; $\lambda=47^{\circ}$ Восточной Долготы в предгорной части Дагестана в зоне опусканий Чиркейской и Буйнакской котловин. Согласно данной карте, район исследований располагается в зоне влияний разломов: Срединного, Владикавказского, Прибрежного, Дербентского, которые здесь пересекаются и меняют свое направление от Северо-Западного на Западное. Здесь же проходит и в поперечном им направлении Левантийско-Тбилисский-Аграханский разлом. Таким образом, пересечение разломов должно привести к образованию сложно тектонического «узла». За период 1960-2005 гг. в данном районе произошло максимальное количество землетрясений на территории Дагестана (рис. 2.2) [Идармачев, Арефьев и др., 2010]. Такая концентрация землетрясений в узловой зоне разломов показывает, что в данном районе земной коры происходят интенсивные неотектонические процессы, в результате которых произошли землетрясения с магнитудами 5.2÷6.6.

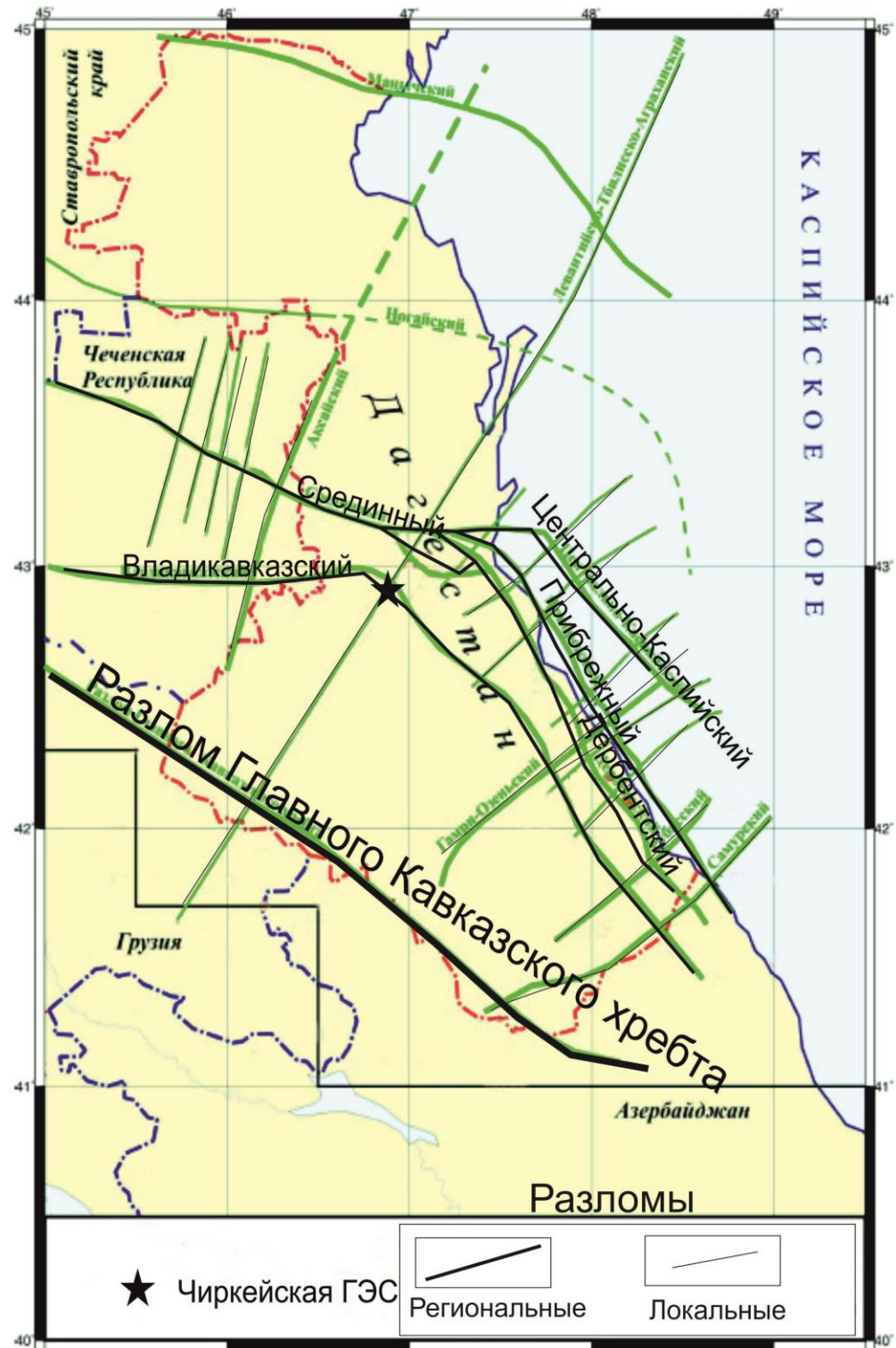


Рис. 2.1. Тектоническая карта разломов на территории Дагестана [Черкашин, Сабанаев и др., 2012].

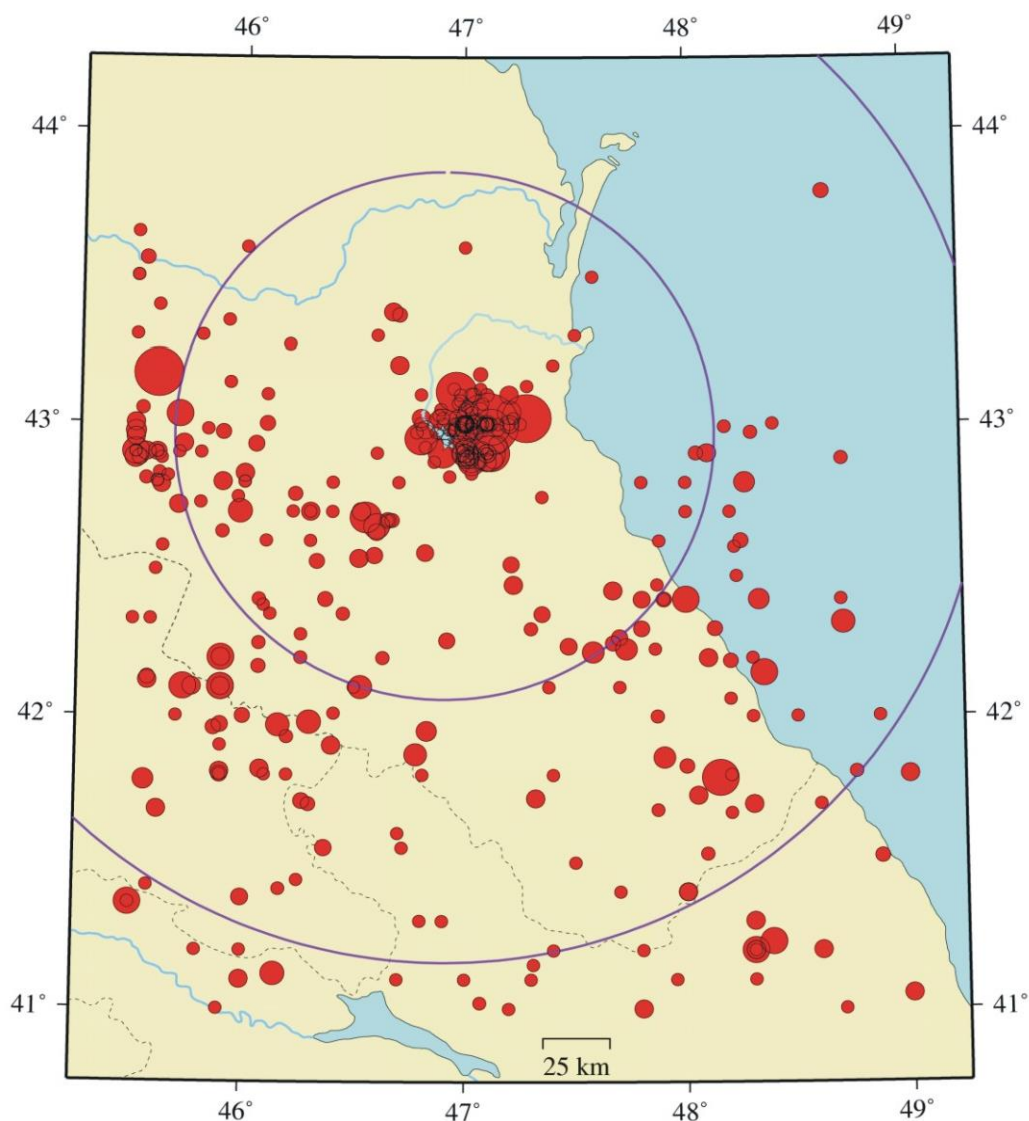


Рис.2.2. Карта эпицентров землетрясений на территории Дагестана за период времени 1960-2005 гг. [Идармачев, Арефьев и др., 2010].

Более детальные сведения о тектоническом строении исследуемого района представлены в работе [Шолпо, Рогожин и др., 1993]. На рис. 2.3 представлена космическая карта местности района расположения Чиркейского водохранилища, на которой нанесены разломы и космолинементы, выделенные [Шолпо, Рогожин и др., 1993]. Данная карта позволяет судить о сложности тектонических процессов,

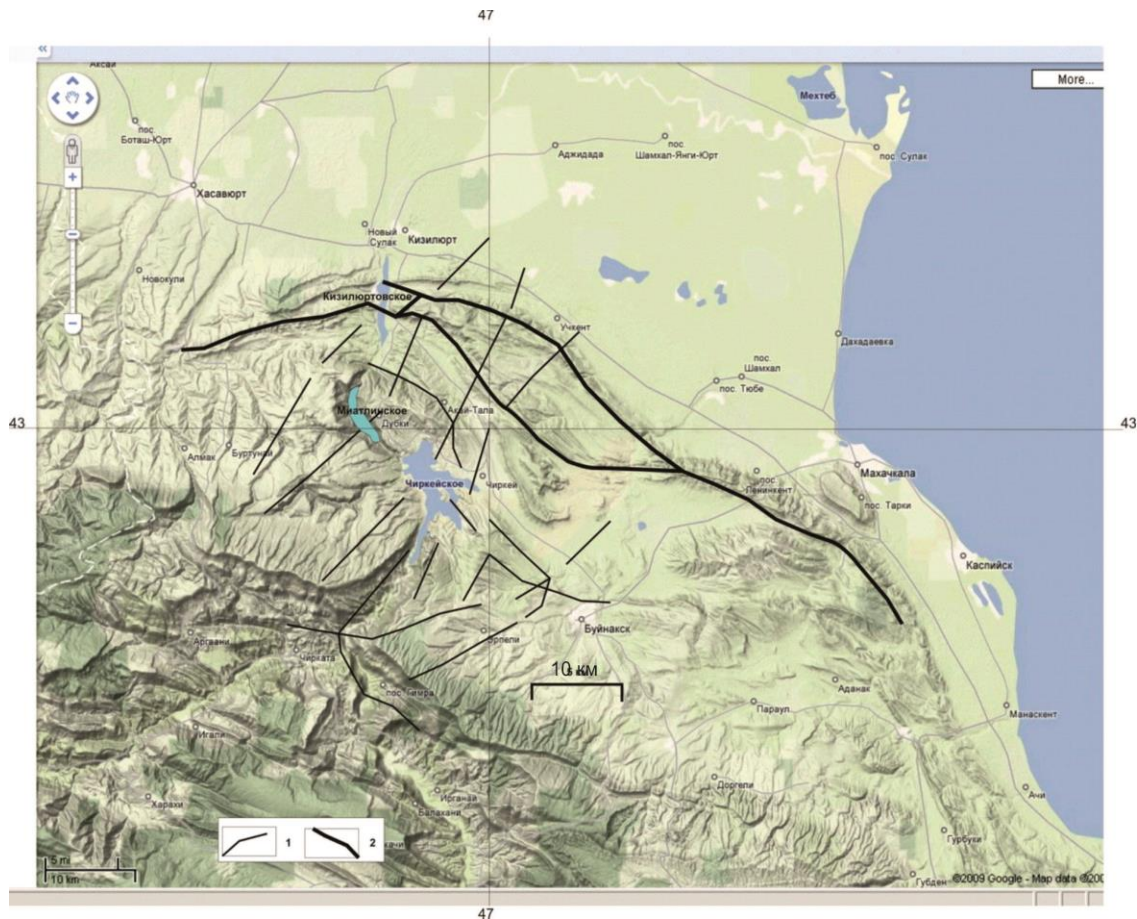


Рис.2.3. Расположение разломов (2) и космолениаментов (1) в районе Чиркейского водохранилища, определенные авторами [Шолпо, Рогожин и др., 1993].

происходящих в данном районе, где друг за другом расположены три ГЭС: Чиркейская, Миатлинская и Чирюртовская. Ложе Чиркейского водохранилища пересекает несколько линеаментов, Владикавказский разлом проходит через створ плотины.

В прошлом столетии за период времени 1970-1999 гг. в окрестностях Чиркейской ГЭС произошли сильные землетрясения с магнитудами $M=5.0-6.6$ [Идармачев, Черкашин и др., 2012; Османов, Асекова и др., 2007; Геодинамический эффект..., 1982]. Сильное землетрясение 14 мая 1970 г. с $M=6.6$, которое произошло в период строительства ГЭС на расстоянии 15-20 км, привело к серьезным последствиям. Так, на строительной площадке плотины от левого борта отделился огромный массив скальных пород, в отдельных местах образовались трещинные зоны. Отделившийся участок был прикреплен к массиву анкерами, а трещинные зоны были заделаны цементным раствором.

В период наполнения водохранилища произошла серия сильных землетрясений с $M=5.0-5.2$ на расстояниях 5-10 км от центра водохранилища, которые привели к обвальным процессам в каньоне р. Сулак и разрушению строений отдельных населенных пунктов, расположенных в эпицентральной зоне.

В 1999 г. вновь в данном районе произошло сильное землетрясение с $M=5.6$, которое привело к разрушениям строений в близлежащих населенных пунктах. Особенностью данного землетрясения является расположение большого количества афтершоков под ложем Чиркейского ГЭС.

Сейсмичность района Чиркейского водохранилища по настоящее время остается высокой, несмотря на то, что с начала заполнения прошло уже 40 лет. В работе авторов [Идармачев, Арефьев, 2010] на основе анализа сейсмических данных за период времени 1960-2005 гг. показано, что район Чиркейской ГЭС является зоной максимальной концентрации эпицентров землетрясений на территории Дагестана.

В работе [Идармачев, Черкашин и др., 2012] изложены основные выводы, касающиеся сейсмичности района Чиркейского водохранилища в период его заполнения:

- замечено стягивание эпицентра землетрясений к зоне, где расположена чаша водохранилища;
- максимум активности совпадает с периодом, когда высота воды достигает отметки на плотине в 128 м.;
- величина сейсмической активности превышает, примерно в 50-100 раз уровень его средней многолетней активности до заполнения водохранилища.

Эти данные показывают, что заполнение Чиркейского водохранилища привело к нарушению равновесного состояния локальной области земной коры.

2.2. Геоэлектрические и магнитные наблюдения

В районе Чиркейской ГЭС Дагестанским филиалом АН СССР проводились специальные исследования с целью изучения механизма возбужденных землетрясений и их предвестников. В частности, проводились длительные наблюдения за изменением кажущегося сопротивления горных пород под водохранилищем и в его окрестности. Для этого на одной стороне водохранилища в землю подавался электрический ток равный 200 А с помощью специального генератора и двух питающих электродов, разнесенных на 2,5 км, а на противоположной стороне в нескольких пунктах измерялась напряженность электрического поля, создаваемая питающим диполем. Расстояния между питающим и приемными диполями составляли 10-12 км. Для таких разносов диполей примерная глубина исследования земной коры составляет 2-5 км.

По результатам наблюдений за кажущимся сопротивлением в районе Чиркейской ГЭС за периоды полевых сезонов 1976, 1977, 1987 и 1988 гг. авторами [Идармачев, Арефьев, 2009] сделаны следующие выводы:

- величина кажущегося сопротивления медленно уменьшается, показывая тем самым, что после заполнения водохранилища процесс обводнения пород продолжается более чем 14 лет, учитывая;
- за весь период наблюдений величины кажущегося сопротивления на различных приемных пунктах от питающего диполя уменьшились в 2.4 и 1.6 раза;
- сравнение сезонных вариаций кажущегося сопротивления с изменением уровня воды в водохранилище показал отсутствие устойчивой связи между ними;
- вариации кажущегося сопротивления связаны с сейсмическим режимом района водохранилища; увеличению числа землетрясений энергетического класса $K=10$ предшествует синхронное уменьшение величины кажущегося сопротивления на приемных пунктах расположенных в ближайшей окрестности водохранилища; изменение кажущегося сопротивления связано с усилением фильтрации воды из водохранилища в трещинные зоны пород, фильтрационные свойства которых меняются под воздействием тектонических напряжений;
- в начальный период заполнения водохранилища 1976-1977 гг. наблюдаются вариации кажущегося сопротивления значительной амплитуды, достигающие в отдельных случаях до 40%, при этом знак как положительный, так и отрицательный;

Для объяснения столь значительных вариаций кажущегося сопротивления автором [Идармачев, 2009] была предложена модель возникновения в земной коре между блоками трещинной зоны, которую можно представить в виде вертикального пласта, электрическое сопротивление которого контрастно отличается от сопротивления окружающей среды. Расчеты для модели показали, что вариации кажущегося сопротивления могут достигать до 40-70% в зависимости от ширины и удельного сопротивления вертикального пласта.

На основании этих данных авторами [Идармачев, Черкашин и др., 2012] был сделан вывод о том, что деформационные процессы в земной коре, связанные с подготовкой землетрясения, приводят к увеличению проницаемости узких вертикальных зон, расположенных между питающим и приемным диполями. На следующем этапе начинается фильтрация воды в трещинные зоны, что приводит к уменьшению их электрического сопротивления. После землетрясения трещинные зоны сжимаются, при этом вода из них выдавливается в окружающий массив и породы восстанавливают свое прежнее состояние.

Известно, что заполнение водохранилища изменяет не только электрические параметры окружающих его пород, но и приводит к изменению магнитных свойств. Такие выводы были сделаны различными авторами [Абрамов и др., 1983; Каримов, 1986; Davis, 1972].

Наблюдения за геомагнитным полем в районе Чиркейской ГЭС проводились двумя типами приборов, протонным магнитометром МПП-1 измерялся полный вектор напряженности магнитного поля T и магнитометром М27, который предназначен для измерения Z компоненты магнитного поля [Сулейманов, 1989; Даниялов, Сулейманов и др., 2007].

Результаты наблюдений показали, что повышение уровня воды в водохранилище в паводковый период на 25 м приводит к уменьшению величины модуля полного вектора T на 40-45 нТл, а для Z компоненты на 250 нТл. По мнению автора [Сулейманов, 1989] вариации магнитного поля связаны с магнитоупругим эффектом, вызванным нагрузкой водохранилища. Разница в амплитудах длительных изменений (5-6 месяцев) магнитного поля T и Z объясняется процессом поворота модуля полного вектора под действием веса водохранилища в период его паводкового наполнения. Эффект уменьшения напряженности полного вектора напряженности магнитного поля T был обнаружен при заполнении Нурекского водохранилища [Абрамов и др., 1983], при этом коэффициент корреляции между изменением уровня воды и временным ходом ΔT составил $K = -0.84$.

При заполнении водохранилища Толбинго с небольшим объемом ($V=0.45 \text{ км}^3$) в Австралийских горах на 15-ти станциях, расположенных вокруг него, наблюдалось уменьшение напряженности полного вектора магнитного поля на $\Delta T=2-8$ нТл [Davis, 1972].

Авторы [Абрамов и др., 1983], рассматривая возможные механизмы, приводящие к уменьшению магнитного поля при наполнении водохранилища, приходят к выводу, что они могут быть обусловлены пьезомагнитными или электрокинетическими (фильтрационными) процессами. Например, электрокинетический эффект, связанный с процессом фильтрации воды в трещинные зоны окружающей среды, может достигать значительных величин. Наблюдения за разностью электрических потенциалов в скважине, расположенной возле плотины Чиркейской ГЭС, показали, что вариации напряженности вертикальной компоненты электрического поля достигают 15 мВ/м при изменении уровня воды в водохранилище на 20 м [Даниялов, Исмаилов и др., 2007]. Эти данные приведены на рис. 2.4.

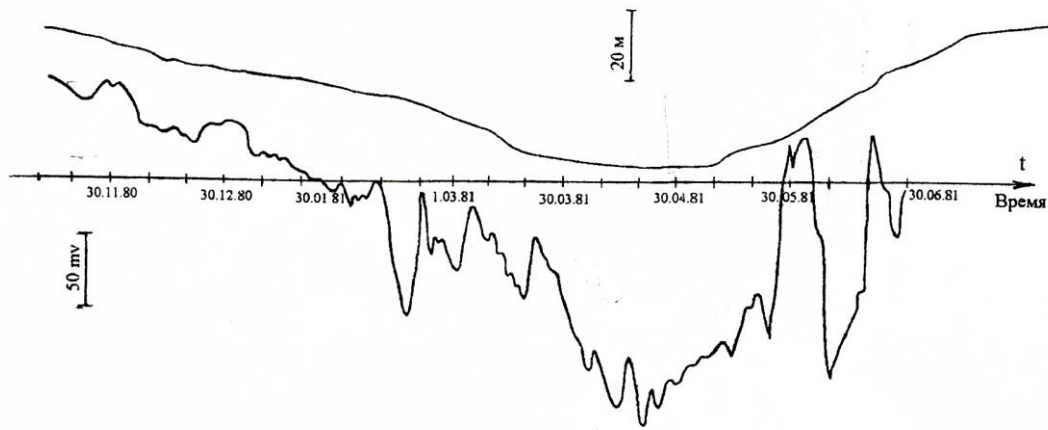


Рис. 2.4. Графики сезонного хода уровня воды в Чиркейском водохранилище (верхний) и разности потенциалов на электродах в скважине, разнесенных друг от друга на 15 м (нижний).

Токи, вызванные электрокинетическими эффектами в массиве пород с площадью поперечного сечения десятки квадратных километров способны индуцировать вокруг себя локальные магнитные поля [Fiterman, 1979; Ishido, Mizutani, 1981]. Движение флюидов в земной коре под воздействием тектонических деформаций формирует электрический ток, который в свою очередь создает аномальное магнитное поле. В лабораторных условиях авторами [Козлов, Оганесян и др., 1987] была получена линейная зависимость между намагниченностью образца и поровым давлением. Например, при разности давления воды 1.56 МПа величина изменения намагниченности достигала $\Delta B=20$ нТл. Таким образом, не исключается возможность изменения магнитного поля электрокинетической природы, как в период заполнения водохранилища, так и во время сезонных изменений уровня.

2.1.1. Пьезометрические исследования в скважине, расположенной около плотины ГЭС

В работе [Геодинамический эффект..., 1982; Идармачев, Дейнега и др., 1979] приведены данные наблюдений на одной из скважин, расположенных на правом берегу плотины Чиркейской ГЭС. Она была пробурена Ленгидропроектом в 1976 г. для проведения регулярных наблюдений за процессом обходной фильтрации. Глубина скважины равна 170 м от поверхности земли. Геологический разрез ее представлен трещиноватыми известняками верхнего мела. Измерение уровня производилось два раза сутки. Точность измерений составляет 5 см.

На рис. 2.5 приведены графики абсолютных уровней воды в водохранилище и скважине за период 1976 и 1978 гг. Из них видно, что изменение уровней происходит синхронно с разницей 25 м. Фазового сдвига между графиками не наблюдается, что указывает на наличие непосредственной гидродинамической связи водохранилища и

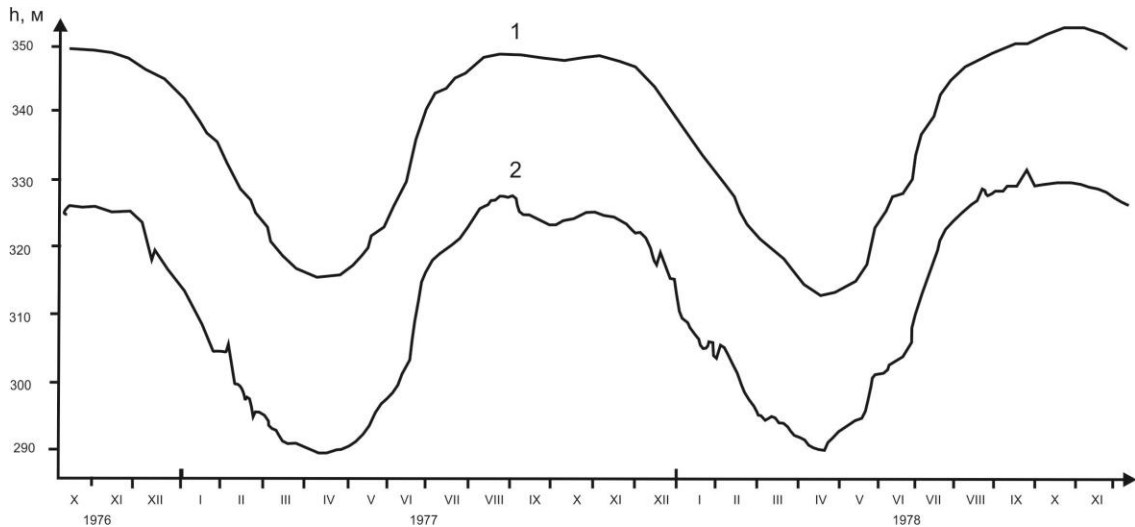


Рис. 2.5. Графики уровней воды в Чиркейском водохранилище (1) и скважине (2), расположенной возле плотины ГЭС за период 1976-1978 гг. [Геодинамический эффект..., 1982].

скважины через раскрытие системы трещин. Однако проницаемость этих трещин меняется, возможно, под действием тектонических напряжений в массиве. На графике уровня воды в скважине видны изменения, которые отличаются от уровня водохранилища, например, в декабре 1976 г. произошло резкое уменьшение уровня в скважине на 5 м. Такие же изменения уровня воды скважине с меньшими амплитудами наблюдались в декабре 1977 г. и в январе 1978 г. В сентябре и октябре 1977 г. произошло бухтообразное уменьшение уровня воды в скважине, которое не совпадает с уровнем водохранилища. В первых числах сентября 1977 г. уровень в скважине уменьшился на 3 м, далее еще на 2 м. Длительность аномалии составляет 25 суток.

Авторы [Геодинамический эффект..., 1982] связывают аномальные изменения уровня воды в скважине с активизацией геодинамических процессов в земной коре, например, волны сжатия-растяжения должны привести к закрытию-раскрытию трещинных зон, через которые осуществляется гидродинамическая связь между водохранилищем и скважиной. Такое же воздействие на трещинные зоны может оказать и процесс подготовки землетрясения [Киссин, 1984, 1988].

Следует отметить, что период аномального снижения уровня в скважине в сентябре-октябре 1977 г. на 5 м совпадает с землетрясением, которое произошло 21

октября на эпицентральной расстоянии 2-4 км от скважины. Энергетический класс землетрясения $K=10$ или $M=3.3$, а глубина очага 2-4 км. Отсюда следует, что максимально возможное расстояние от скважины до очага землетрясения составляет 5.6 км, т.е. скважина располагается практически над очагом. Поэтому вполне возможно, что сжатие трещинных зон, которое предшествовало данному землетрясению, привело к уменьшению притока воды из водохранилища в скважину. Возможны и другие механизмы изменения уровня воды в скважине, например, расширение трещинных зон, связанных с нижним бьефом, которые облегчают отток воды из скважины при неизменном притоке из водохранилища.

Влияние сейсмических толчков в районе Чиркейской ГЭС на изменение уровня воды в скважине, которая расположена ниже плотины ГЭС, рассматривалось также в работе [Лятхер, Капцан и др., 1977]. Уровень воды в скважине измерялся емкостным волнографом, изготовленным в НИС Гидропроекта, который обеспечивал точность измерений в пределах ± 1 мм. Регистрация сигнала изменения уровня производилась на самописце. Непрерывные наблюдения за уровнем воды проводились с февраля по май 1975 г. Несмотря на короткий период наблюдений, были выявлены следующие особенности изменения уровня воды в скважине, связанные с землетрясениями:

- для отдельных местных слабых землетрясений отмечаются аномалии колебания уровня воды до 10 см перед, во время и после толчка;
- длительность аномалий перед толчком не превышает несколько часов;
- для близких землетрясений с энергетическими классами $K=8-10$, происшедших в радиусе 25 км от скважины, до начала землетрясения наблюдаются интенсивные колебания уровня воды с продолжительностью 2-9 часов, максимальные амплитуды колебаний достигают 30 см. В одних случаях колебания уровня воды начинаются с понижения уровня, а в других – с повышения.

Таким образом, рассмотренные в данной главе особенности геополей в районе Чиркейского водохранилища показывают:

1. Заполнение водохранилища оказало длительное воздействие на окружающую среду. Обводнение района водохранилища в течение периода 1976-1988 гг. привело к уменьшению кажущегося сопротивления массива пород в 1.6-2.4 раза в различных азимутальных направлениях от места расположения питающего диполя установки электрического зондирования.

2. Повышение уровня воды в водохранилище в период паводка рек приводит к уменьшению модуля полного вектора магнитного поля на 40-45 нТс. Эти данные согласуются с результатами аналогичных наблюдений на других водохранилищах мира.

3. Пьезометрические наблюдения в скважине, расположенной возле плотины ГЭС, показывают наличие гидродинамической связи с водохранилищем. В отдельные периоды наблюдается нарушение синхронности уровней воды в скважине и водохранилище. Предполагается, что нарушение синхронности уровня воды в скважине связано с изменением коэффициента фильтрации пород.

4. Сезонное изменение уровня воды в водохранилище вызывает синхронное изменение вертикальной компоненты электрического поля в скважине, расположенной в районе правого борта плотины. Данный факт свидетельствует о наличии боковой фильтрации воды в районе плотины. Максимальная амплитуда сезонного изменения напряженности вертикальной составляющей электрического поля составляет 15.3 мВ/м. На сезонные вариации накладываются короткопериодные возмущения с периодом $T=10-20$ суток, природа которых может быть связана с тектоническими процессами сжатия-растяжения трещинных зон.

5. На другой скважине, расположенной в нижнем бьефе плотины, где проводились прецизионные измерения уровня воды, были получены данные колебания уровня амплитудой до 30 см, связанные со слабыми сейсмическими событиями.

ГЛАВА 3. ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

3.1. Сведения о пункте наблюдений

Для проведения исследований электрических параметров и наблюдений за ними был выбран массив горных пород вблизи плотины Чиркейской ГЭС. На рис. 3.1.1 приведен космоснимок района расположения водохранилища с указанием пункта наблюдения. Более детально этот массив показан на фото района плотины Чиркейской ГЭС (рис. 3.1.2).



Рис. 3.1.1. Космоснимок района расположения Чиркейского водохранилища (стрелка показывает расположение пункт наблюдения).



Рис. 3.1.2. Фото участка правого борта плотины Чиркейской ГЭС (цифрами 1 и 2 отмечены места расположения устьев скважин).

Район исследований представляет собой участок земли размерами 600x400 м, который примыкает к правому борту высотной плотины, высотой $h=232$ м. Данный блок отделен от склона горы большим логом, который имеет свое продолжение на противоположном берегу каньона реки Сулак. Для исследования боковой фильтрации в обход плотины через данный массив пород строителями ГЭС было пробурено две скважины глубиной 120 м и 180 м. Места расположения скважин на рис. 3.1.2 отмечены цифрами 1 и 2 соответственно.

В нашем распоряжении имеются отдельные фрагменты графиков уровней воды в водохранилище и скважине №2, полученные экспедицией Ленгидропроекта. Обсуждение этих графиков было сделано ранее в главе 2 (рис. 2.5). Графики имеют синхронный ход без фазового сдвига, при этом разница абсолютных отметок уровней составляет в среднем 25 м.

Для анализа связи уровня воды в скважине №1 с уровнем воды в водохранилище проводились периодические измерения уровня воды в скважине для периодов с июня по декабрь 2013 г. и с февраля по июль 2015 г. Абсолютные значения уровней приведены на

рис. 3.1.3. Из этих графиков видно, что уровень воды в скважине имеет синхронный ход с уровнем воды в водохранилище со сдвигом по абсолютной отметке на 13-14 м.

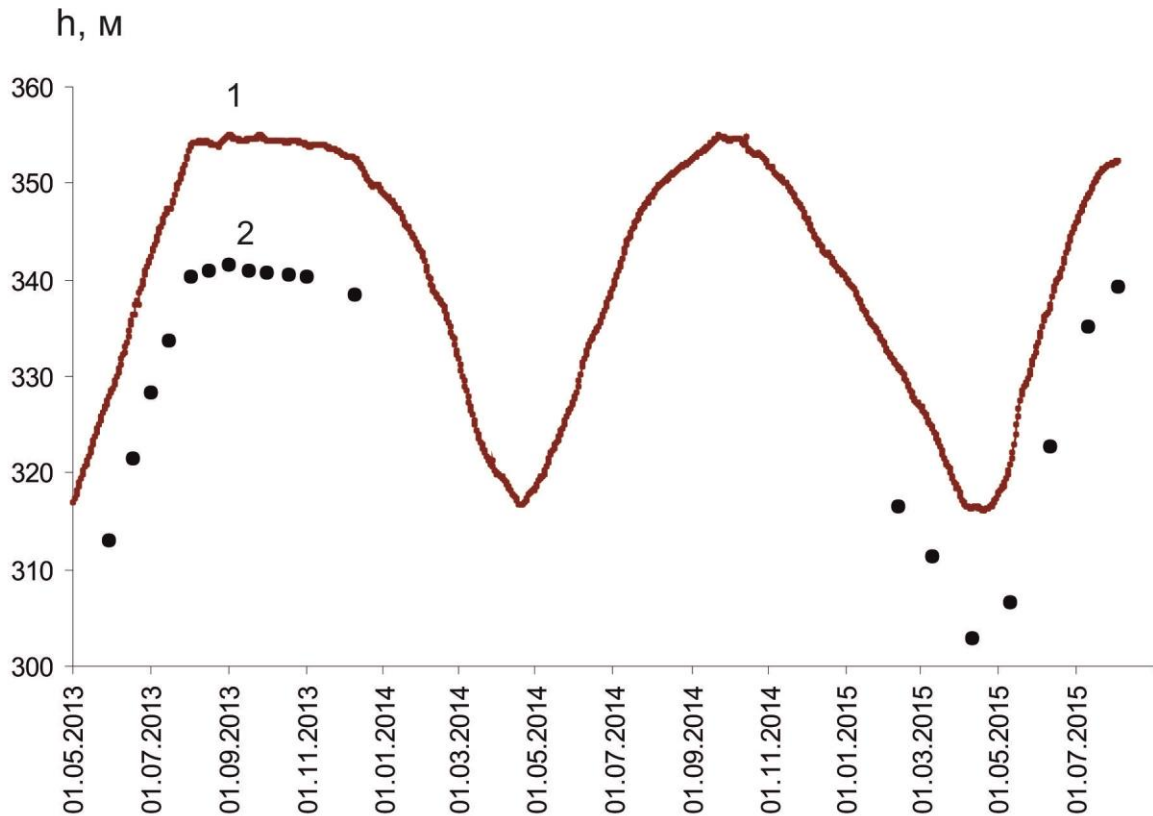


Рис. 3.1.3. Абсолютные уровни воды : 1 – в Чиркейском водохранилище; 2- в скважине №1.

Синхронный ход графиков уровней воды в водохранилище и скважинах №1 и №2, приведенных на рис. 3.1.3 и рис. 2.5, соответственно, показывает о наличии фильтрации воды из водохранилища через исследуемый массив пород. Фильтрация воды происходит по трещинам различного ранга. По данным карты геологического разреза правобережного откоса над зданием ГЭС (отчет Гидропроекта Мингео СССР) (рис. 3.1.4) выделяются следующие виды трещин: основные тектонические, складчатые тектонические, мелкие тектонические, целые плоскости трещин. Трещины различного азимута отчетливо видны также на фото скального массива исследуемой площадки (рис. 3.1.5). Массив пород сложен из горизонтально расположенных пачек плотных известняков верхнего мела, толщина которых

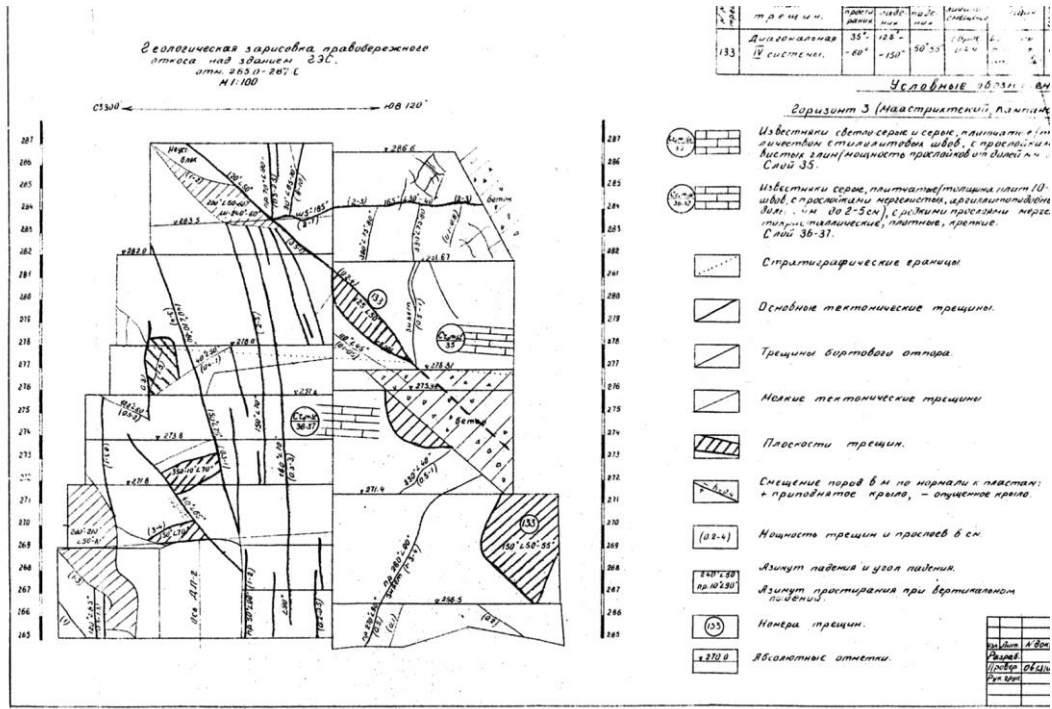


Рис. 3.1.4. Карта геологического разреза правобережного откоса над зданием Чиркейской ГЭС.

меняется в пределах 0.3-1.5 м и более. Прослойки между пачками известняков состоят из мергелей, аргиллитов и известковых глин. В самих плотных известняках имеется сеть мелких трещин.

При изгибе или деформации пачки микротрещины в ней раскрываются и тем самым способствуют увеличению скорости фильтрации воды в массиве. Одновременно увеличение количества воды в породе уменьшает ее удельное электрическое сопротивление, а увеличение скорости движения воды через порово-трещинный объем увеличивает напряженность электрического поля. Закрытие трещин приводит к обратным процессам – уменьшению фильтрации воды, увеличению электрического сопротивления и уменьшению напряженности электрического поля.

Таким образом, электрические параметры исследуемого массива позволяют отслеживать деформации, происходящие в нем под действием различных факторов, в частности, тектонических напряжений, подготовкой землетрясения и др.



Рис. 3.1.5. Фото скального массива пород района исследований.

Для определения электрических характеристик пород на исследуемом массиве пород, где расположены скважины №1 и №2 было проведено вертикальное электрическое зондирование (ВЭЗ) постоянным током. Особенностью метода ВЭЗ является то, что с увеличением расстояния между питающими электродами установки электрического зондирования, силовые линии тока проникают на большую глубину проводящего полупространства. Поэтому измерение электрического сопротивления пород проводилось на различных расстояниях между питающими электродами, начиная от 3 м и до 300 м.

Для измерений использовался электроразведочный автокомпенсатор «АЭ-72». Погрешность измерений не превышает 3%. На рис. 3.1.6 приведены колонка геологического разреза, составленная на основе кернового материала, а также соответствующая ему кривая кажущегося сопротивления пород. По оси абсцисс откладываются величины кажущихся сопротивлений в ом-метрах, а по оси ординат - половина расстояния между питающими электродами.

Количественная интерпретация кривой кажущегося сопротивления с помощью теоретических палеток позволяет получить следующие параметры разреза: $h_1=1.5$ м; $\rho_1=100$ Ом·м; $h_2=7$ м; $\rho_2=12$ Ом·м, $h_3=\infty$, $\rho_3=150$ Ом·м. В верхнем слое, состоящим из наносов, удельное сопротивление распределено неравномерно. В верхней части, которая состоит из насыпного слоя галечников, удельное сопротивление высокое, так как в галечнике влага от атмосферных осадков не задерживается. Находящийся под ним слой из глинистых наносов задерживает в себе влагу и поэтому его удельное сопротивление низкое. С увеличением глубины зондирования возрастает влияние нижележащего слоя, сложенного

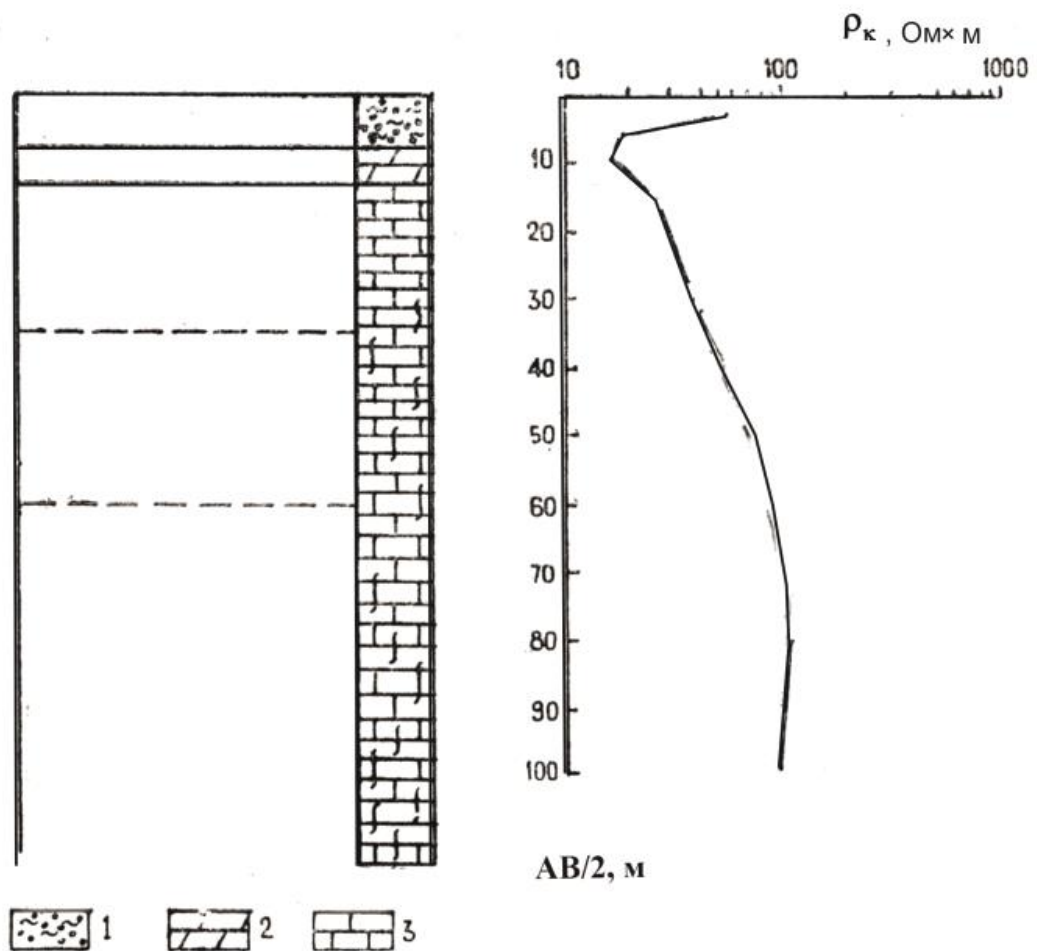


Рис. 3.1.6. Геологическая колонка пород и кривая вертикального электрического зондирования: 1- насыпной слой из галечника; 2- слой из глин; 3- известняки.

высокоомными известняками, с удельным сопротивлением $\rho_3=150$ Ом·м. При разносах $AB/2=70$ м кажущееся сопротивление достигает своего максимума, а затем при

дальнейшем увеличении разносов до $AB/2=100$ м оно плавно уменьшается. Уменьшение кажущегося сопротивления, начиная с разносов питающих электродов $AB/2=70$ м, видимо связано с влиянием зеркала подземных вод. Вертикальное электрическое зондирование проводилось в конце мая месяца 2012 г., когда уровни воды в водохранилище и скважине были равны 327 м и 313 м, соответственно. Абсолютная отметка устья скважины №1 составляет 363 м, следовательно, зеркало подземных вод относительно поверхности земли, где располагается скважина, находилось на глубине 54 м. Эти данные показывают, что параметры геоэлектрического разреза, полученные методом вертикального электрического зондирования, находят удовлетворительное согласие с уровнем подземных вод.

3.2. Методика геоэлектрических исследований

Для исследования геодинамических процессов в земной коре используются различные геофизические методы, применяемые для разведочных целей. Для исследования геоэлектрических параметров в скважине в основном используются методы кажущегося сопротивления и естественного электрического поля. Измерения производятся 2-х или 3-х электродными зондами, в которых один или два электрода заземляются на «бесконечности», с тем, чтобы создать «точечный» источник электрического поля. Расстояния между электродами подбирают так, чтобы можно было получить детальную картину распределения кажущегося сопротивления или электрического поля по стволу скважины.

Для прецизионных режимных наблюдений использование скважины позволяет эффективно устранить влияние помех атмосферного характера (давления, температуры и осадков). Как показывают долговременные наблюдения за электрическим полем и температурой в скважине на глубине 40-50 м ниже уровня воды измеряемые параметры не подвержены влиянию атмосферно-электрических и метеорологических помех [Даниялов, Левкович и др., 2003].

Исследования, проведенные в Институте Уральского научного центра АН СССР [Дьяконов, Иванов и др., 1986; Дьяконов, Улитин, 1982] показали, что интенсивность сейсмоакустической эмиссии и электромагнитного излучения на частотах выше 250 Гц, на глубинах свыше 50-60 м, существенно снижаются.

Результаты наблюдений [Асада, Исибаси и др., 1984; Sacks, Everton, 1971; Qiu, Shi, 2004; Gladvin, 1984] с помощью скважинных деформографов показали, что на приборы чувствительностью к деформации 10^{-10} , установленные на глубине более 100 м, осадки не оказывают никакого влияния.

Эти данные показывают, что использование скважины для длительных прецизионных наблюдений позволяет существенно снизить как метеопомехи, так и помехи промышленного происхождения.

На рис. 3.2.1. показана схема расположения измерительной установки в скважине №1. Скважина обсажена только до глубины 4 м от поверхности земли. Измерительный зонд, состоящий из электродов AMNB всегда находится ниже уровня воды в скважине. Питающие электроды расположены на глубине 90 м и 99 м, при этом верхний электрод А всегда находится ниже минимального уровня воды в скважине на 30 м. При выборе расстояния между питающими электродами учитывалось два момента.

Во-первых, разнос электродов должен быть таким, чтобы сезонное изменение уровня воды в скважине не оказывало влияние на результаты измерений. В нашем случае расстояние от верхнего электрода до минимального уровня воды в скважине больше разноса электродов более чем в 3 раза. Этого вполне достаточно, так как плотность тока от точечного электрода уменьшается в квадрате от расстояния, например, на расстояниях от электрода 1 м и 30 м плотность тока уменьшается на три порядка.

Во-вторых, расстояние между электродами надо выбирать так, чтобы ток, который течет по воде в скважине между электродами А и В был минимальным, а основной ток от электродов распространялся по породе. Для того чтобы оценить ток, который течет по воде, вначале определим электрическое сопротивление воды в скважине по известной формуле

$$R=\rho \cdot L/S$$

где R- сопротивление проводника; ρ -удельное сопротивление воды; L-длина проводника; S-площадь поперечного сечения проводника. Подставляя $\rho=20$ Ом·м, которое соответствует температуре воды в скважине $T=14$ °С, $L=9$ м и $S=0.00785$ м² для скважины с диаметром 0.1 м, имеем $R=24076$ Ом.

Оценим величину тока, который течет по воде. Для этого надо знать величину электрического напряжения на питающих электродах измерительной установки или же напряжение на выходе генератора тока. Напряжение на генераторе равно $U=12$ В. Вычислив по закону Ома ($I_{\text{в}}=U/R$) ток, который течет по воде имеем $I_{\text{в}}=0.000498$ А или 0.498 мА.

Величина суммарного тока через электроды А и В равна $I=20$ мА. Отсюда следует, что через породу течет 97,51% тока от питающих электродов, поэтому влияние, оказываемое сопротивлением воды в скважине на кажущееся сопротивление породы, будет минимальным, если учесть, что температура воды в скважине на глубине 90 м практически не зависит от температуры на поверхности. Согласно литературным данным [Справочное руководство гидрогеолога, 1967] сезонные колебания температуры на поверхности не оказывают своего влияния на глубинах ниже от 1.5 до 24 м. Однако, сезонное изменение температуры воды в водохранилище может оказать свое влияние на температуру воды в скважине в результате фильтрации воды из водохранилища в зону расположения исследовательской скважины, которая расположена на расстоянии нескольких десятков метров от берега. О наличии фильтрации воды следует из синхронных графиков уровней в водохранилище и скважинах, приведенных на рис. 2.5. и 3.1.3. Поэтому, прежде чем приступить к исследованию взаимосвязи между электрическими параметрами пород в скважине и геодинамическими, сейсмическими и другими процессами в районе Чиркейского водохранилища, необходимо определить степень влияния на сопротивление тех параметров, которые имеют сезонный ход: температуры и давления атмосферы, температуры, уровня, минерализации воды в скважине и др.

Методика измерения кажущегося сопротивления пород

На питающие электроды АВ, разнесенные друг от друга на 9 м при помощи генератора подаются разнополярные прямоугольные импульсы постоянного стабилизированного тока $I=0,02$ А длительностью 10 с, а с приемного диполя, образуемого электродами MN, длиной 3 м, расположенного в середине между питающими электродами, снимается разность потенциалов (U), которая пропорциональна силе тока в питающем диполе и кажущемуся сопротивлению ρ_k .

Величина кажущегося сопротивления определяется формулой [Якубовский, Ляхов, 1956]:

$$\rho_k = k \frac{U}{I} \quad (3.2.1)$$

где ρ_k – величина, зависящая от строения геоэлектрического разреза, удельных сопротивлений слоев и их мощностей; k – геометрический коэффициент, зависящий от расстояний между электродами АВМN. Для однородной среды величина $\rho_k = \rho$.



Рис. 3.2.1. Схема расположения питающих (AB) и приемных (MN) электродов в скважине №1.

В частном случае, для симметричной установки, когда расстояния между электродами равны $AM=MN=NB$, величина $k=2\pi \cdot AM$. Для $AM=3$ м геометрический коэффициент установки $k=18.84$. Так как с такой точностью расстояния между электродами выдержать невозможно, вследствие того, что размеры самих электродов равны 15 см, поэтому можно принять $k=19$. Для повторных измерений, где определяется параметр изменения $\Delta \rho_k / \rho_k$ во времени, коэффициент установки k не играет роли, так как при неизменных расстояниях между электродами $k=Const$. Поэтому главное условие эксперимента, это постоянство величины геометрического коэффициента установки. Для этого электроды жестко закреплены на виниловой трубке длиной 10 м. При постоянном значении k ρ_k не зависит от величины тока в питающем диполе, так как электрическое напряжение (U) на приемном диполе меняется пропорционально силе тока I . Напряжение на приемном диполе зависит от кажущегося удельного сопротивления горных пород, поэтому изменение величины U при повторных режимных измерениях свидетельствует об

изменении кажущегося сопротивления среды, контролируемой измерительной установкой электрического зондирования.

В качестве подводящего кабеля используются две пары бифилярных проводов со сталемедными жилами марки ГПСМ с сопротивлением изоляции 100 МОм. Электрическая линия, от скважины до места расположения измерительной установки, подвешена на столбах с изоляторами для исключения утечек тока на линии.

Электроды изготавливались из свинца с размерами 20×150 мм (рис. 3.2.2). Концы подводящих проводов припаивались к электродам таким образом, чтобы не допустить контакта провода с водой. Для этого провод пропусклся через резиновый сальник, который заделывался в торцевом отверстии электрода.

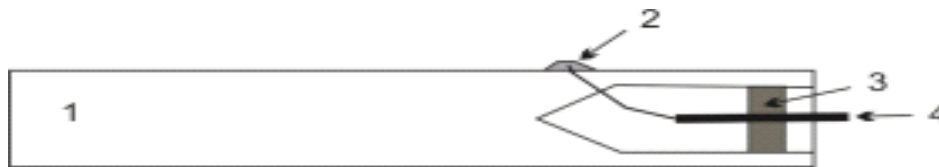


Рис. 3.2.2. Схема устройства электродов: 1- электрод круглой формы; 2-место пайки провода к электроду; 3- резиновый сальник; 4- кабель.

Испытание электродов на других стационарных измерительных пунктах Института геологии Дагестанского научного центра РАН показали высокую надежность при длительной эксплуатации. Так на станции, расположенной на территории Института геологии ДНЦ РАН (г. Махачкала) установка с таким устройством электродов работает исправно с 2003 г.

3.3. Аппаратура, используемая для измерений электрических параметров горных пород

Для изучения динамики тектонических процессов, происходящих в земной коре, чаще всего используются специально разработанные для этих целей установки, позволяющие с высокой точностью регистрировать временные вариации кажущегося сопротивления горных пород. Установки на переменном токе [Ymazaki, 1976; Волкова, Камшилин и др., 1986] позволяют регистрировать вариации кажущегося сопротивления на уровне тысячных долей процента и регистрировать деформации горных пород перед сильными землетрясениями на удалении до 1000 км [Рикитаки, 1979; Rikitaki, Ymazaki, 1976; 1985].

Авторами [Осташевский, Сидорин, 1985; 1986] была создана установка «СЭЗ-вариометр», предназначенная для регистрации вариаций кажущегося сопротивления горных пород с чувствительностью до 0,001% с использованием метода накопления и цифровой компенсацией напряжения на приемной линии напряжением на высокостабильном шунте в цепи питающей линии. Отличительной особенностью вариометра является возможность работы с большими токами и использование цифровых методов измерений. Вывод информации осуществляется на перописующий самописец с динамическим диапазоном 40 дБ или цифropечатающее устройство.

Установка «Георезистор» для измерения электрических параметров пород разработана в 2000 г. в Институте геологии НЦ ФГБУН РАН авторами [Идармачев, Алиев и др., 2001]. Она установлена на территории Чиркейской ГЭС в одной из специально выделенных комнат отдела охраны. Фото установки показано на рис. 3.3.1. Установка состоит из платы сбора данных серии ЛА-И24, сопряженной с персональным компьютером, программы управления измерениями кажущегося сопротивления, генератора импульсов для питающего диполя и четырехэлектродного зонда, помещенного в скважине. Установка обеспечивает непрерывный режим измерений, высокую чувствительность к вариациям кажущегося сопротивления пород.



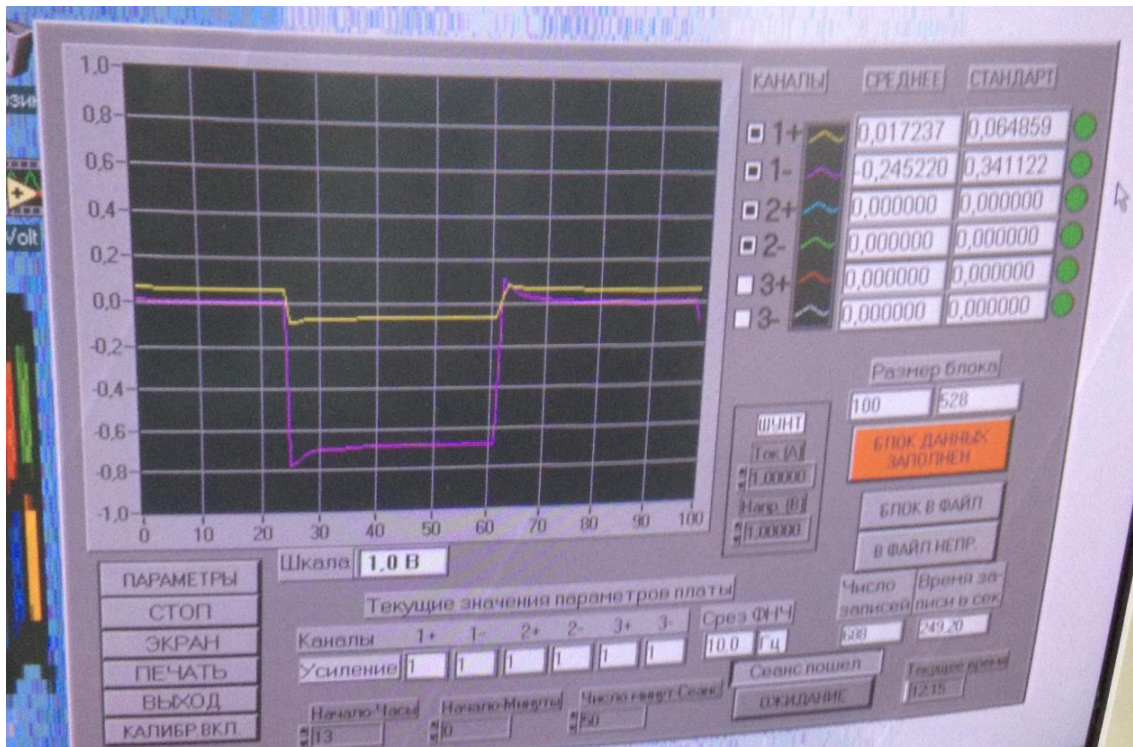


Рис. 3.3.1. Фото установки «Георезистор» и панели управления (на экране показаны импульсы тока (желтый цвет) и разности потенциалов на приемных электродах MN (фиолетовый)).

Характеристики измерительной платы ЛА-И24:

- 6 дифференциальных входных канала;
- программируемый коэффициент усиления;
- цифровой фильтр низких частот;
- входное сопротивление не менее 100 Мом;
- режим калибровки входного сигнала;
- разрядность, 24 бит;
- уровень шумов на входе каналов не превышает $(1-2) \cdot 10^{-6}$ В.

Максимальный уровень входного сигнала ± 2.5 В позволяет производить измерение сигнала на приемном диполе без компенсации разности потенциалов поляризации электродов. Максимальная поляризация, а также сигнал электрокинетической природы на электродах MN не превышает 0.5 В.

Технические характеристики генератора:

- разнополярные импульсы постоянного тока длительностью 10 с;
- выходное напряжение, ± 12 В.

Программа управления станции «Георезистор» по внутренним часам ПК включает режим измерений. Для этого на первый дифференциальный канал АЦП подается сигнал, снимаемый с калибровочного шунта, включенного в цепь питающих электродов АВ, а на вход второго канала АЦП подается сигнал с приемных электродов MN. Длительность измерений одного сеанса равна 59 минут. В конце часа, полученный массив данных обрабатывается соответствующей программой и на жесткий диск записываются дата, время, значения тока (I) в цепи питающего диполя, напряжение на приемной диполе (U) и величина кажущегося сопротивления (ρ_k). Данные для каждого виде таблицы хранятся отдельным файлом в папке «Data».

Для определения погрешности измерительной части станции в лабораторных условиях на входы обоих каналов подавался один и тот же сигнал с шунта высокоточного сопротивления, подключенного последовательно с резистором нагрузки генератора. В процессе обработки результата измерения определялось отношение величины сигнала к току, т.е. $\Delta U/I$, следовательно, если входные сигналы равны, то отношение $\Delta U/I = 1$. В таблице 3.3.1 приведены данные почасовых измерений, полученные в течение двух суток.

Таблица. 3.3.1 а

Часы	$\Delta U/I$	часы	$\Delta U/I$	часы	$\Delta U/I$	часы	$\Delta U/I$
01	1,00367	07	1,00369	13	1,00368	19	1,00370
02	1,00367	08	1,00367	14	1,00370	20	1,00366
03	1,00367	09	1,00369	15	1,00368	21	1,00368
04	1,00367	10	1,00369	16	1,00369	22	1,00368
05	1,00368	11	1,00368	17	1,00364	23	1,00369
06	1,00368	12	1,00370	18	1,00367	00	1,00370

Таблица. 3.3.1 б

Часы	$\Delta U/I$	часы	$\Delta U/I$	часы	$\Delta U/I$	часы	$\Delta U/I$
01	1,00365	07	1,00368	13	1,00367	19	1,00366
02	1,00366	08	1,00367	14	1,00368	20	1,00365
03	1,00365	09	1,00365	15	1,00369	21	1,00367
04	1,00367	10	1,00368	16	1,00367	22	1,00370
05	1,00366	11	1,00369	17	1,00368	23	1,00368

06	1,00368	12	1,00367	18	1,00370	00	1,00367
----	---------	----	---------	----	---------	----	---------

Для данных приведенных в табл. 3.3.1 *а* и табл. 3.3.1 *б* величины стандартных отклонений соответственно равны $\sigma=0.00001$ и $\sigma=0.00001$. Относительная погрешность в процентном отношении равна $\delta=0.001\%$.

Для реальных измерений погрешность повышается из-за различного рода помех, например, промышленных электрических, создаваемых различными установками на ГЭС. Для снижения уровня помех на приемной линии, длина которой составляет 250 м, на входе АЦП подключен Г-образный фильтр низких частот $R=150$ Ом, $C=10$ мФ. На выходе фильтра амплитуда сигнала 50 Гц составляет 10 мВ. Программируемый фильтр нижних частот АЦП подавляет сигнал помехи еще на 50 Дб. Данные измерений для двух различных суток приведены в табл. 3.3.2, а графики их приведены на рис. 3.3.3.

Таблица 3.3.2а

Часы	ρ_k , Ом·м	часы	ρ_k , Ом·м	часы	ρ_k , Ом·м	часы	ρ_k , Ом·м
01	97,5327	07	97,5479	13	97,5574	19	97,5308
02	97,5821	08	97,5802	14	97,5460	20	97,5555
03	97,5764	09	97,5517	15	97,5327	21	97,5593
04	97,5612	10	97,5194	16	97,5232	22	97,5555
05	97,603	11	97,5422	17	97,5080	23	97,5536
06	97,6049	12	97,5289	18	97,5023	00	97,5574

Таблица. 3.3.2б

Часы	ρ_k , Ом·м	часы	ρ_k , Ом·м	часы	ρ_k , Ом·м	часы	ρ_k , Ом·м
01	97,4814	07	97,6334	13	97,7398	19	97,9336
02	97,6068	08	97,6771	14	97,7949	20	97,9659
03	97,5745	09	97,6657	15	97,8614	21	98,0286
04	97,6315	10	97,6220	16	97,8861	22	98,059
05	97,6125	11	97,6600	17	97,8386	23	98,0514
06	97,5023	12	97,7455	18	97,9032	00	98,0343

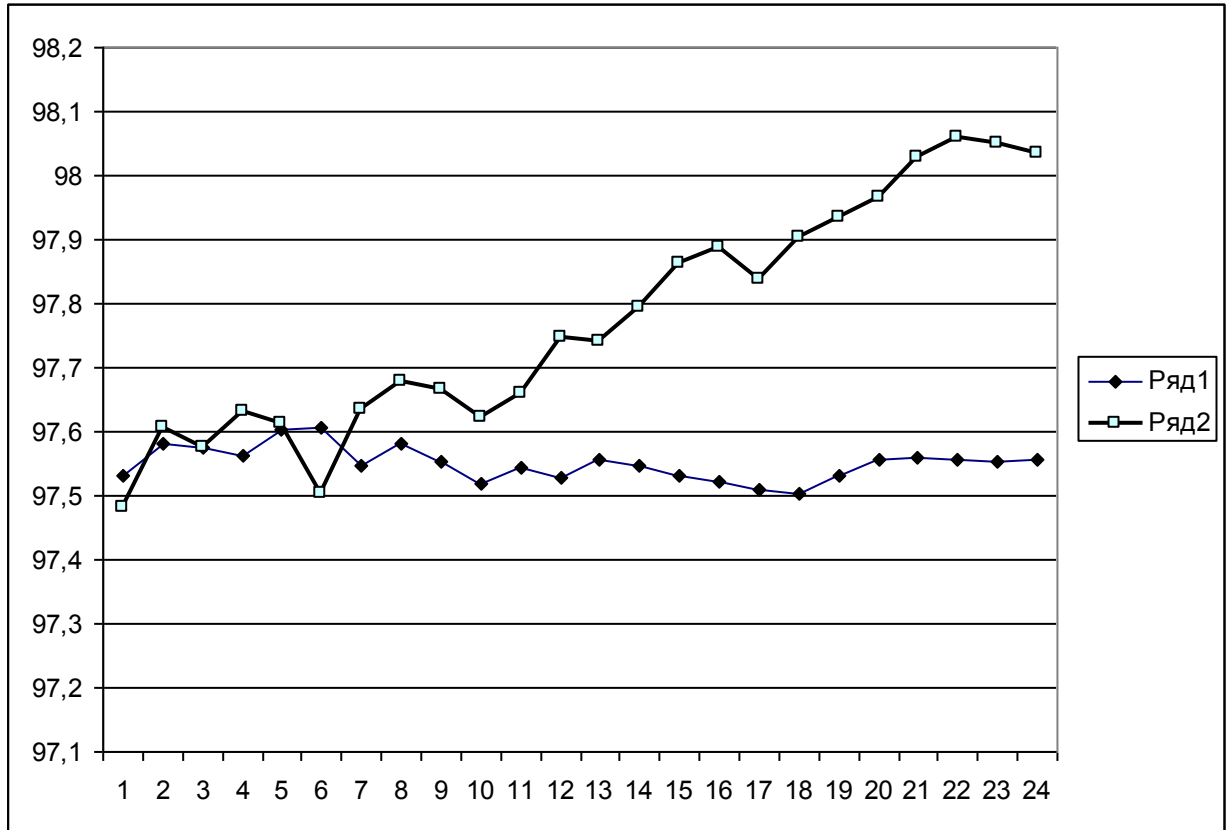


Рис. 3.3.3. Графики кажущегося сопротивления для двух различных суток: 1 – в невозмущенный день, когда относительная погрешность не превышает 0.026%; 2 – в период, когда возмущение вызывает увеличение погрешности измерений за суточный период ($\delta_2=0,18\%$).

Стандартные отклонения для рядов 1 и 2 составляют, соответственно, $\sigma=0,026$ и $\sigma=0,18$. Относительная погрешность равна $\delta=(\sigma/\rho_{cp})100\%$. Тогда для ряда 1 и 2 погрешности равны, соответственно, $\delta_1=0,026\%$, $\delta_2=0,18\%$.

На рис. 3.3.4. и 3.3.5 представлены отдельные фрагменты среднечасовых данных ρ_k , которые показывают наличие внутрисуточных вариаций. На первом графике показаны вариации волновой формы в период интенсивного подъема уровня водохранилища. Период колебаний равен 23-24 часам. Минимум ρ_k достигает в 4-5 часов утра, а максимум в дневное время, в 12-14 часов. Снижение ρ_k начинается в 20-21 час. Здесь явно видно влияние давления или температуры атмосферы. Амплитуда максимальной суточной вариации ρ_k равна 1.7 Ом·м или 1.77%. На втором графике представлены вариации ρ_k продолжительностью в 4 суток. В первой половине графика видны внутрисуточные колебания с меньшим периодом (12 часов) и амплитудой (0.2-0.3 Ом·м или же 0.21-0.33%).

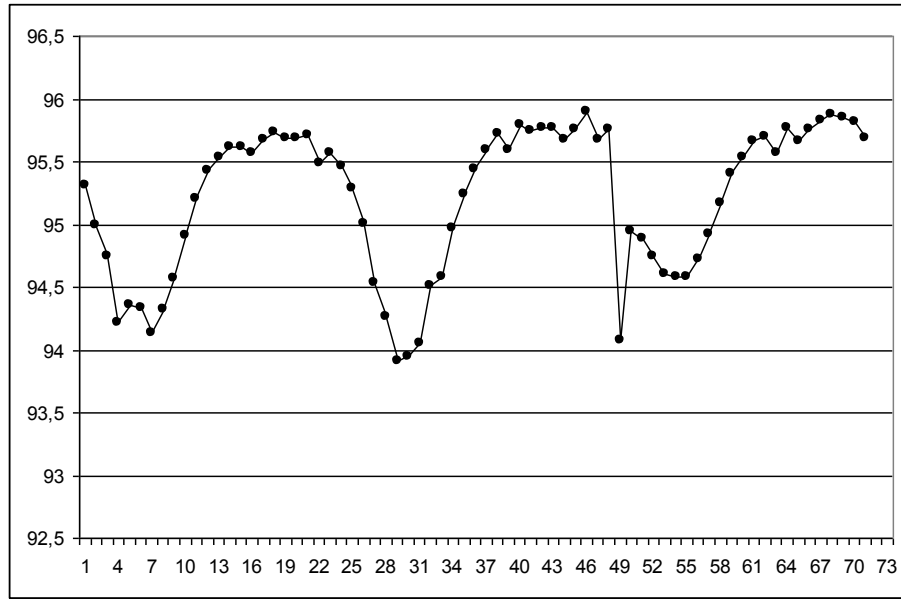


Рис. 3.3.4. Вариации кажущегося сопротивления в скважине за период 03.06.2010-05.06.2010.

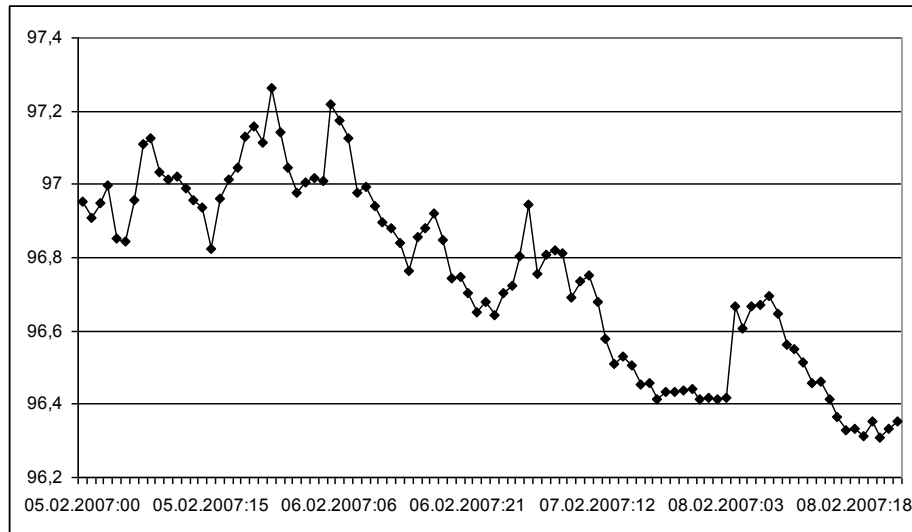


Рис. 3.3.5. Вариации кажущегося сопротивления в скважине за период 05.02.2007-08.02.2007.

Таким образом, в отдельные периоды наблюдаются вариации кажущегося сопротивления различной формы, в том числе скачкообразного характера, которые могут быть обусловлены различными факторами, например, изменением давления атмосферы, уровня воды в скважине, пусками и остановками турбин, деформацией земной коры и др.

3.4. Анализ влияния сезонных факторов на кажущееся сопротивление пород в скважине

На длительные режимные геофизические наблюдения в той или иной степени могут оказывать влияние такие параметры окружающей среды, как температура и давление атмосферы, осадки, таяние снега, уровень грунтовых вод и др., имеющие сезонный ход. Поэтому прежде чем приступить к анализу электрических параметров пород в скважине, направленных на исследование связи их с геодинамическими (имеется в виду сезонное изменение веса или уровня водохранилища) и сейсмическими процессами необходимо определить степень влияния сезонных факторов. Использование скважинных методов позволяет существенно снизить их влияние, но в условиях, когда скважина расположена близко от берега водохранилища, сезонный фактор температуры атмосферы может оказать свое влияние, так как вода из водохранилища легко попадает в скважину по имеющимся в массиве трещинам. О такой связи свидетельствует наличие синхронных изменений уровней воды в водохранилище и наблюдательных скважинах. Поэтому в данной главе для оценки влияния различных факторов окружающей среды на электрические параметры массива пород в скважине использовался пакет программ для обработки рядов WinABD [Дещеревский и др., 2015]. При обработке данных программой WinABD, принятое в литературе обозначение кажущегося сопротивления ρ_k на рисунках графиков приводится как R_k , поэтому в дальнейшем в тексте при анализе результатов ρ_k пишется как R_k .

3.4.1. Оценка влияния метеофакторов

Подготовка рядов метеоданных для анализа наблюдений на Чиркейской ГЭС

Наблюдения за кажущимся сопротивлением (R_k) на Чиркейской ГЭС проводятся с декабря 2006 г., а за электрическим потенциалом на приемных электродах (ЕП) – с марта 2013 г. Однако, для анализа R_k использовались данные, начиная с апреля 2010 г., так как для предыдущего периода имелись длительные пропуски, достигающие 15-25 суток. Поэтому для анализа использовались ряды данных с пропусками не более 3-4 суток.

Для учета возможного влияния экзогенных факторов с апреля 2010 г. по май 2013 г. на плотине ГЭС проводились наблюдения атмосферных параметров – температуры T и давления P . Однако в мае 2013 г. эти наблюдения были прекращены. Кроме того, по

выходным и праздничным дням наблюдения на плотине не выполнялись. Поэтому возникает задача продления рядов температуры на 2013-2014 гг. и заполнения пропущенных значений в этих наблюдениях. Для этой цели можно использовать данные расположенной поблизости (в 10 км от водохранилища) метеостанции Буйнакск.

Для решения этой задачи необходимо построить модель взаимозависимости метеоданных в двух этих пунктах. Как видно из рис. 3.4.1, графики температуры в двух пунктах имеют очень похожий ход, но с определенным смещением, более сильным в летние месяцы. Графики давления также очень похожи, но сезонный ход на них менее выражен (рис. 3.4.2).

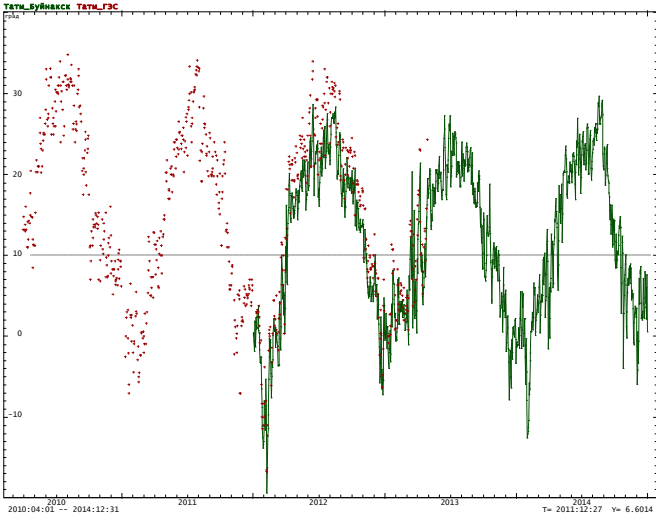


Рис. 3.4.1. Графики температуры атмосферы на плотине Чиркейской ГЭС (точки) и на метеостанции Буйнакск (линия) за разные интервалы времени.

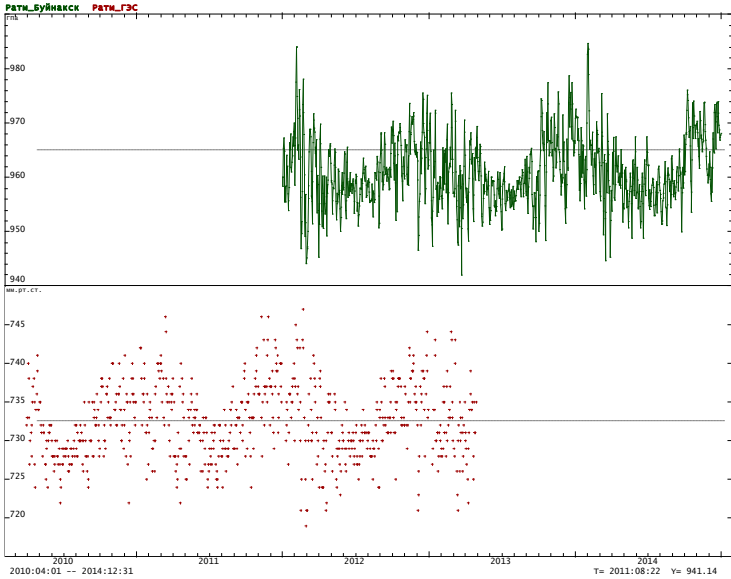


Рис. 3.4.2. Графики атмосферного давления на плотине Чиркейской ГЭС (точки) и на метеостанции Буйнакск (линия) за разные интервалы времени.

Модель для температуры атмосферы

Чтобы выбрать оптимальную модель для температуры, рассмотрим уравнение регрессии температуры на скважине (Т_{ГЭС}) на температуру в Буйнакске (Т_Б). Диаграмма рассеяния для этих параметров приведена на рис. 3.4.3а. Видно, что точки очень хорошо ложатся на линейную зависимость. В общем-то, это было ожидаемо, учитывая близость двух пунктов. Уравнение связи в модели линейной регрессии получается следующее:

$$T_{ГЭС} = (1.07 \pm 0.01) * T_{Б} + (2.2 \pm 0.1) \tag{3.4.1}$$

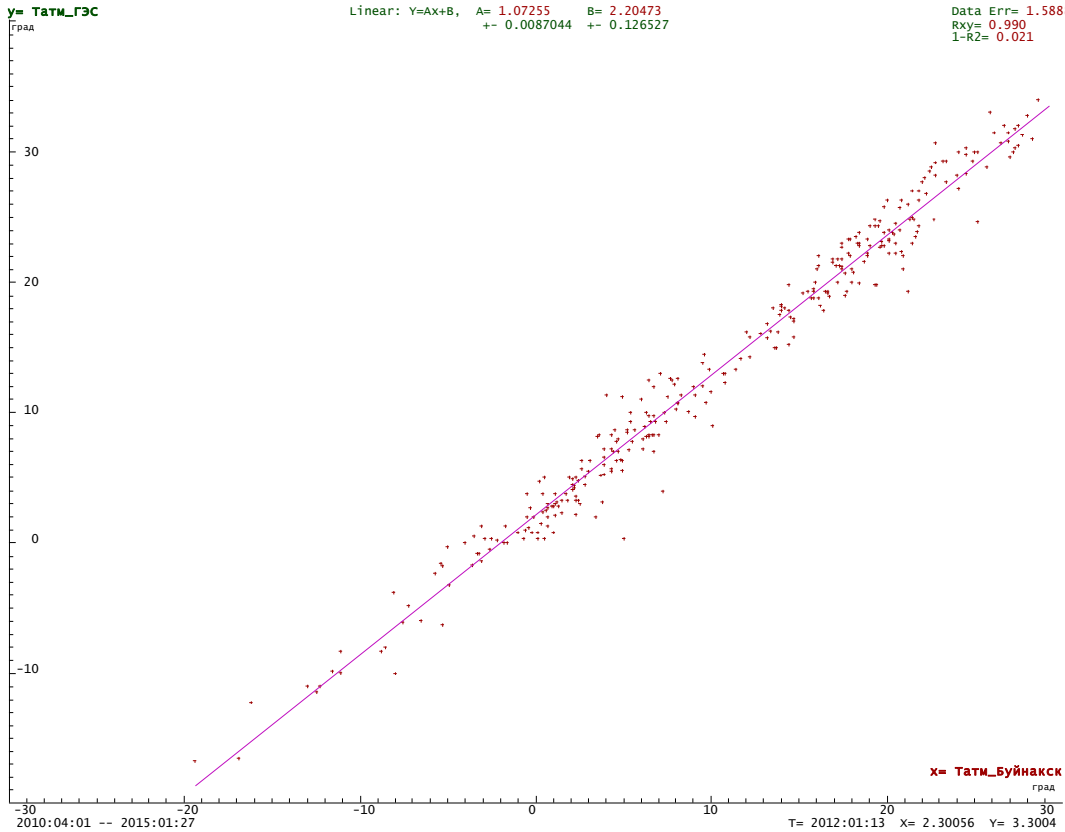


Рис. 3.4.3а. Зависимость температуры атмосферы на скважине (Т_{ГЭС}) от температуры в Буйнакске (Т_Б) (первичные данные).

Как видно из уравнения, модель (3.4.1) включает постоянное смещение на 2.2 градуса и масштабный коэффициент 1.07, т.е. амплитуда колебаний температуры на плотине 7% больше, чем на метеостанции. Среднеквадратичная погрешность восстановления Т_{ГЭС} по данным Т_Б согласно модели (1) составляет 1.6 °С.

Однако это не единственная возможная модель. Альтернативный метод состоит в том, чтобы отдельно учесть климатическую норму и отклонения от нее. Обычно этот метод дает более высокую точность, если конечно климатические нормы для двух пунктов точно известны.

Для оценки климатической нормы использовались все имеющиеся в нашем распоряжении данные по обоим пунктам (с 2010 по май 2013 для плотины ГЭС, 2012-2014 для метеостанции Буйнакск). Расчет выполнялся по методу среднесезонной функции (ССФ) со сглаживанием в окне шириной 30 суток [Дещеревский, Сидорин, 1999б].

Модель для рядов климатической нормы приведена на рис. 3.4.3б, для отклонений от климатической нормы – на рис. 3.4.3в. Уравнения для этих моделей выглядят так:

$$T_{\text{гэс}} = (1.114 \pm 0.005) * T_{\text{б}} + (1.89 \pm 0.05) \quad (3.4.2)$$

$$T_{\text{гэс}} = (0.97 \pm 0.03) * T_{\text{б}} + (0.02 \pm 0.14) \quad (3.4.3)$$

Среднеквадратичная ошибка моделей составляет 1.3 °С и 2.0 °С.

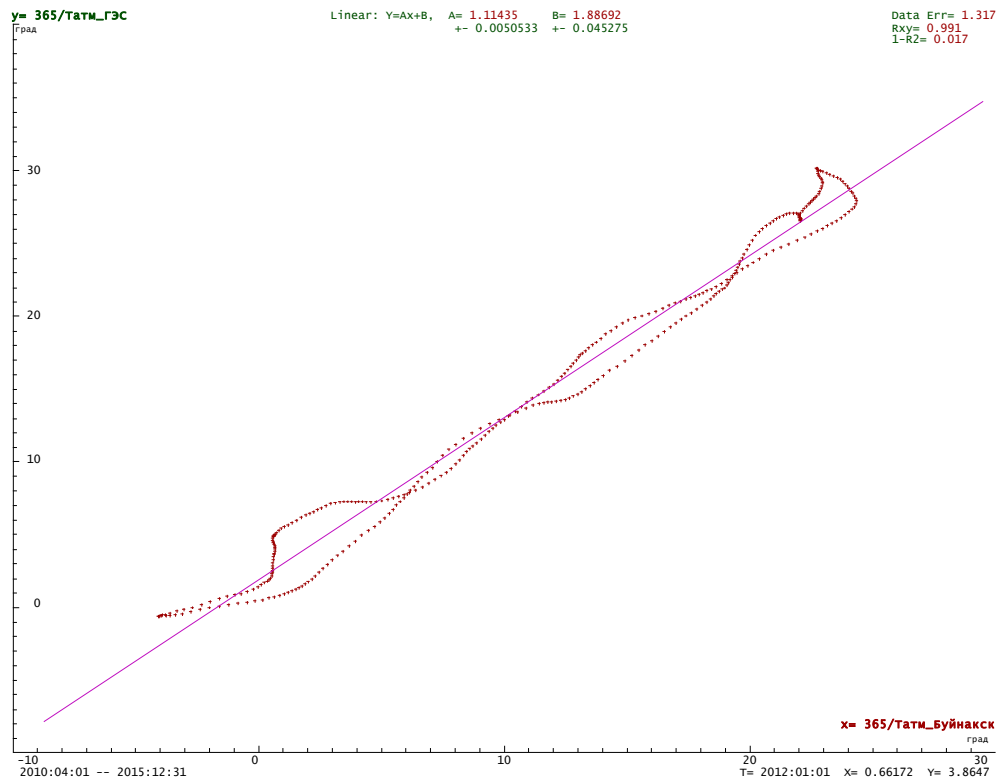


Рис. 3.4.3б. Зависимость температуры на скважине ($T_{\text{гэс}}$) от температуры в Буйнакске ($T_{\text{б}}$) (сезонные компоненты).

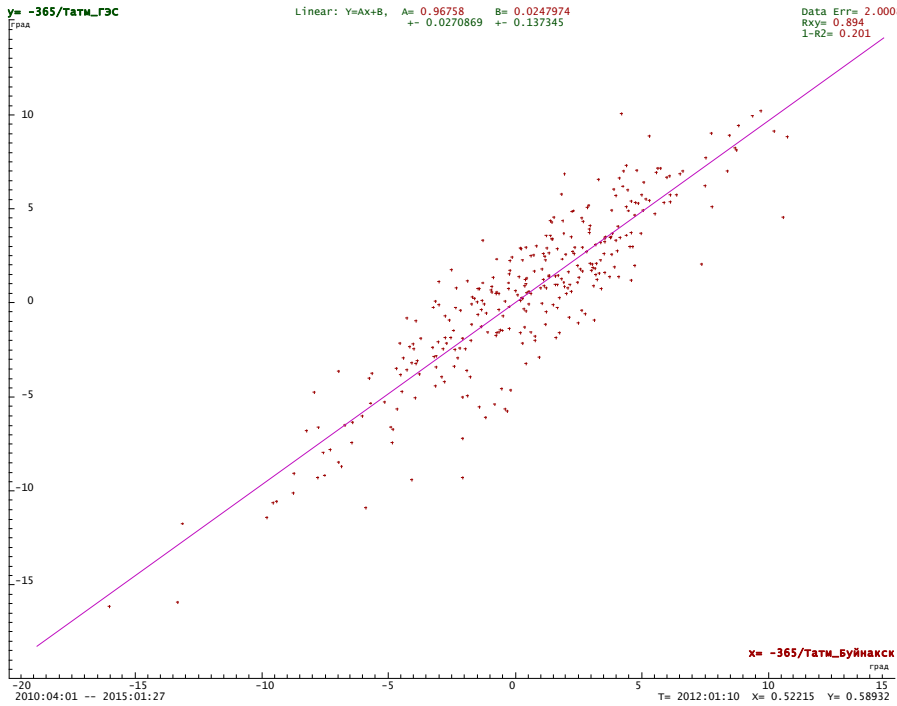


Рис. 3.4.3в. Зависимость температуры на скважине (Тгэс) от температуры в Буйнакске (Тб) (отклонения от климатической нормы).

Видно, что модели для сезонных и остаточных компонент слегка отличаются. Модель (3.4.2) для сезонных компонент включает и постоянное смещение на 1.9 градуса, и масштабный коэффициент 1.114, а модель для остаточных компонент, в пределах точности оценивания, показывает, что отклонения от своей климатической нормы на плотине на метеостанции практически одинаковые.

С физической точки зрения, более качественная модель связи может быть построена путем суперпозиции моделей (3.4.2) и (3.4.3). Однако, как видно из данных, на практике в этом случае среднеквадратическая погрешность восстановления температуры будет более 2°. То есть, даже хуже, чем по модели (3.4.1). Очевидно, это связано с тем, что расчеты выполнялись по достаточно коротким рядам длительностью всего несколько лет и поэтому климатическая норма рассчитана с большой погрешностью. Поэтому использование более сложной модели с расчетом климатической нормы и отклонений от нормы не улучшает, а увеличивает общую погрешность.

Таким образом, для восстановления температуры на плотине ГЭС по данным температуры в Буйнакске целесообразно использовать модель (3.4.1).

Модель для атмосферного давления

Расчеты выполнялись по той же схеме, что и при построении модели для температуры. Однако значения давления на метеостанции и на плотине измерены в разных единицах, поэтому коэффициент регрессии значительно отличается от единицы.

Диаграммы рассеяния для трех вариантов регрессии приведены на рис. 3.4.4а, 3.4.4б, 3.4.4в. Уравнения регрессии для трех вариантов расчета следующие:

$$P_{гэс} = (0.80 \pm 0.01) * P_{Б} - (39.95 \pm 0.07) \quad (3.4.4)$$

$$P_{гэс} = (0.60 \pm 0.01) * P_{Б} + (154.24 \pm 0.05) \quad (3.4.5)$$

$$P_{гэс} = (0.77 \pm 0.02) * P_{Б} + (0.07 \pm 0.09) \quad (3.4.6)$$

Во всех уравнениях $P_{гэс}$ измеряется в мм.рт.ст., $P_{Б}$ – в ГПа, то есть коэффициенты регрессии уже учитывают переход от одних единиц к другим. Среднеквадратичная погрешность расчета $P_{гэс}$ по моделям (3.4.4)-(3.4.6) составляет 1.2, 1.1 и 1.7 мм.рт.ст.

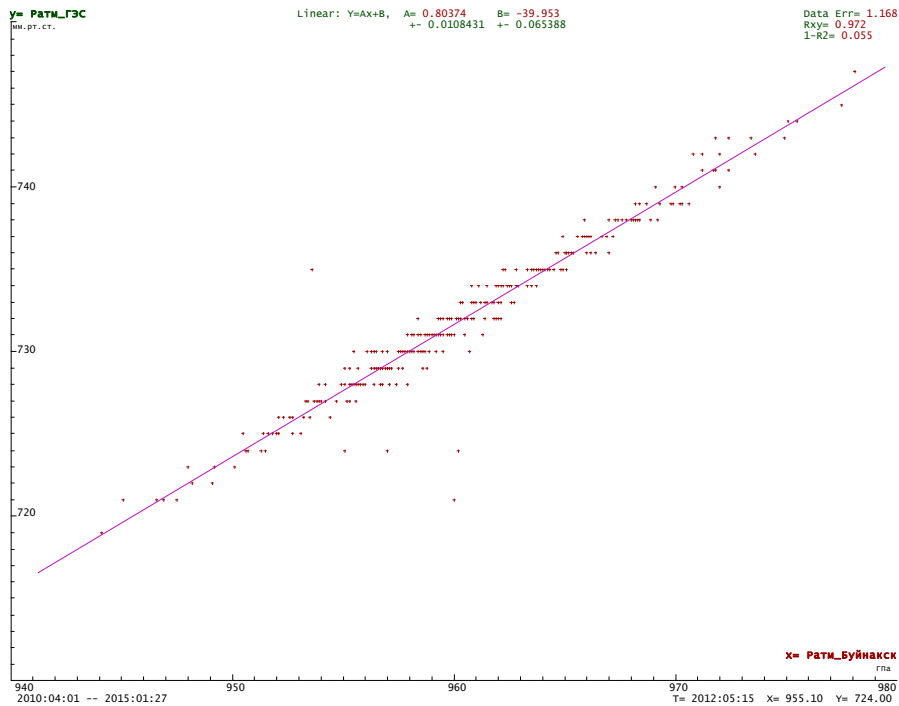


Рис. 3.4.4а. Зависимость атмосферного давления на скважине ($P_{гэс}$) от давления в Буйнакске ($P_{Б}$) (первичные данные).

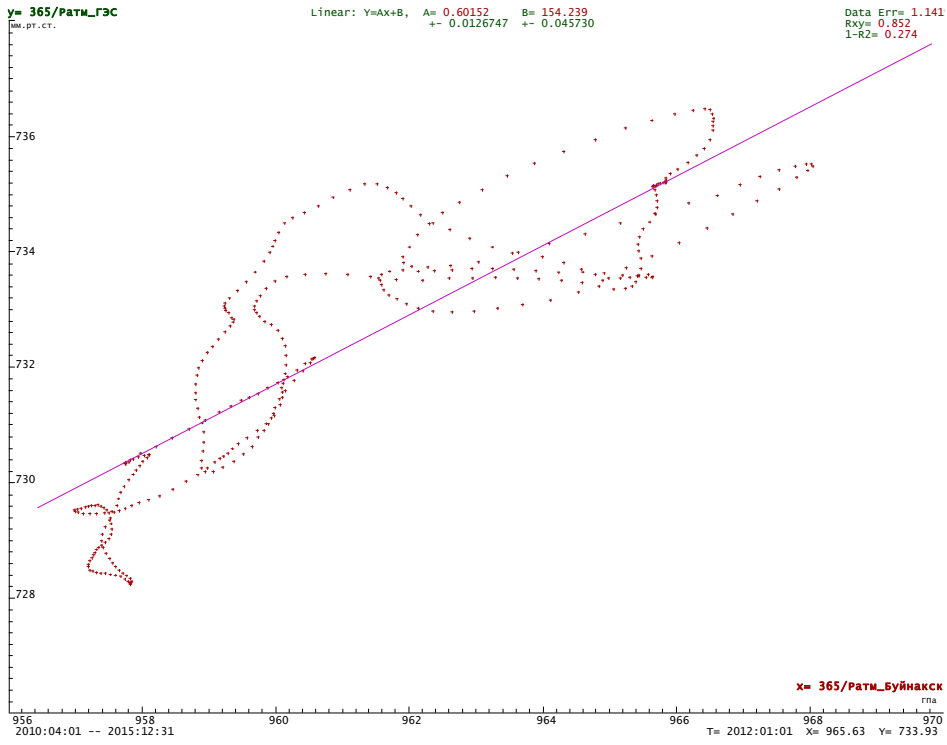


Рис. 3.4.4б. Зависимость атмосферного давления на скважине (РГЭС) от давления в Буйнакске (РБ) (сезонные компоненты).

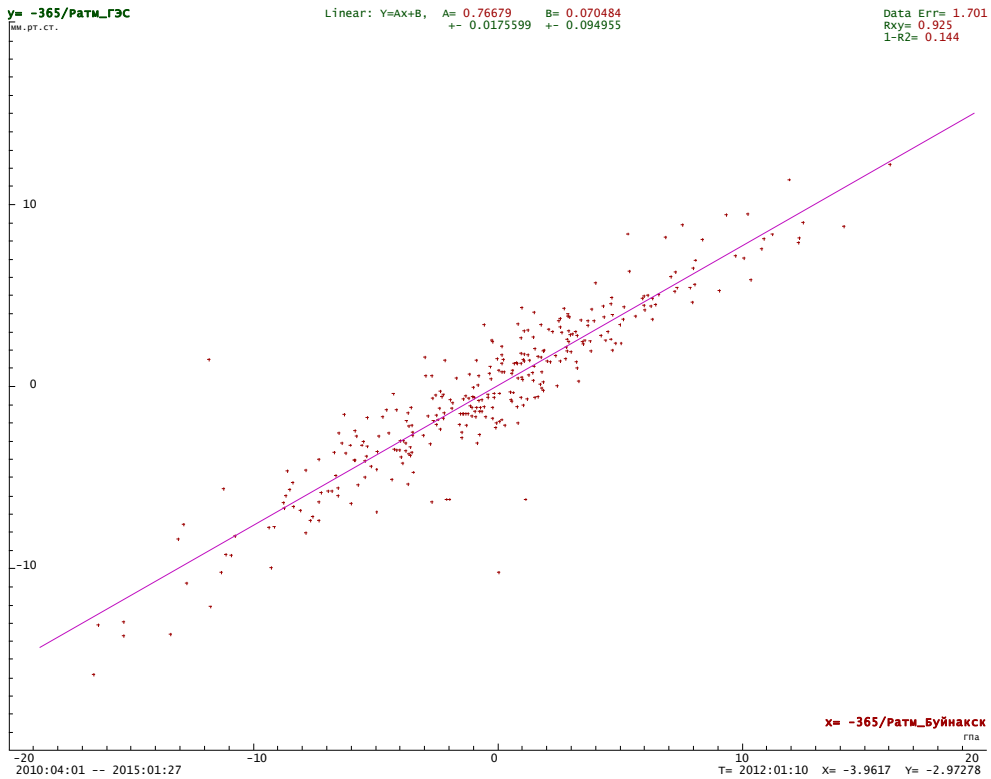


Рис. 3.4.4в. Зависимость атмосферного давления на скважине (РГЭС) от давления в Буйнакске (РБ) (отклонения от климатической нормы).

Как и в случае с температурой, более сложная модель, отдельно учитывающая климатическую норму и отклонения от нее (уравнения 3.4.5, 3.4.6), оказалась менее точной из-за очень большой погрешности при оценке климатической нормы. Поэтому для расчета давления на ГЭС после мая 2013 г. и заполнения пропущенных измерений давления целесообразно использовать модель (3.4.4).

Построенные модели (3.4.1) и (3.4.4) были использованы для продления рядов атмосферных параметров после мая 2013 г. и заполнения пропущенных измерений до мая 2013 г. по данным метеостанции Буйнакск.

Для анализа использовались ряды данных кажущегося сопротивления (R_k) в скважине №1, электрического поля (ЕП) и температуры воды в скважине №2 (Тскв), естественного электрического поля (ЕП) в скважине №1, уровня воды в водохранилище (Нвдхр), температуры атмосферы (Татм), давления атмосферы (Ратм) и осадков. Их графики за исключением осадков приведены на рис. 3.4.5.

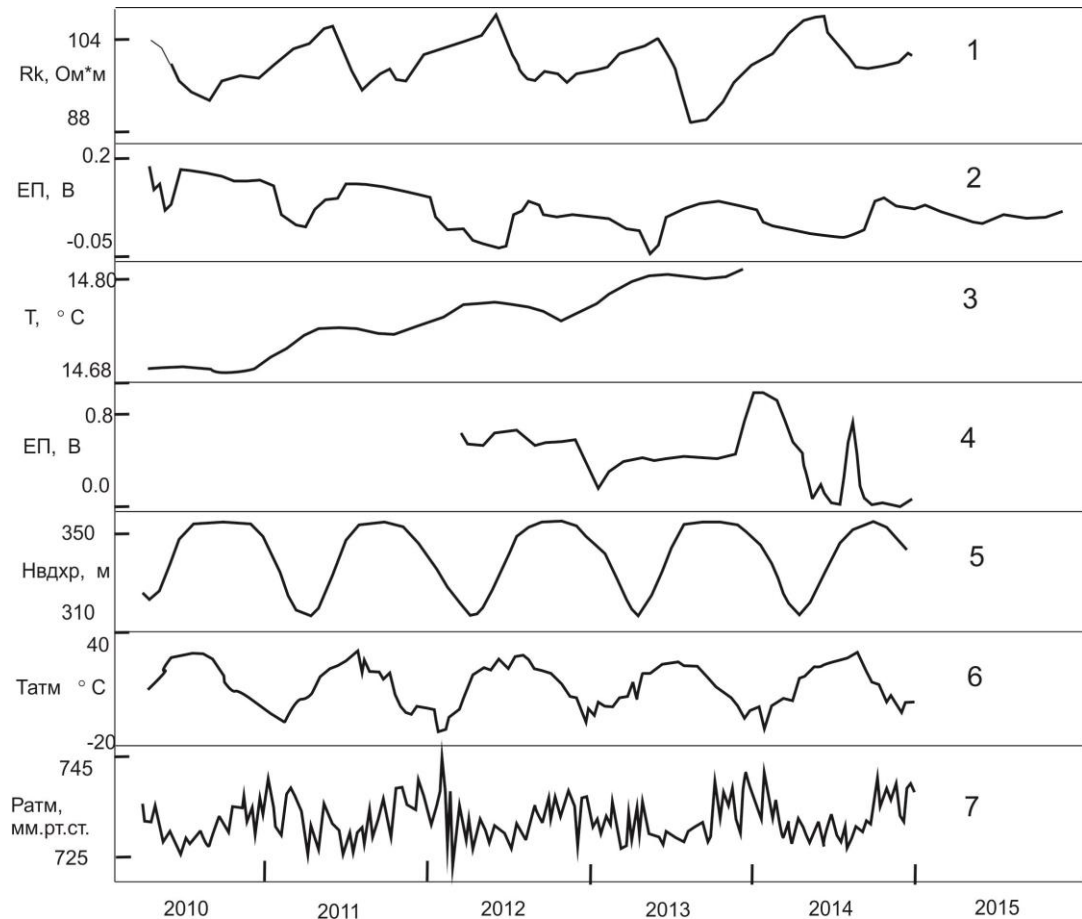


Рис. 3.4.5. Графики рядов: 1– R_k (Ом·м); 2– ЕП (В); 3– Тскв (°С); 4– ЕП (В); 5– Нвдхр (м); 6–Татм (°С); 7– Ратм (мм.рт.ст.).

3.4.2. Оценка влияния температуры и давления атмосферы на Rk

Для анализа использовался ряд наблюдений кажущегося сопротивления (Rk) на Чиркейской ГЭС с апреля 2010 г. по декабрь 2014 г., а также ряды температуры в этом же пункте.

Методика анализа

Как для T, так и для Rk характерен сильный сезонный ход. Для любых рядов, содержащих регулярную вариацию с общим периодом очень высока вероятность совпадения этих составляющих по фазе или в противофазе. Нулевая корреляция между такими рядами будет наблюдаться только в исключительных случаях. Поэтому целесообразно отдельно рассматривать сезонные и остаточные компоненты вариаций.

Остаточная компонента вариаций по свойствам довольно близка к стационарному случайному процессу. Для выяснения наличия связи между такими сигналами можно использовать обычные статистические методы – такие, как корреляционный анализ (с учетом возможной задержки во времени). То есть, статистические методы могут применяться независимо от наличия или отсутствия физической модели, объясняющей влияние атмосферных эффектов на Rk (либо отсутствие такого влияния). Затем результаты расчетов можно пытаться интерпретировать в рамках тех или иных физических моделей.

Для сезонной компоненты формальный анализ малополезен, так как в общем случае гипотеза об отсутствии связи для таких сигналов (т.е. квазисинусоидальных функций с одинаковым периодом) обычно не может быть отклонена с приемлемым уровнем значимости. Поэтому при анализе сезонных вариаций надо исходить преимущественно из физических, а не статистических соображений.

Оценка сезонной и остаточной компоненты вариаций для атмосферных параметров

Расчет сезонной компоненты температуры, давления и Rk проводился по методике [Дещеревский А.В., Сидорин А.Я., 1999б]. Эта методика предполагает расчет сезонной вариации методом наложения эпох с последующим сглаживанием. Цель сглаживания – подавление случайных высокочастотных флуктуаций среднесезонной функции (ССФ). Поэтому оптимальная величина сглаживания подбирается, исходя из степени

вариабельности сезонного хода от года к году, амплитуды высокочастотных шумов, числа периодов сезонности, по которым рассчитана ССФ.

С учетом всех перечисленных факторов, для ряда температуры было выбрано сглаживающее окно шириной 30 суток (рис. 3.4.6), а для давления – 60 суток (рис. 3.4.7). Видно, что для температуры аддитивная модель сезонного хода вполне удовлетворительна, а для давления после вычитания сезонного хода остается четкая сезонная периодичность дисперсии: в зимние месяцы амплитуда флуктуаций давления возрастает. Поэтому можно попробовать применить мультипликативную модель. В этом случае вместо вычитания сезонной компоненты ряд делится на нее [Дещеревский А.В., Сидорин А.Я., 1998б].

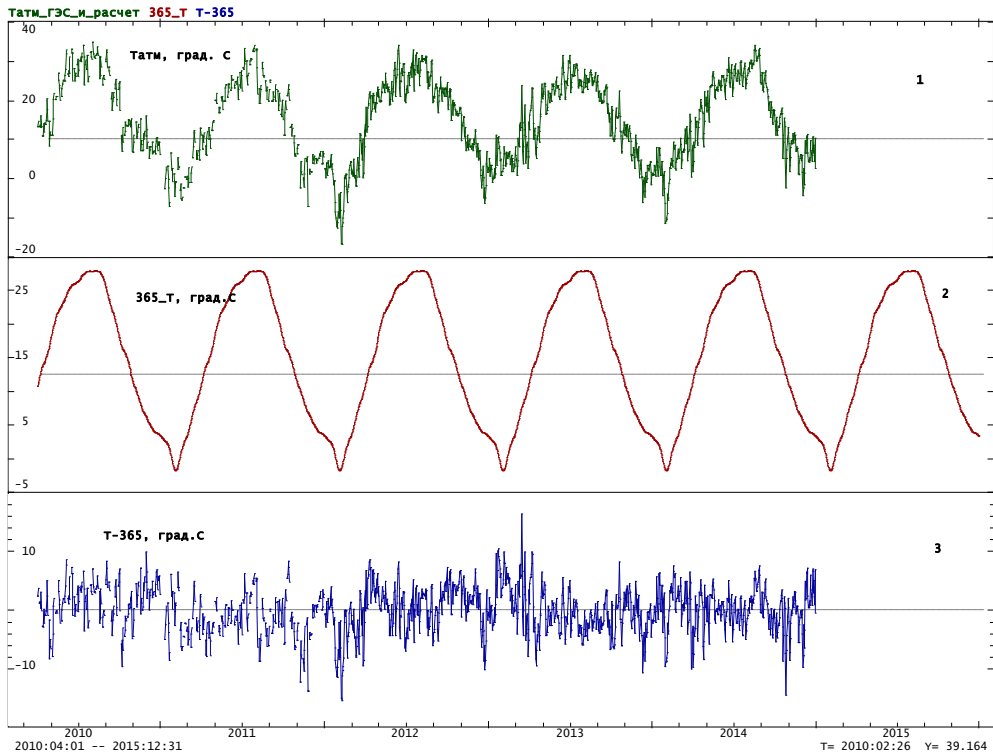


Рис. 3.4.6. Сводный ряд температуры атмосферы на плотине Чиркейской ГЭС (1), его сезонная (2) и остаточная компонента (3) (сглаживание сезонной компоненты 30 суток).

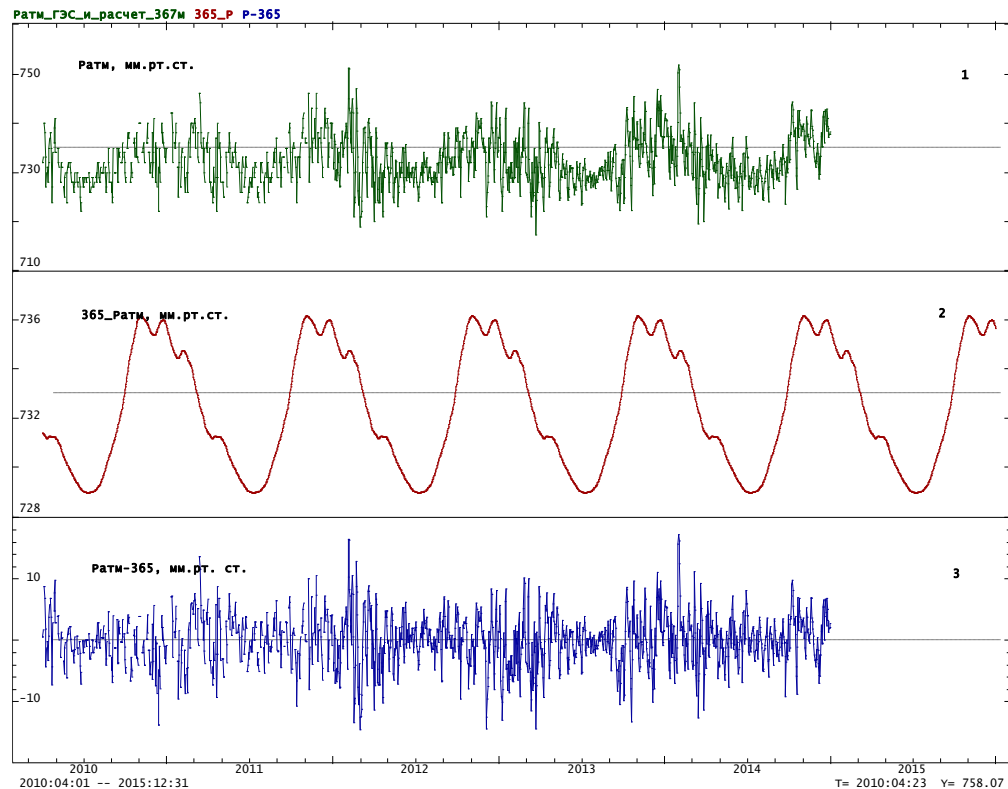


Рис. 3.4.7. Сводный ряд атмосферного давления (1) на плотине Чиркейской ГЭС, его сезонная (2) и остаточная компонента (3) (аддитивная модель, сглаживание сезонной компоненты 60 суток).

Однако и при использовании мультипликативной модели эффект сезонного хода дисперсии не устраняется (рис. 3.4.7а). Это означает, что сезонный ход дисперсии давления и сезонный ход среднего уровня давления не пропорциональны друг другу. Чтобы учесть оба эти эффекта, нужна двухпараметрическая модель. Однако для целей настоящей работы столь детальная двухпараметрическая модель сезонных вариаций давления, по-видимому, не сулит большой информативности. Главная цель вычитания сезонного хода – устранение общей регулярной доминанты в вариациях двух параметров – достигается и при использовании простой аддитивной модели. Вторая цель – приближение ряда давления по свойствам к случайному ряду – достигается частично. С учетом этих обстоятельств, можно видимо ограничиться использованием однопараметрической модели сезонных вариаций давления.

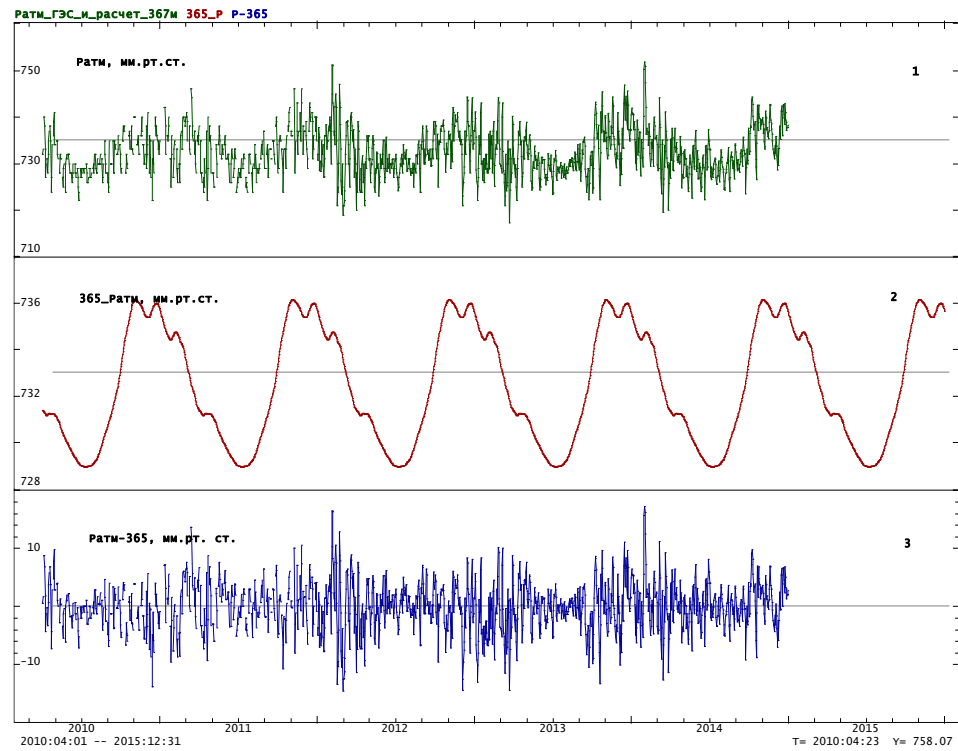


Рис. 3.4.7а. Сводный ряд атмосферного давления на плотине (1) Чиркейской ГЭС, его сезонная (2) и остаточная компонента (3) (мультипликативная модель, сглаживание сезонной компоненты 60 суток).

Для ряда осадков сезонную модель нет смысла строить из-за дискретной структуры этого ряда (рис. 3.4.8).

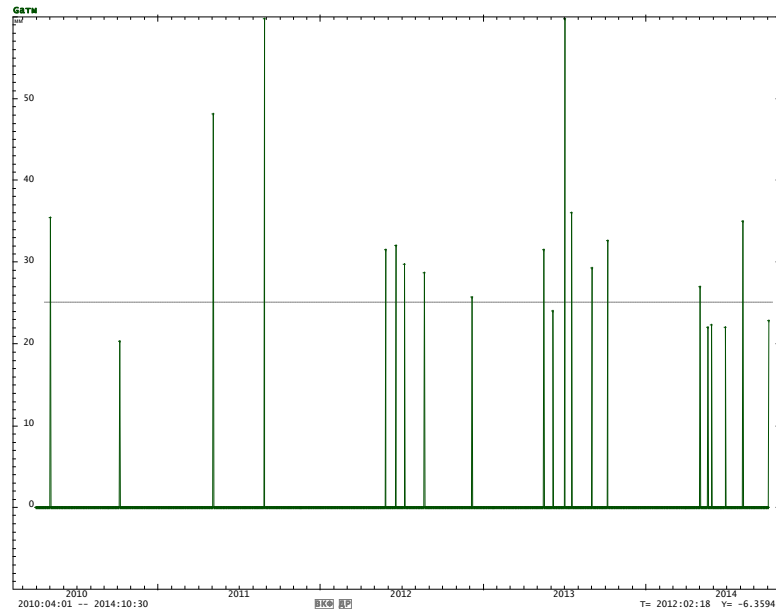


Рис. 3.4.8. Ряд атмосферных осадков.

Оценка сезонной и остаточной компоненты вариаций для R_k

Для ряда R_k при построении сезонной модели надо учесть два момента.

Во-первых, в начальный период (01.04.2010-01.06.2012) наблюдения выполнялись реже, чем во вторую половину срока (01.06.2012-31.12.2014). Поэтому при формальном суммировании данных за первую и вторую часть срока сравнительный «вес» первых наблюдений будет занижен. Очевидно, что это не совсем правильно, т.к. сезонный ход R_k имеет довольно плавную форму и наблюдения с периодичностью раз в три дня аппроксимируют сезонный ход практически так же хорошо, как и ежедневные. Чтобы выровнять вклад первой и второй части срока в сезонную функцию, целесообразно интерполировать пропуски в наблюдениях, по крайней мере, короткие.

Во-вторых, в ряде R_k периодически прослеживаются высокочастотные флуктуации, например, в мае-июне 2013 г. Чтобы уменьшить возможное искажение формы ССФ, их лучше отфильтровать перед расчетом ССФ. Поскольку продолжительность таких экскурсов не превышает 1-3 суток, для фильтрации можно использовать медианное сглаживание в окне шириной 7 суток.

Таким образом, для оценки сезонной вариации R_k были выполнены следующие действия:

- 1) Сглаживание скользящей медианой в окне 7 суток с заполнением пропусков в ряде тренда (рис. 3.4.9)
- 2) Оценка ССФ по методу среднесезонной функции со сглаживанием 30 суток (рис. 3.4.10а).

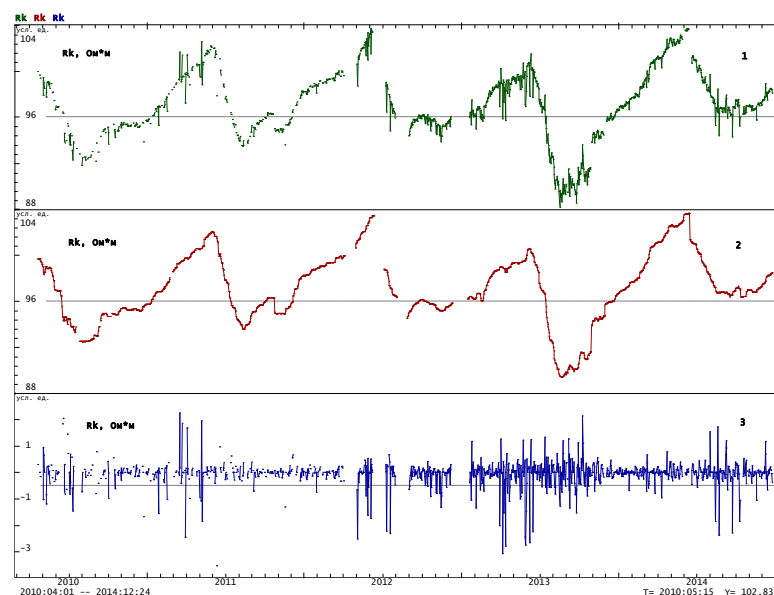


Рис. 3.4.9. Медианная фильтрация выбросов и заполнение пропусков в ряде R_k : 1- исходный ряд; 2- сглаженный; 3- остаток.

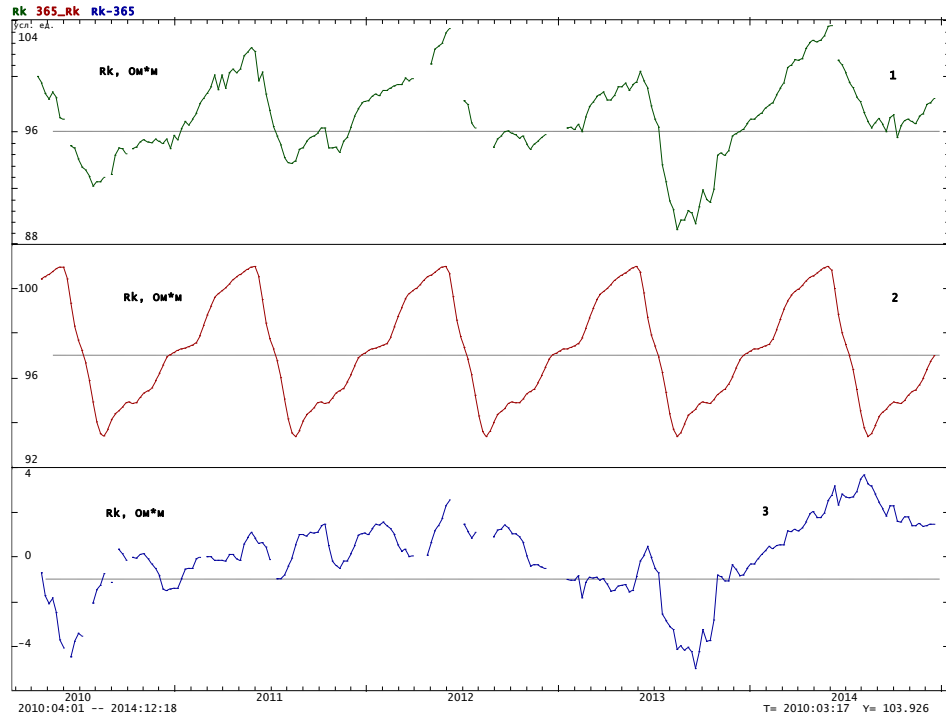


Рис. 3.4.10а. Отфильтрованный от выбросов ряд R_k (1), его сезонная (2) и остаточная (3) компоненты (сглаживание сезонной компоненты 30 суток).

Заметим, что при выполнении этих двух операций сезонная вариация оценивается по ряду без выбросов, и в отфильтрованный ряд эти выбросы также не попадают. Поэтому в дополнение к ряду без выбросов был сформирован третий вариант ряда R_k , с отфильтрованным сезонным ходом, но без удаления выбросов (ряд R_{k1}). Для расчета этого третьего ряда сезонная вариация была удалена путем вычитания ССФ из исходного ряда. Полученные два варианта ряда, отфильтрованного от сезонного хода, показаны на рис. 3.4.10б.

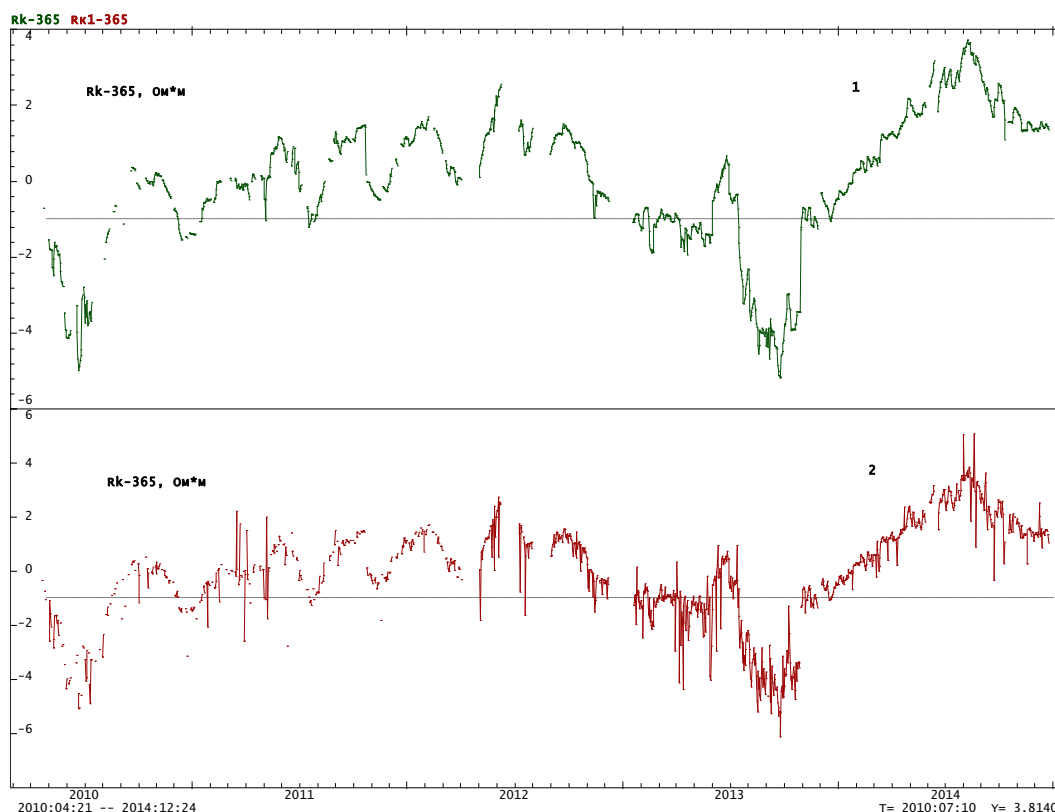


Рис. 3.4.10б. Отфильтрованные от сезонной компоненты ряды Rk: 1- с удалением выбросов; 2- с выбросами.

Таким образом, по результатам оценок сезонной и остаточной компоненты вариаций для атмосферных параметров для последующего анализа в базу данных были занесены следующие 7 рядов (выделены в табл. 3.4.1 жирным шрифтом):

Таблица 3.4.1. Сезонные и остаточные компоненты рядов – исходные данные для анализа

Исходный ряд	Сезонная компонента	Остаток (сезонная компонента удалена)
Татм_ГЭС_и_расчет	365_T	T-365
Ратм_ГЭС_и_расчет_367м	365_P	P-365
Rk	365_Rk	Rk-365 (ряд без выбросов) Rk1-365 (ряд с выбросами)

Оценка влияния температуры атмосферы (Т) на Rk (ряды с отфильтрованным сезонным ходом)

Для анализа использовались построенные выше ряды, отфильтрованные от сезонного хода: T-365, Rk-365 и Rk1-365 (табл.3.4.1).

Рассмотрим сначала сами ряды. Их графики приведены на рис. 3.4.11. По графикам особого сходства между рядами не видно. Аномальное понижение Rk во второй половине 2013 г., а также летом 2010 г. не имеет никаких аналогий на кривой температуры T. То же самое относится и к аномальному повышению Rk во второй половине.

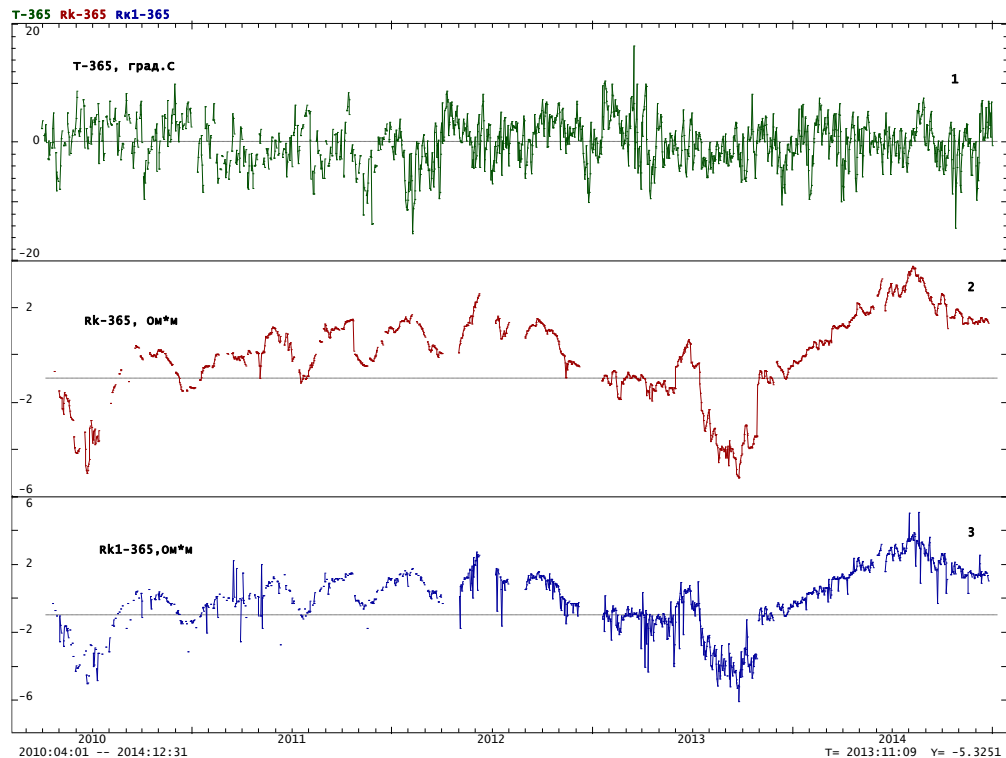


Рис. 3.4.11. Отфильтрованные от сезонной компоненты ряды T-365 (1), Rk-365 (2) и Rk1-365 (3).

Визуально на графике Rk прослеживаются квазирегулярные вариации с периодом 2-5 месяцев в 2011-2012 гг. На графике T найти аналогичные вариации также не удастся. Ниже на спектрах эти вариации также не отразились. Очевидно, это связано с тем, что они не имеют фиксированного периода. То есть это не регулярная периодичность, а скорее случайные колебания с меняющимся периодом.

Спектры рядов приведены на рис. 3.4.12а. Все спектры имеют вид, характерный для фликкер-шума, но это очень распространенное явление. Даже если два сигнала относятся к классу фликкер-шума, это никак не указывает на причинную связь между ними. Говорить о возможности такой связи можно было бы в случае обнаружения общих периодичностей, или общего поведения «фоновой» части спектра (например, если бы крутизна спектра синхронно и резко менялась бы на одном и том же периоде), но на графиках ничего этого нет.

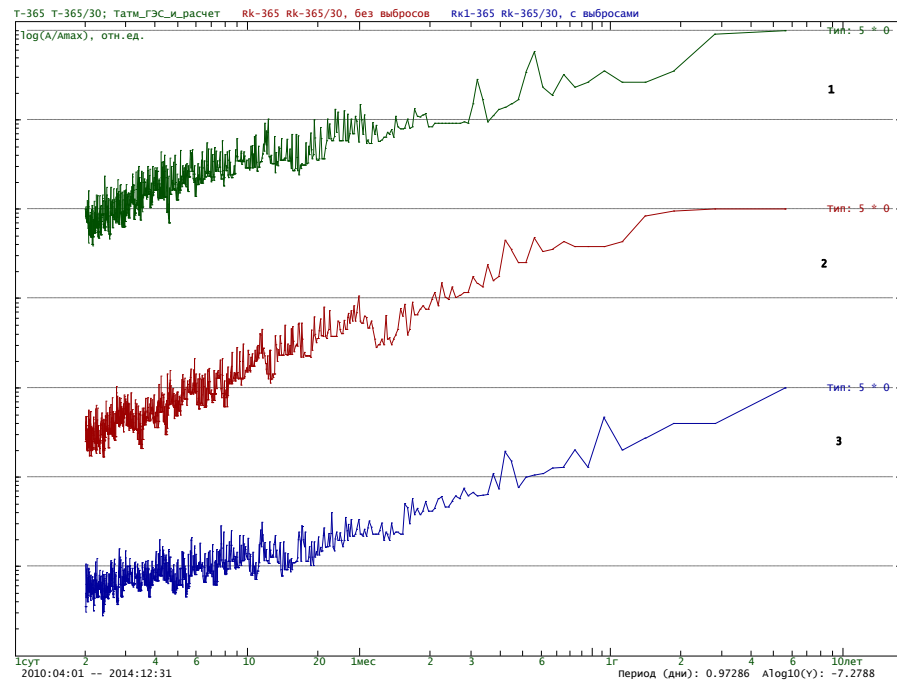


Рис. 3.4.12а. Спектры отфильтрованных от сезонной компоненты рядов Т-365 (1), Rk-365 (2) и Rk1-365 (3) (оценка методом Филона).

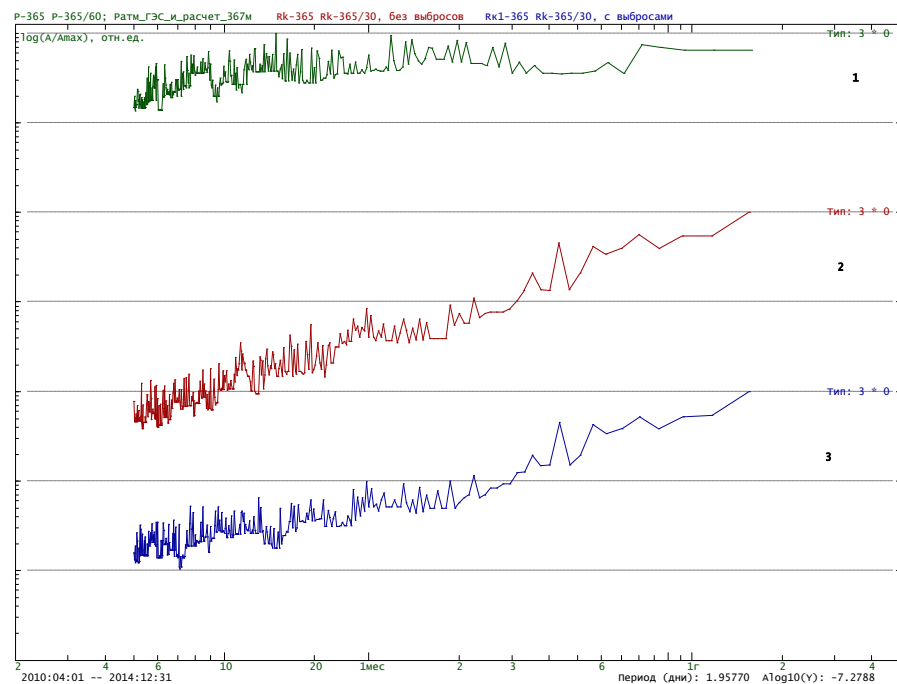


Рис. 3.4.12б. Спектры отфильтрованных от сезонной компоненты рядов Т-365 (1), Rk-365 (2) и Rk1-365 (3) (методом быстрого преобразования Фурье).

Для фликкер-шума интерпретация корреляций должна выполняться с осторожностью, поскольку корректно оценить уровень значимости для сигналов такого вида очень сложно [Дещеревский А.В., Сидорин А.Я., 2001]. Проще говоря, наличие

высокой корреляции между двумя фликкер-шумовыми рядами еще не доказывает, что существует статистически значимая связь между ними.

На рис. 3.4.13а, 3.4.13б приведены графики взаимнокорреляционных функций (ВКФ) для T и R_k и R_{k1} . В данном случае корреляция между сигналами наблюдается только на задержках более 200 суток и имеет отрицательный знак. Это означает, что через 7 месяцев после повышения T по сравнению со среднегодовыми значениями, R_k понижается (также по сравнению со своими среднегодовыми значениями для этого времени года). Уровень корреляции довольно высокий: -0.4 . Тем не менее, этот результат невозможно интерпретировать однозначно, так как в силу фликкер-шумового характера рядов такой эффект на графике ВКФ может возникнуть и случайно.

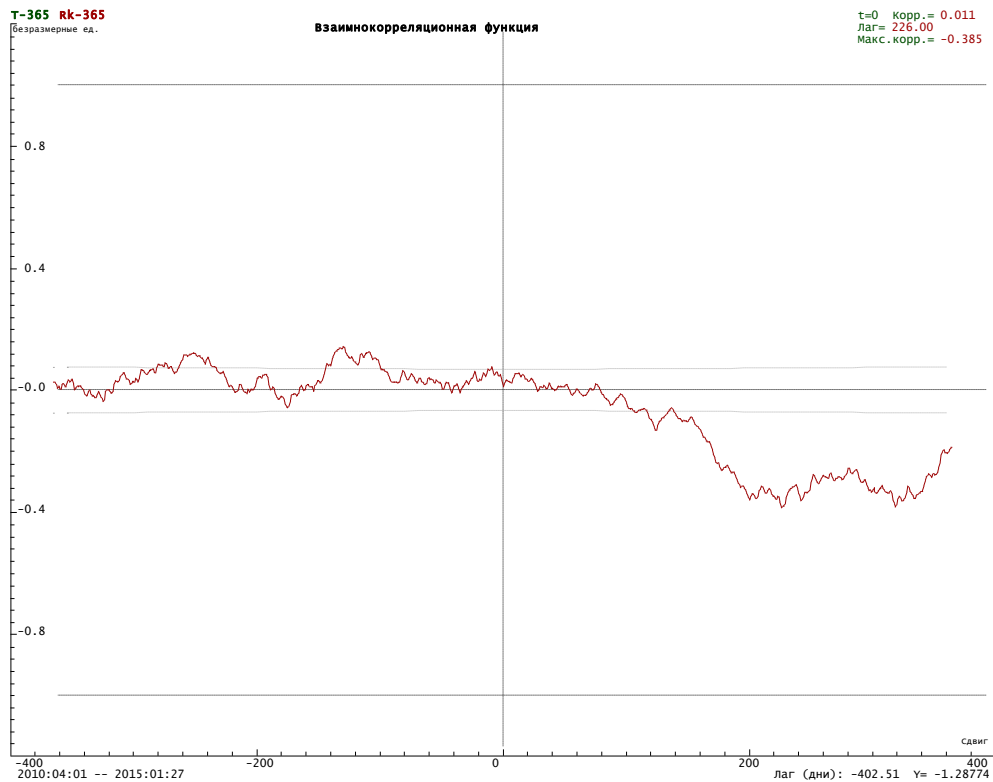


Рис. 3.4.13а. Взаимнокорреляционная функция для рядов T -365 и R_k -365.

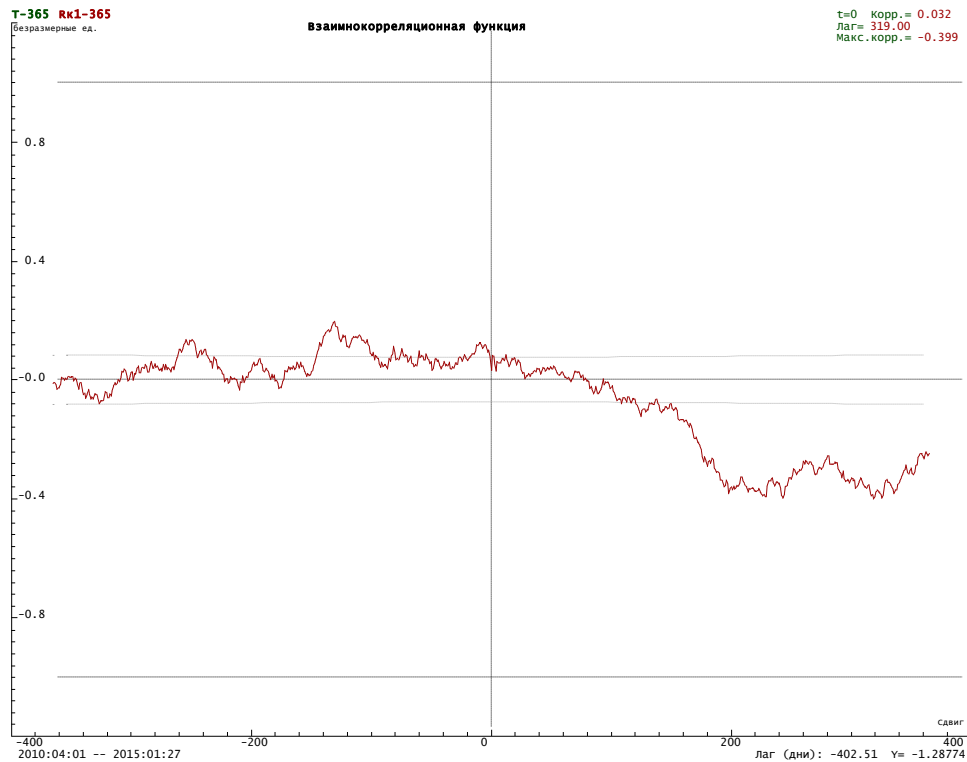


Рис. 3.4.13б. Взаимнокорреляционная функция для рядов T-365 и Rk1-365.

Если такая антикорреляция – это случайность, то эффект должен хаотически появляться и исчезать во времени в разные интервалы времени. На рис. 3.4.14а 3.4.14б приведены ВКФ, рассчитанные отдельно по интервалам 2010:04-2012:12 и 2012:04-2015:01. При делении ряда на два интервала длина каждого интервала оказывается недостаточной, чтобы изучать поведение ВКФ на больших задержках, поэтому ВКФ обрезана справа на периоде 8 месяцев. Тем не менее, видна явная разница между ВКФ для первой и второй части срока, в левой части наблюдается низкая положительная корреляция, тогда как в правой – явно выраженная отрицательная.

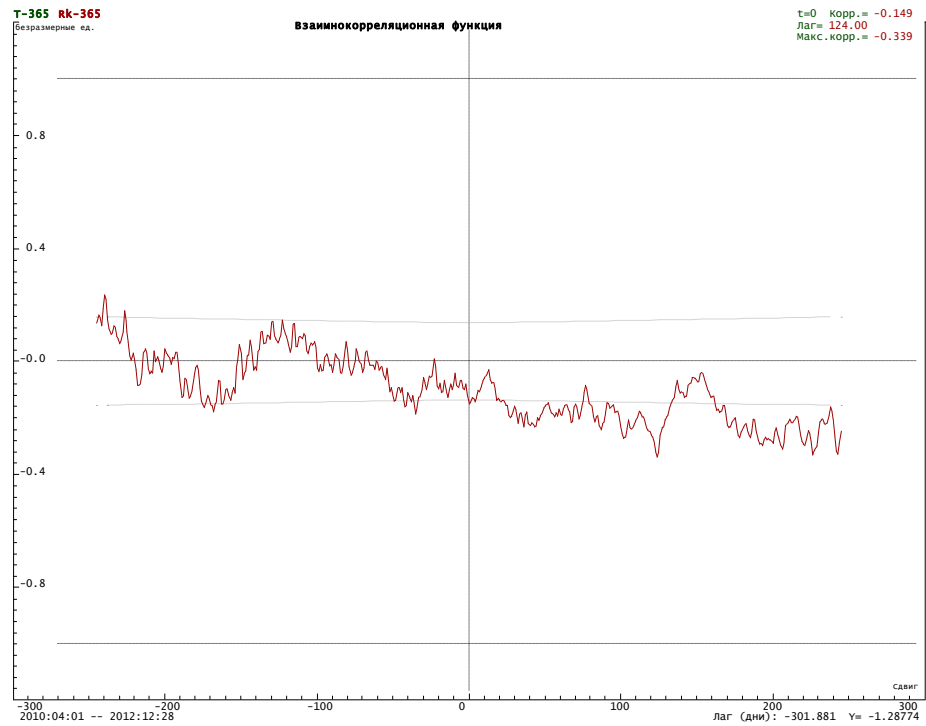


Рис. 3.4.14а. Взаимнокорреляционная функция для рядов Т-365 и Rk-365 для интервала 2010:04-2012:12.

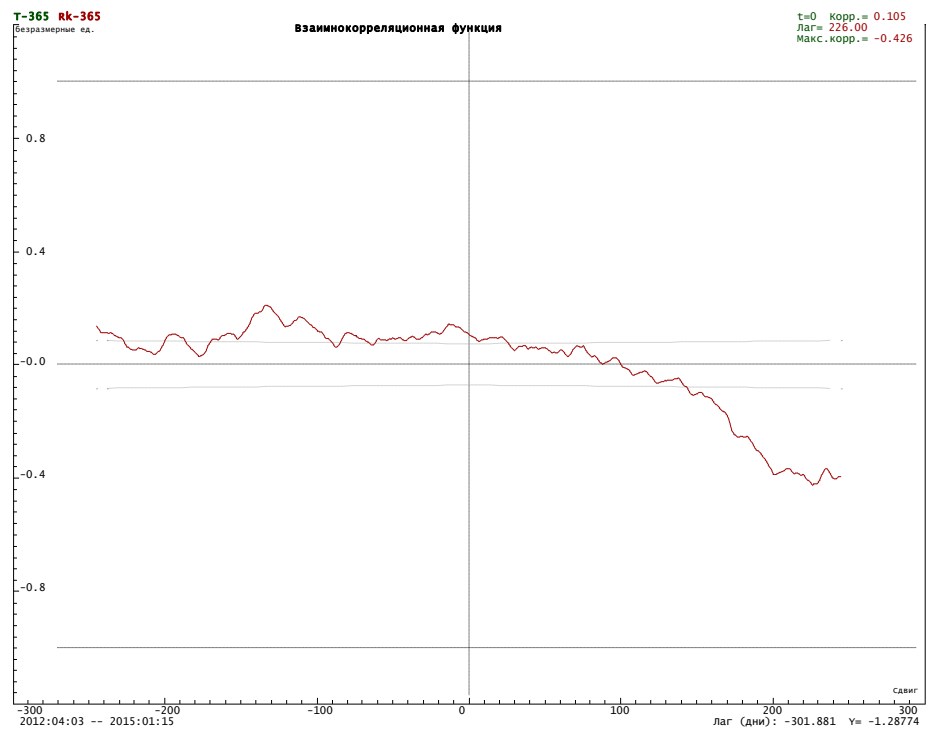


Рис. 3.4.14б. Взаимнокорреляционная функция для рядов Т-365 и Rk-365 для интервала 2012:04-2015:01.

Такое резкое изменение вида ВКФ при изменении рассматриваемого интервала показывает неустойчивость замеченного эффекта (то есть, скорее всего, это просто

случайность). Но окончательно подтвердить этот вывод можно будет только при существенном увеличении длины рядов.

На рис. 3.4.15 показаны ряды T и Rk , причем ряд Rk сдвинут на 210 суток. Особого согласия между ними не видно. Так что, скорее всего, влияние T на Rk с такой большой задержкой все же маловероятно.

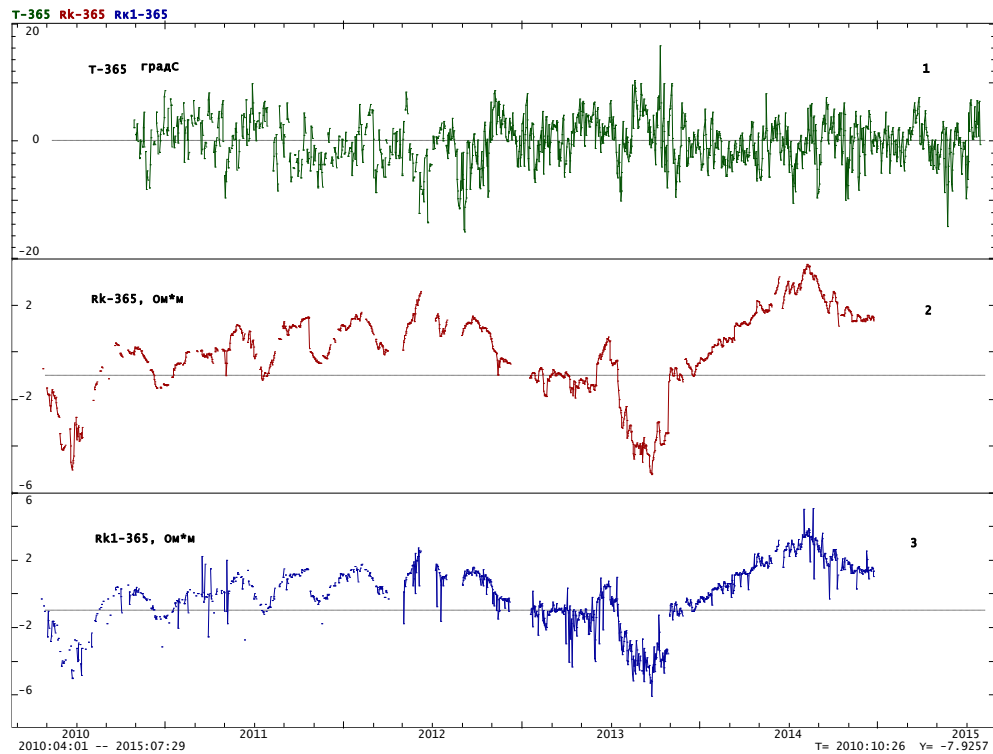


Рис. 3.4.15. Отфильтрованные от сезонной компоненты ряды T -365 (1), Rk -365 (2) и $Rk1$ -365 (3), но ряды Rk сдвинуты на 210 суток «влево» для синхронизации с возможным причинным фактором.

Если же говорить о более коротких временах, порядка нескольких суток, то там влияние T на Rk определенно отсутствует. Это видно из развернутых ВКФ (рис. 3.4.16) для лагов менее 60 суток. Этот вывод подтверждается и анализом наиболее высокочастотных компонент рядов (периоды менее 90 суток, отфильтрованы методом Smooth) [Дешеревский и др., 1993]. Данный метод позволяет разделить ряд на трендовую и высокочастотную части, используя скользящее сглаживание с гауссовым ядром. Наибольшая корреляция на ВКФ практически не превышает по модулю 0.1 и наблюдается при отрицательных задержках, то есть вариации температуры отстают от вариаций Rk , чего не может быть в случае причинно-следственной связи.

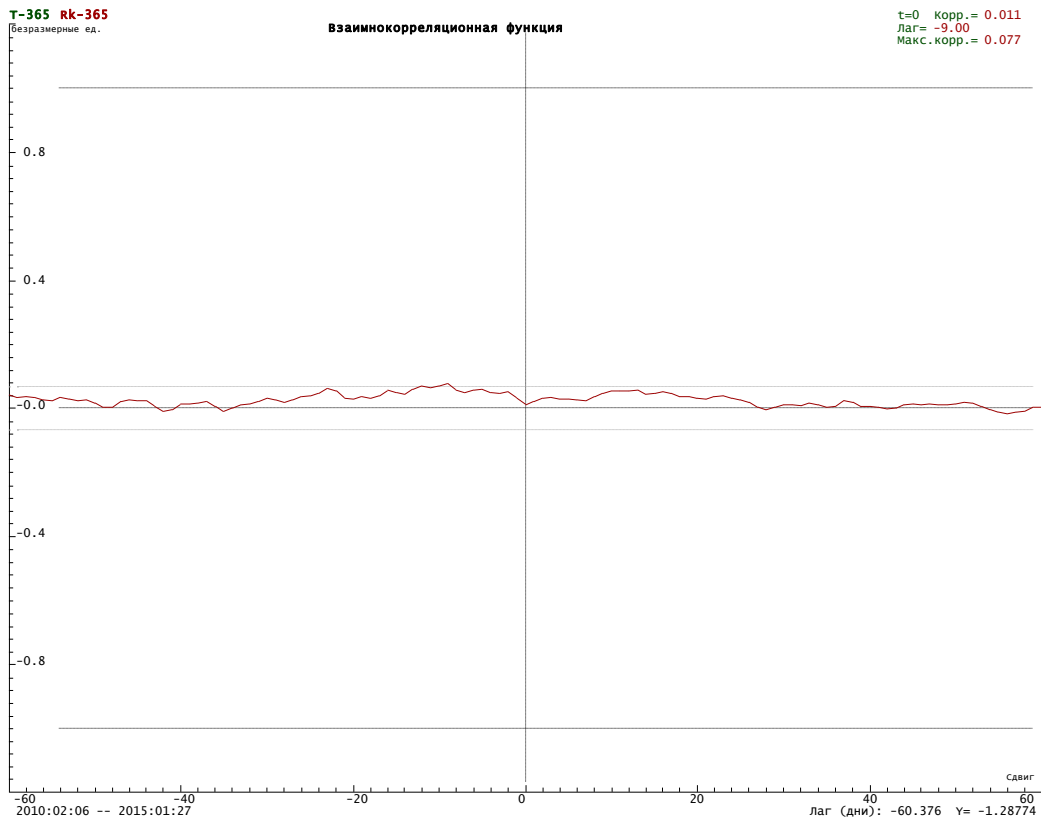


Рис. 3.4.16а. Развернутые ВКФ T-365 и Rk-365 для лагов менее 60 суток.

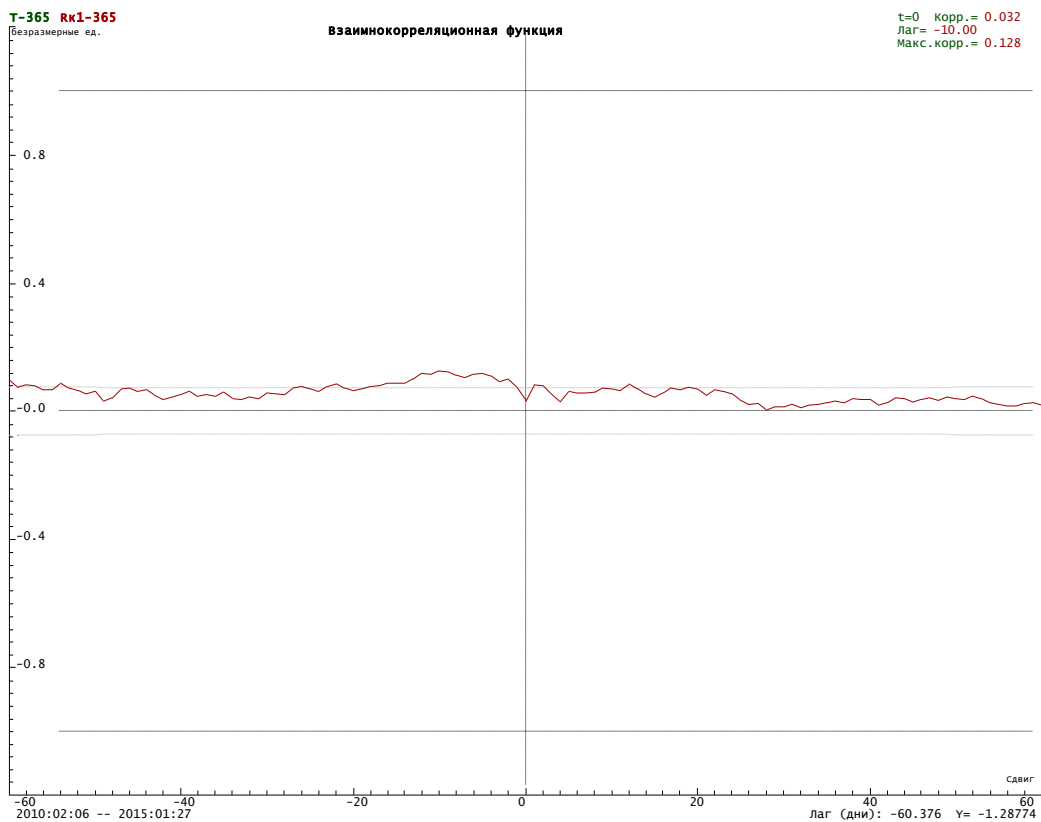


Рис. 3.4.16б. Развернутые ВКФ T-365 и Rk1-365 для лагов менее 90 суток.

Таким образом, для рядов с отфильтрованным сезонным ходом влияние температуры на R_k не обнаружено. По имеющимся данным нельзя исключить, что такое влияние может проявляться на задержках более 7 месяцев, но более вероятно, что оно отсутствует и на этих задержках. Более определенный вывод можно будет сделать при условии существенного увеличения длины рядов.

Оценка влияния температуры атмосферы на R_k . Ряды сезонной вариации

Для анализа использовались построенные выше ряды сезонной компоненты 365_T и 365_Rk (табл.3.4.1), полученные по методу вычисления среднесезонной функции с окном сглаживания 30 суток (рис.3.4.10а, сезонная компонента). Их графики приведены на рис. 3.4.17.

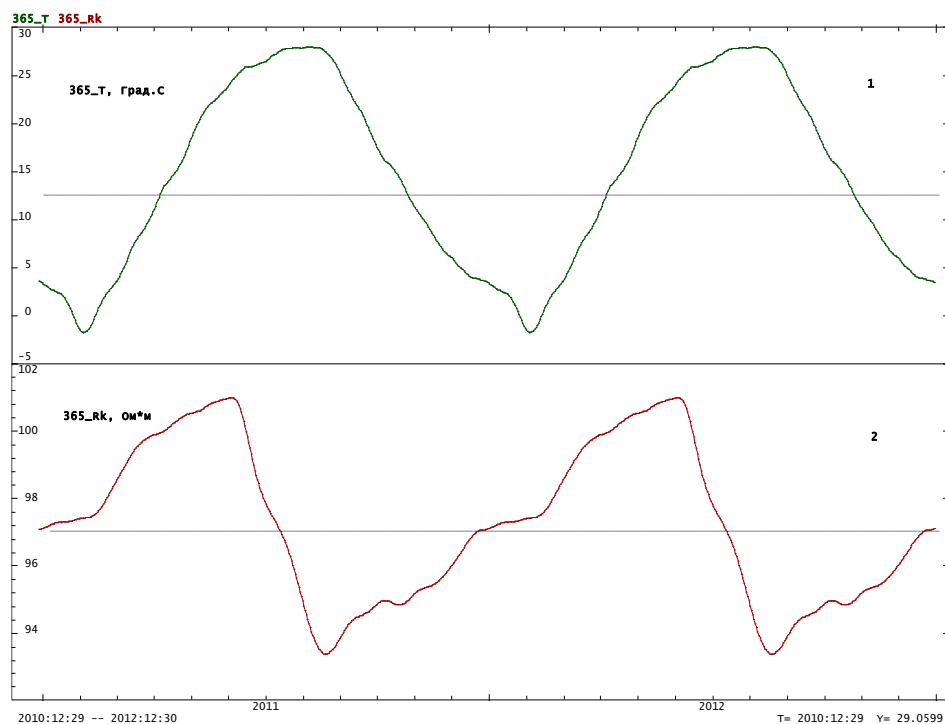


Рис. 3.4.17. Сезонные компоненты рядов 365_T (1) и 365_Rk (2) (приведено два годовых периода).

Из рисунка сразу видно, что форма сезонных функций 365_T и 365_Rk имеет некоторое сходство. Максимум в обоих случаях более широкий, а минимум короткий. Однако различий между кривыми больше, чем сходства. В случае 365_T сезонный ход почти симметричный, скорость нарастания T примерно такая же, как скорость спада. Для 365_Rk характерна резкая асимметрия: падение R_k происходит резко, а рост гораздо более плавно.

Можно ли совместить две эти кривые с учетом некоторой задержки? Для этого рассмотрим ВКФ двух этих рядов (рис. 3.4.18). Видно, что ВКФ имеет два максимума и минимума. Причинная связь может быть только в случае запаздывания 365_Rk по сравнению с 365_T, то есть интерес представляют максимумы на лагах 86 суток (коэффициент корреляции -0.92) и 270 суток (коэффициент корреляции +0.91).

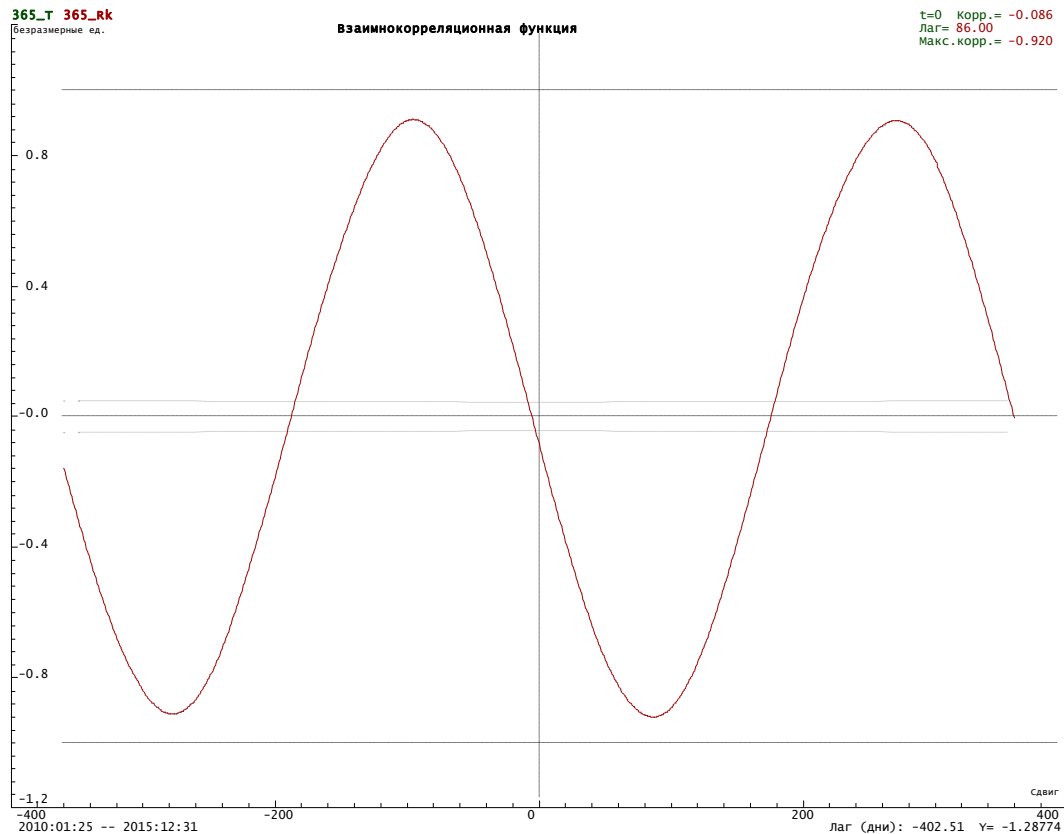


Рис. 3.4.18. ВКФ сезонных компонент рядов 365_T и 365_Rk.

Рассмотрим графики 365_T и 365_Rk с соответствующими сдвигами (рис. 3.4.19). Видно, что даже после сдвига во времени соответствия между кривыми все равно нет. При сдвиге 86 суток (средняя кривая) резкий спад Rk не имеет никаких аналогов на кривой T. Рост T начинается раньше, а заканчивается позже, чем спад Rk. Невозможно предложить разумную модель, которая бы объясняла вариации Rk как следствие вариаций T. Точно так же нет никаких разумных механизмов, чтобы объяснить нижнюю кривую как результат действия T. Обычно, если временной лаг между причинным фактором и откликом настолько сильно растянут во времени, то это приводит к сглаживанию отклика. То есть, даже в том случае, когда причинный фактор имеет контрастные особенности, отклик все равно получится более плавным и сглаженным. В данном случае все с точностью наоборот. Вариации T более плавные, а на графике Rk имеются резкие изломы. Поэтому, даже, несмотря на достаточно высокую корреляцию между кривыми (более 0.9

по модулю в обоих случаях) можно утверждать, что сезонная вариация Rk не связана с влиянием температуры.

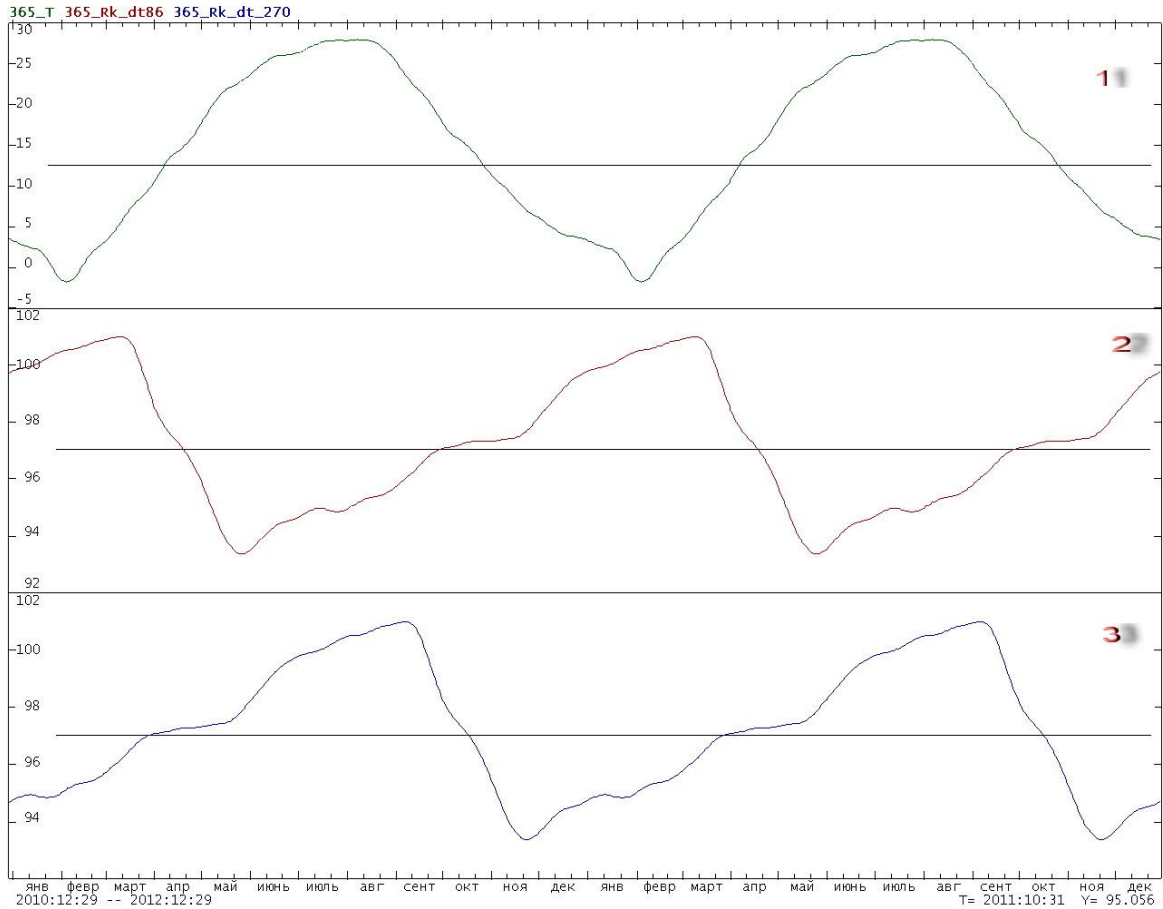


Рис. 3.4.19. Сезонные компоненты рядов 365_Т (1) и 365_Rk со сдвигом на 86 суток (2) и 270 суток (3).

Оценка влияния давления атмосферы на Rk (ряды с отфильтрованным сезонным ходом)

Для анализа использовались построенные выше ряды, отфильтрованные от сезонного хода: P-365, Rk-365 и Rk1-365.

Рассмотрим сначала сами ряды. Их графики приведены на рис. 3.4.20. По графикам особого сходства между рядами не видно. Аномальное понижение Rk во второй половине 2013 г., а также летом 2010 г. не имеет никаких аналогий на кривой P. То же самое относится и к аномальному повышению Rk во второй половине 2014 г.

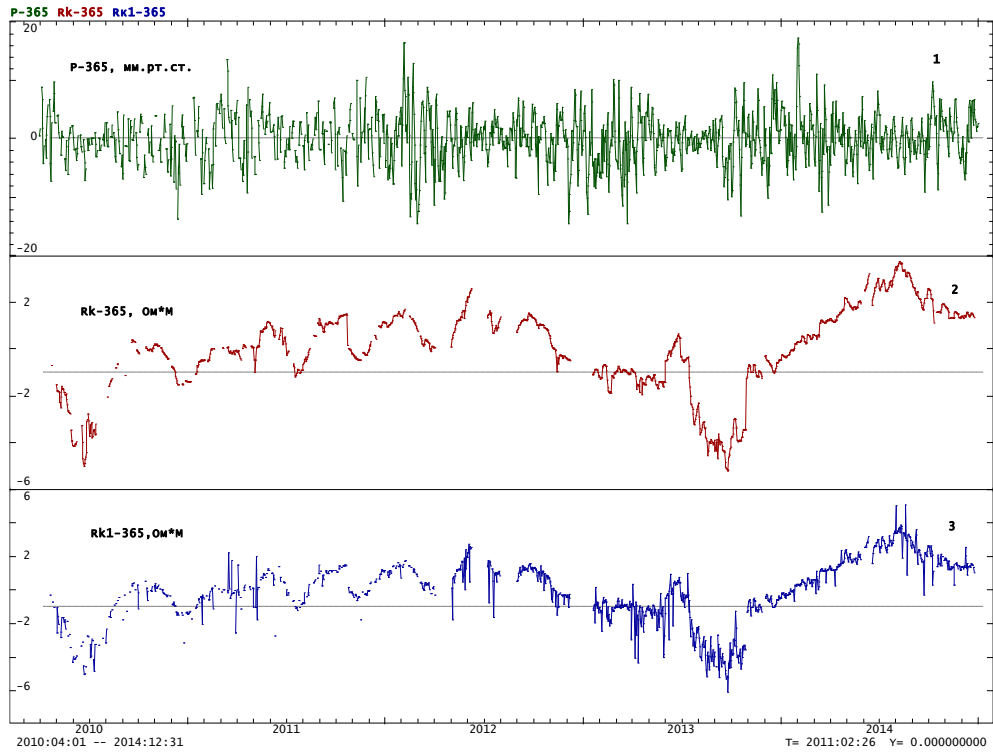


Рис. 3.4.20. Отфильтрованные от сезонной компоненты ряды P-365 (1), Rk-365 (2) и Rk1-365 (3).

На графике P-365 нет квазирегулярных вариаций, которые прослеживаются на графике Rk за период 2011-2012 гг. Не видно также подобия между ними за период 2012-2014 гг.

Спектры рядов приведены на рис. 3.4.21а. На них также нет общих периодичностей. Спектры так же имеют вид, характерный для фликкер-шума.

На рис. 3.4.22а, б приведены графики взаимнокорреляционных функции (ВКФ) для P-365 и Rk-365 и Rk1-365. В данном случае корреляция между сигналами наблюдается только на задержках более 170 суток и имеет положительный знак. Уровень корреляции низкий: 0.1. Такая же картина наблюдается и для Rk1.

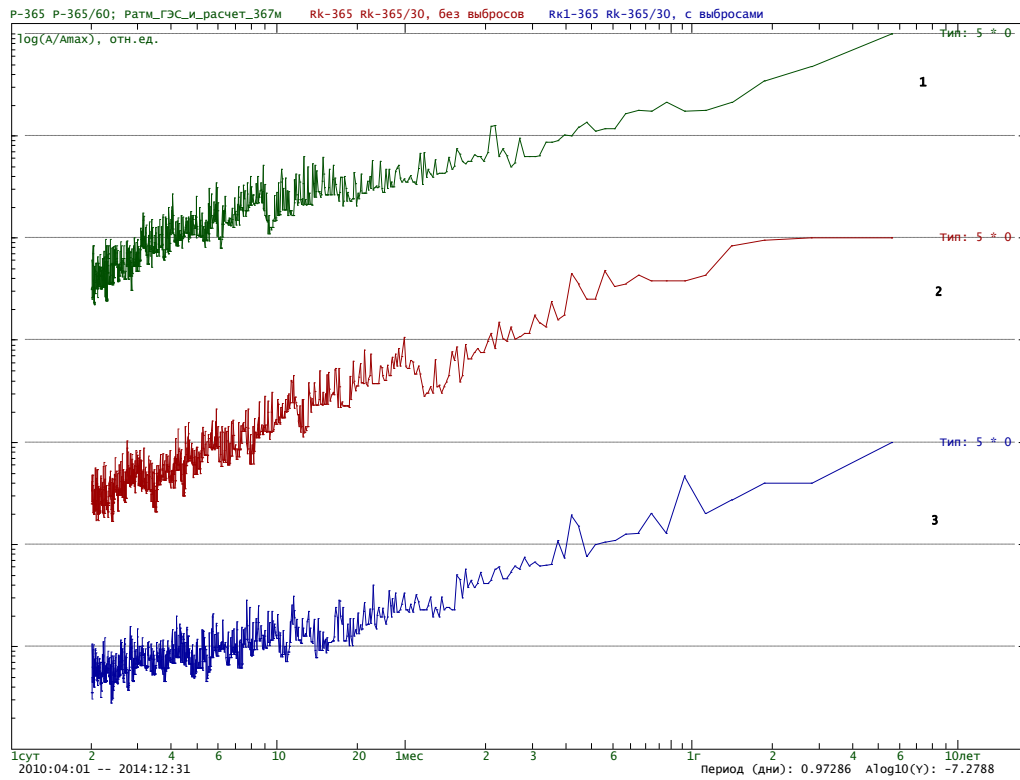


Рис. 3.4.21а. Спектры отфильтрованных от сезонной компоненты рядов P-365 (1), Rk-365 (2) и Rk1-365 (3) (оценка методом Филона).

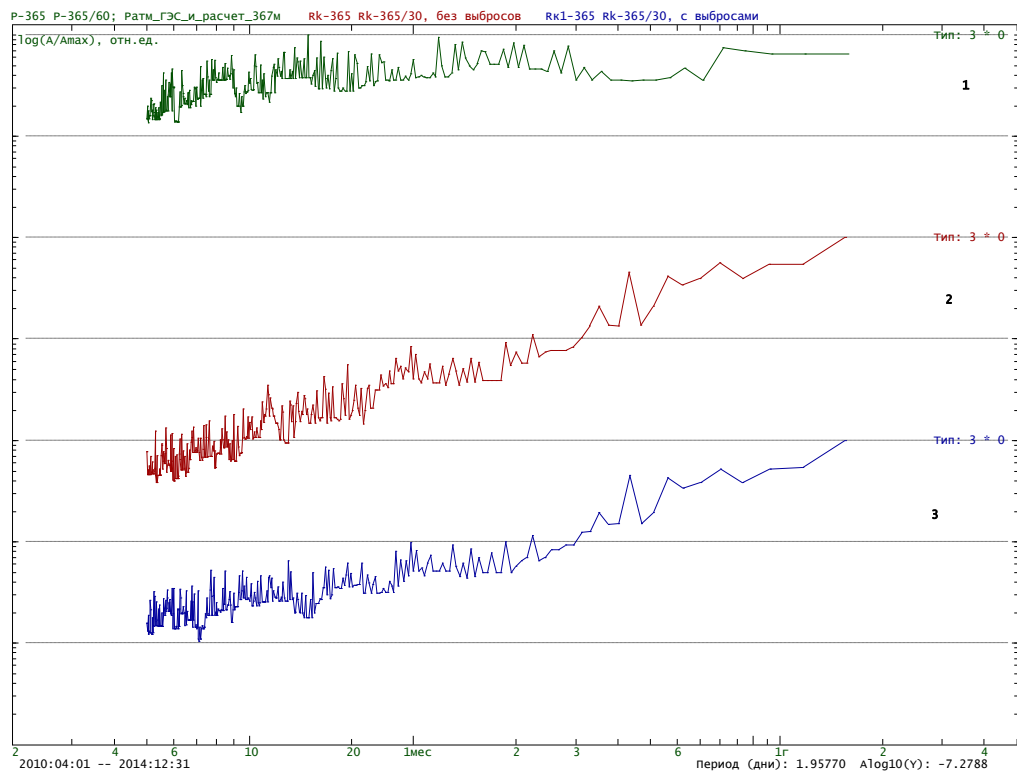


Рис. 3.4.21б. Спектры отфильтрованных от сезонной компоненты рядов P-365 (1), Rk-365 (2) и Rk1-365 (3) (методом быстрого преобразования Фурье).

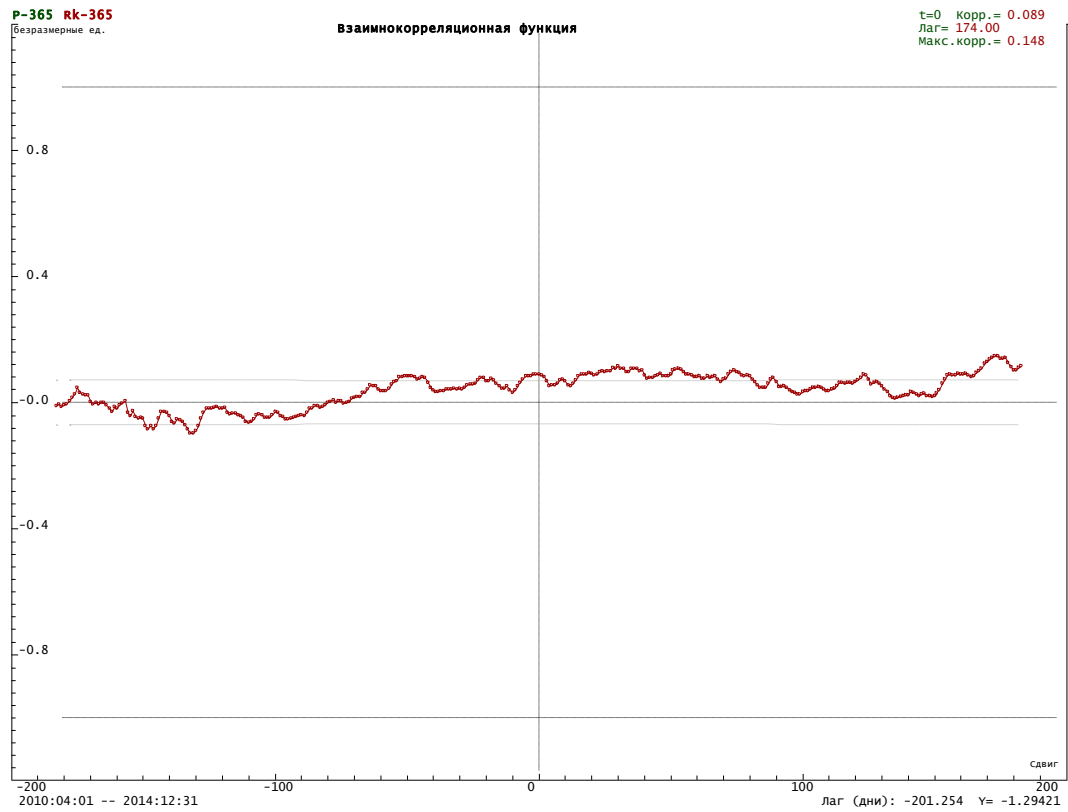


Рис. 3.4.22а. Взаимнокорреляционная функция для рядов P-365 и Rk-365.

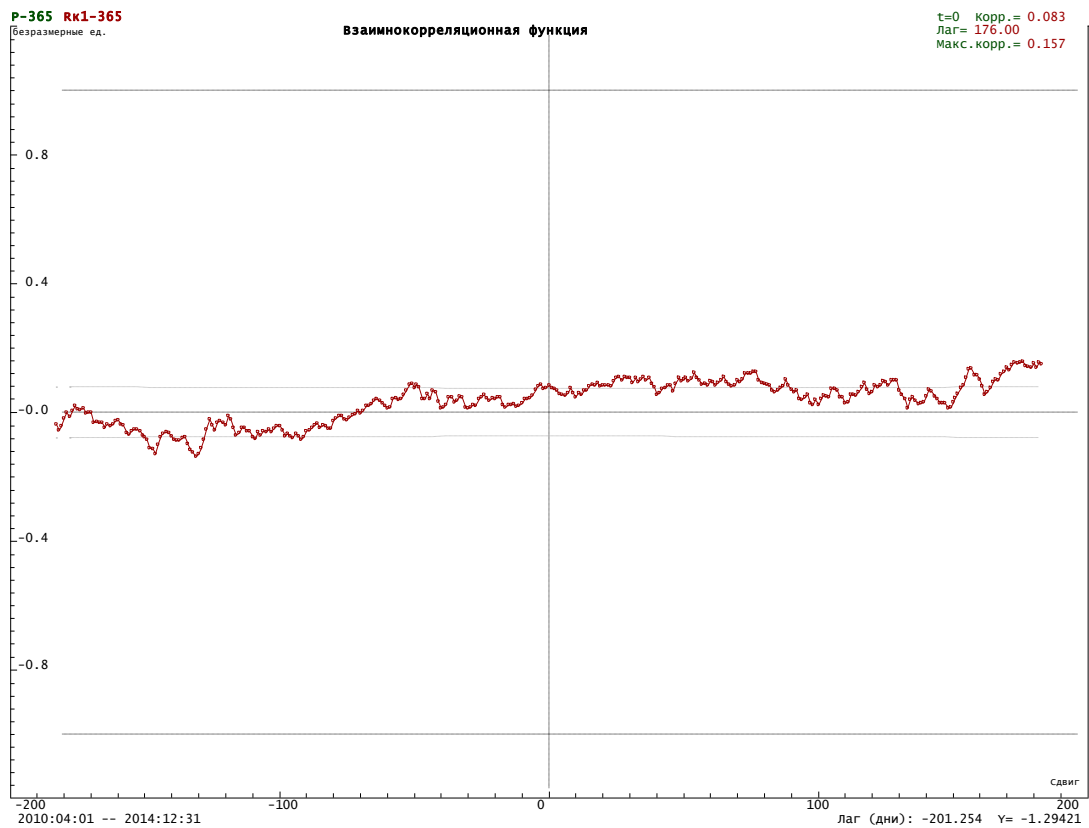


Рис. 3.4.22б. Взаимнокорреляционная функция для рядов P-365 и Rk1-365.

На рис. 3.4.23а,б,в,г приведены графики ВКФ, рассчитанные отдельно по интервалам 2010:04-2012:12 и 2012:04-2014:12. Для них видна явная разница между ВКФ для первой и второй части срока, как для Rk, так и для Rk1.

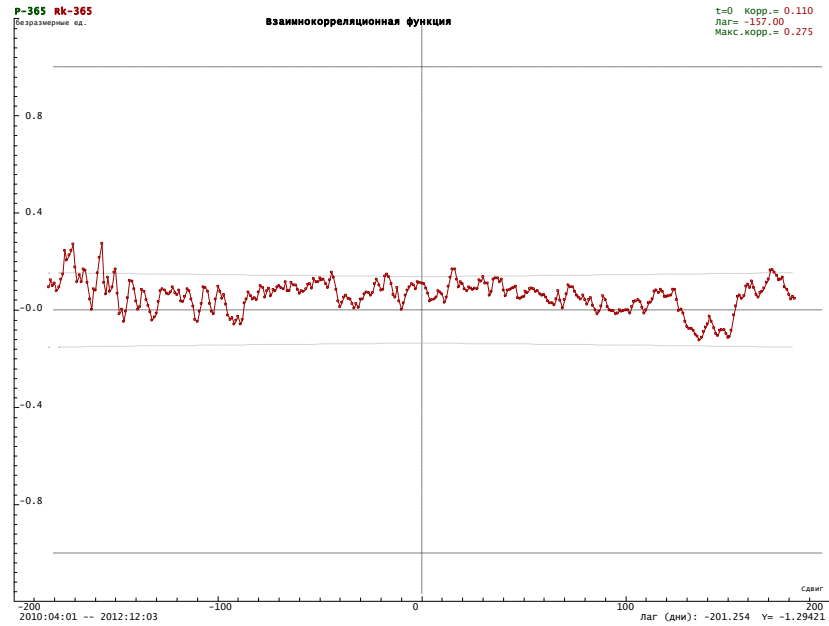


Рис. 3.4.23а. Взаимнокорреляционная функция для рядов P-365 и Rk-365, рассчитанная для интервала 2010:04–2012:12.

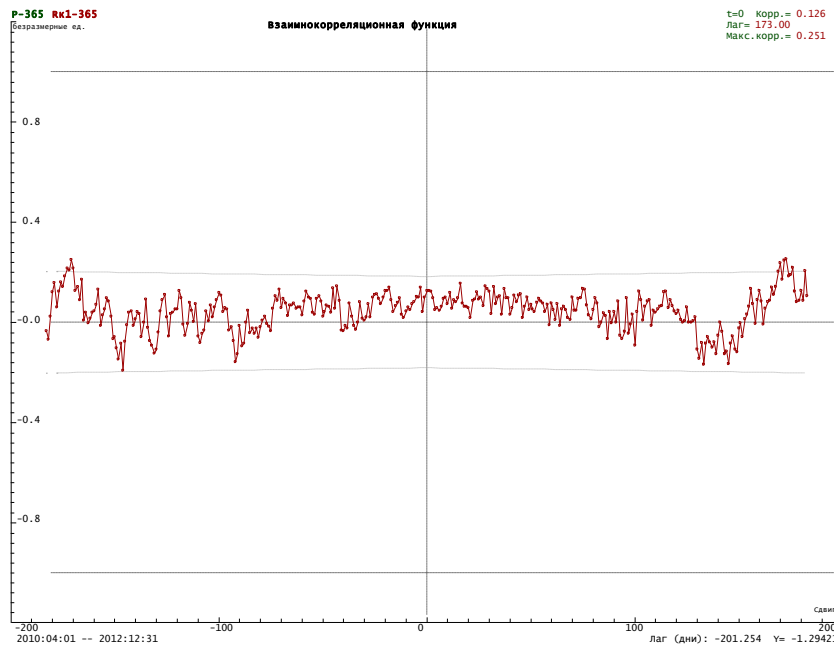


Рис. 3.4.23б. Взаимнокорреляционная функция для рядов P-365 и Rk1-365, рассчитанная для интервала 2010:04–2012:12.

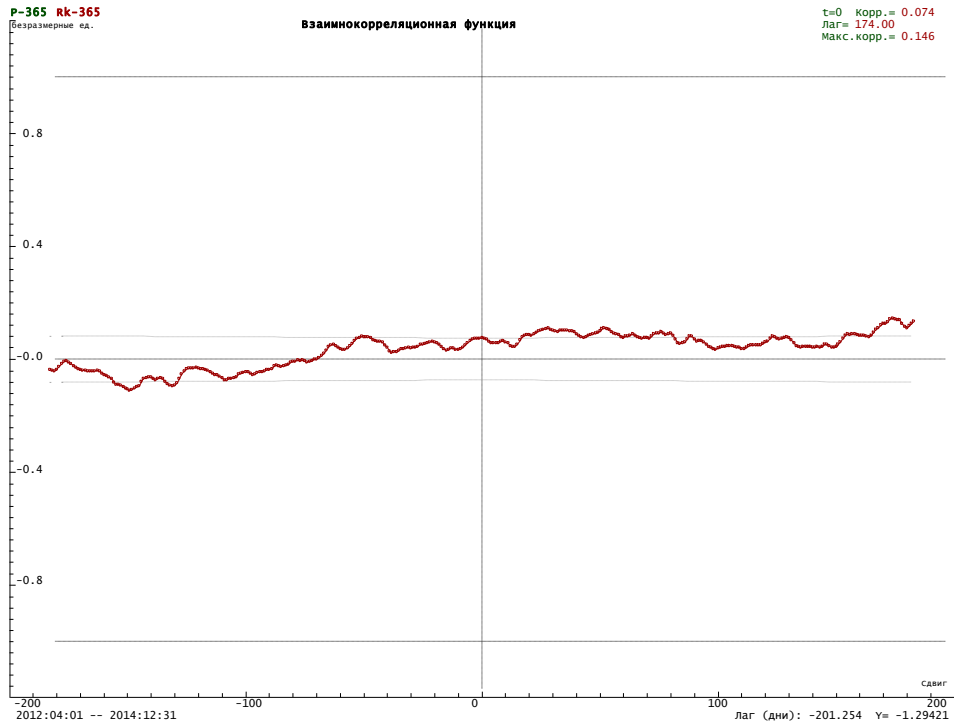


Рис. 3.4.23в. Взаимнокорреляционная функция для рядов P-365 и Rk1-365, рассчитанная для интервала 2010:04–2014:12.

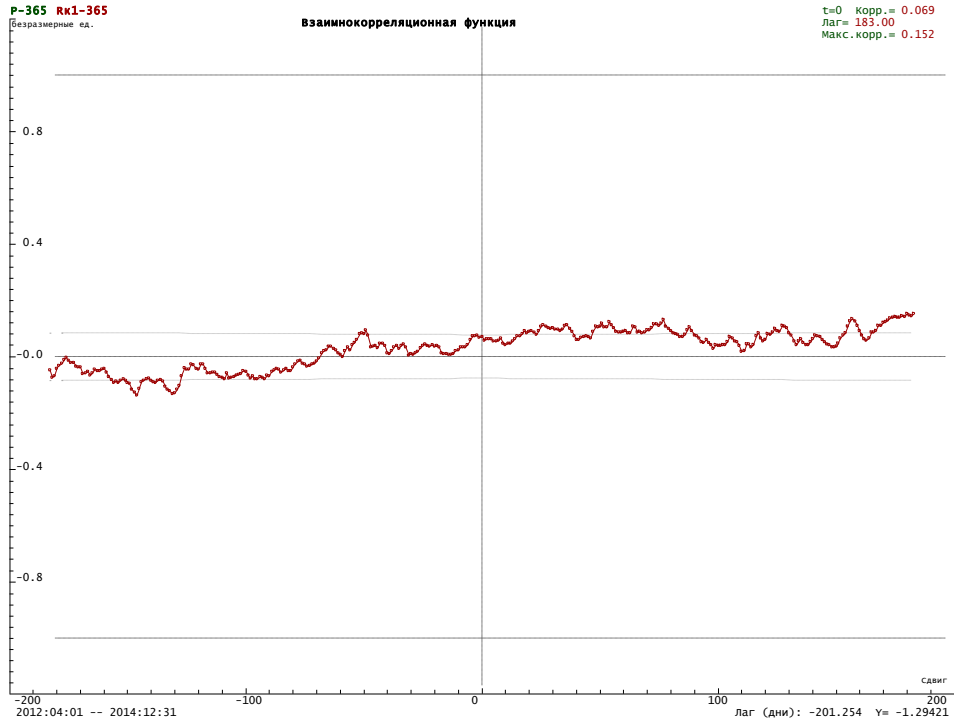


Рис. 3.4.23г. Взаимнокорреляционная функция для рядов P-365 и Rk1-365, рассчитанная для интервала 2010:04–2014:12.

На более коротких временах, порядка нескольких суток влияние P на Rk отсутствует. Это видно из развернутых ВКФ (рис. 3.4.24а) для лагов менее 60 суток. Этот

вывод подтверждается и анализом наиболее высокочастотных компонент рядов (рис. 3.4.24б) (периоды менее 90 суток, отфильтрованы методом сглаживания). Наибольшая корреляция на ВКФ практически не превышает по модулю 0.15 и наблюдается при положительных задержках, то есть вариации Rk отстают от давления на 30-77 суток, т.е. в отличие от температурного параметра наблюдается слабая связь.

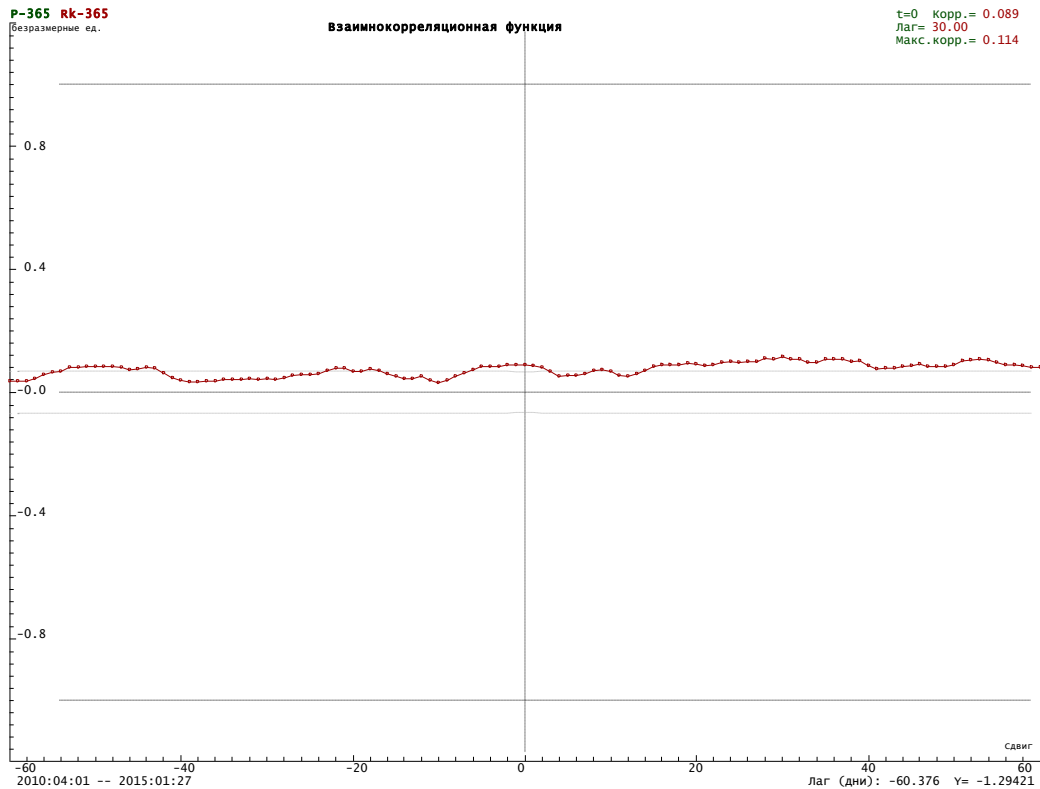


Рис. 3.4.24а. Развернутая ВКФ рядов P-365 и Rk-365 для лагов менее 60 суток.

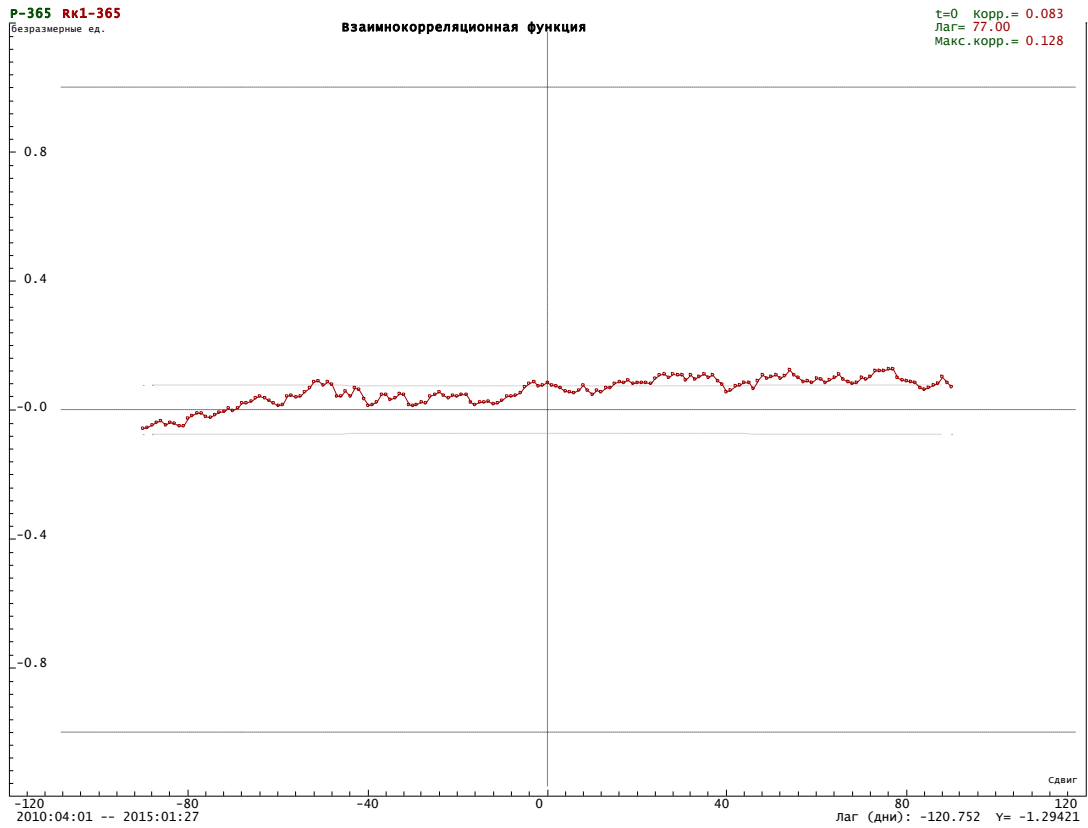


Рис. 3.4.24б. Развернутая ВКФ рядов P-365 и Rk1-365 для лагов менее 90 суток.

Таким образом, для рядов с отфильтрованным сезонным ходом не обнаружен факт заметного влияния давления на Rk.

Оценка влияния атмосферного давления на Rk (ряды сезонной вариации)

Для анализа использовались построенные выше ряды среднесезонной компоненты 365_P и 365_Rk (табл. 3.4.1., стр. 72). Их графики приведены на рис. 3.4.25.

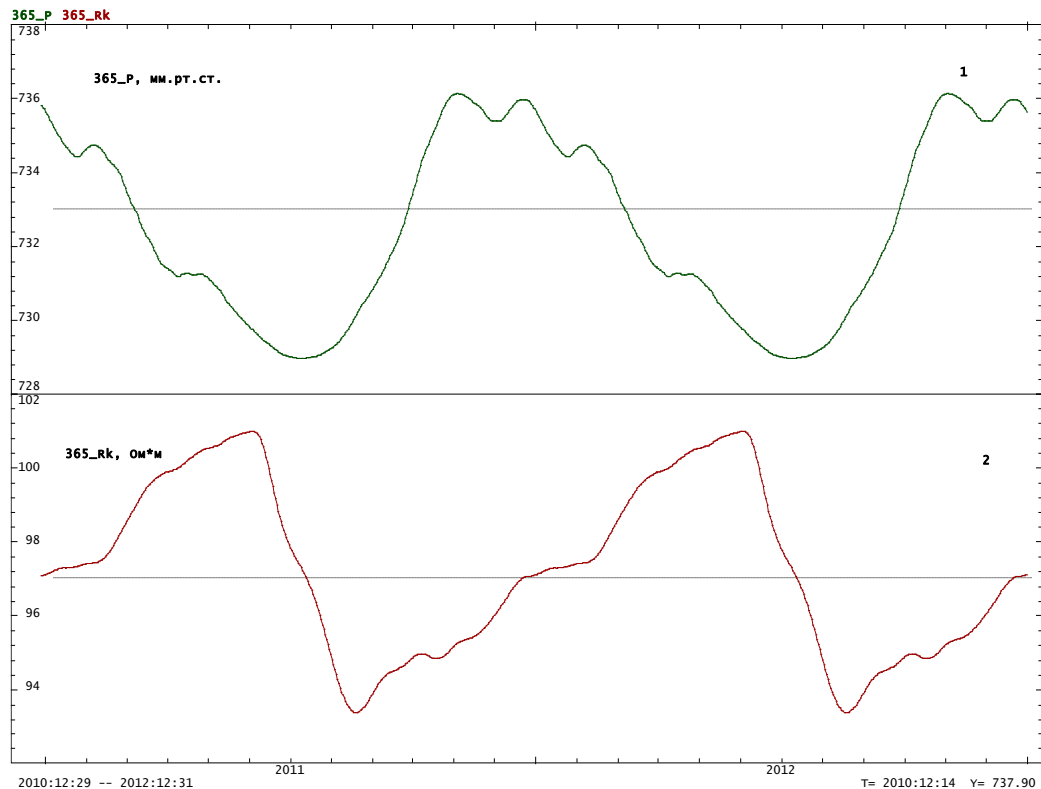


Рис. 3.4.25. Сезонные компоненты рядов 365_P и 365_Rk. Приведено два годовых периода.

Из рисунка видно, что форма сезонных функций 365_P и 365_Rk имеет некоторое сходство, если график Rk сдвинуть вперед на 1.5 месяца. Однако пики минимума P и максимума Rk сильно различаются. Увеличение P после минимума плавное, а уменьшение Rk более резкое. Время подъема P равно 4 месяцам, а время уменьшения Rk - 3 месяцам, то есть наблюдается явное различие, которое трудно объяснить.

На рис. 3.4.26 приведены ВКФ этих рядов. Причинная связь может быть только в случае запаздывания Rk по сравнению с P, то есть интерес представляют максимумы на лагах 120 суток (коэффициент корреляции 0.81) и 295 суток (коэффициент корреляции - 0.99).

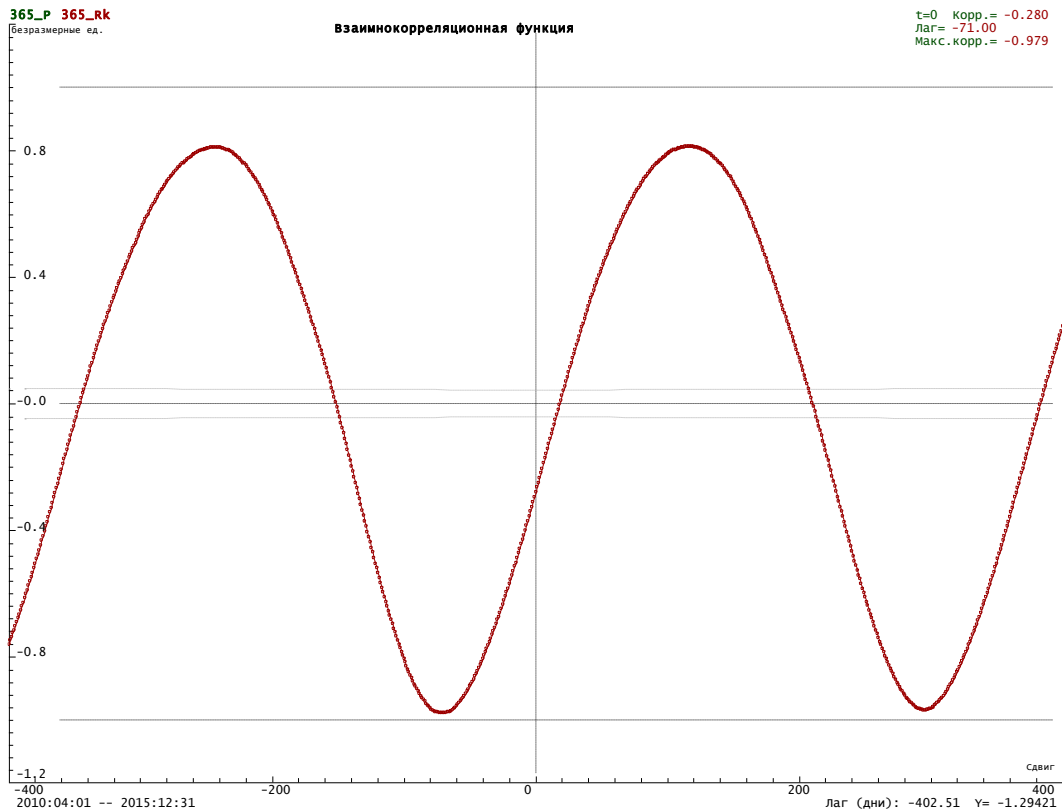


Рис. 3.4.26. ВКФ сезонных компонент рядов 365_P и 365_Rk.

Рассмотрим графики 365_P и 365_Rk с соответствующими сдвигами (рис. 3.4.27). Видно, что даже после сдвига во времени соответствия между кривыми все равно нет. При сдвиге 120 суток (средняя кривая) резкий спад Rk не имеет никаких аналогов на кривой P. Невозможно предложить разумную модель, которая бы объясняла вариации Rk как следствие вариаций P. Поэтому даже, несмотря на достаточно высокую корреляцию между кривыми (более 0.9 по модулю) можно почти наверняка утверждать, что сезонная вариация Rk не связана с влиянием давления.

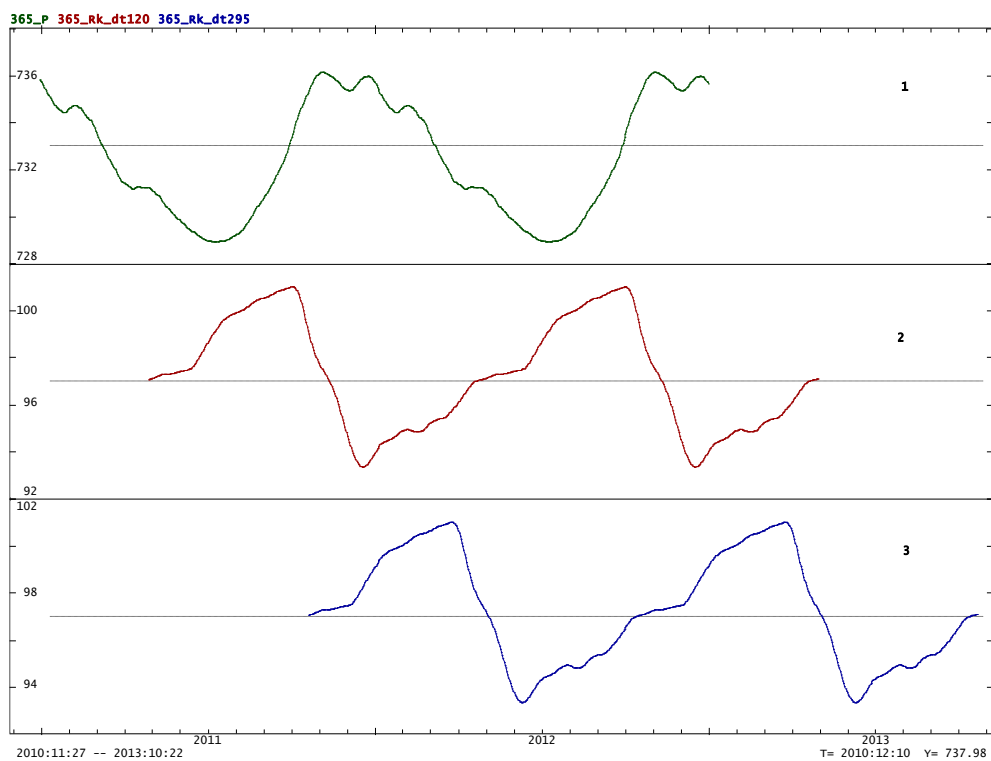


Рис. 3.4.27. Сезонные компоненты рядов 365_Ратм (1) и 365_Рк со сдвигом на 120 суток (2) и 295 суток (3).

Выводы

Анализ временных рядов температуры, давления атмосферы и кажущегося сопротивления пород в скважине за период наблюдений 01.04.2010-31.12.2014, с подбором оптимальных уравнений регрессий, исследованием сезонных и остаточных компонент для различных периодов, а также характерных спектров, показал, что сезонная вариация кажущегося сопротивления не связана с изменениями температуры и давления атмосферы.

Для рядов с отфильтрованным сезонным ходом не обнаружен факт влияния температуры и давления атмосферы на кажущееся сопротивление.

3.4.3. Оценка влияния осадков на кажущееся сопротивление

Для анализа использовался отфильтрованный от сезонной вариации ряд R_k на за период с апреля 2010 г. по декабрь 2014 г. (с удаленными выбросами), а также ряд осадков в этом же пункте (рис. 3.4.28).

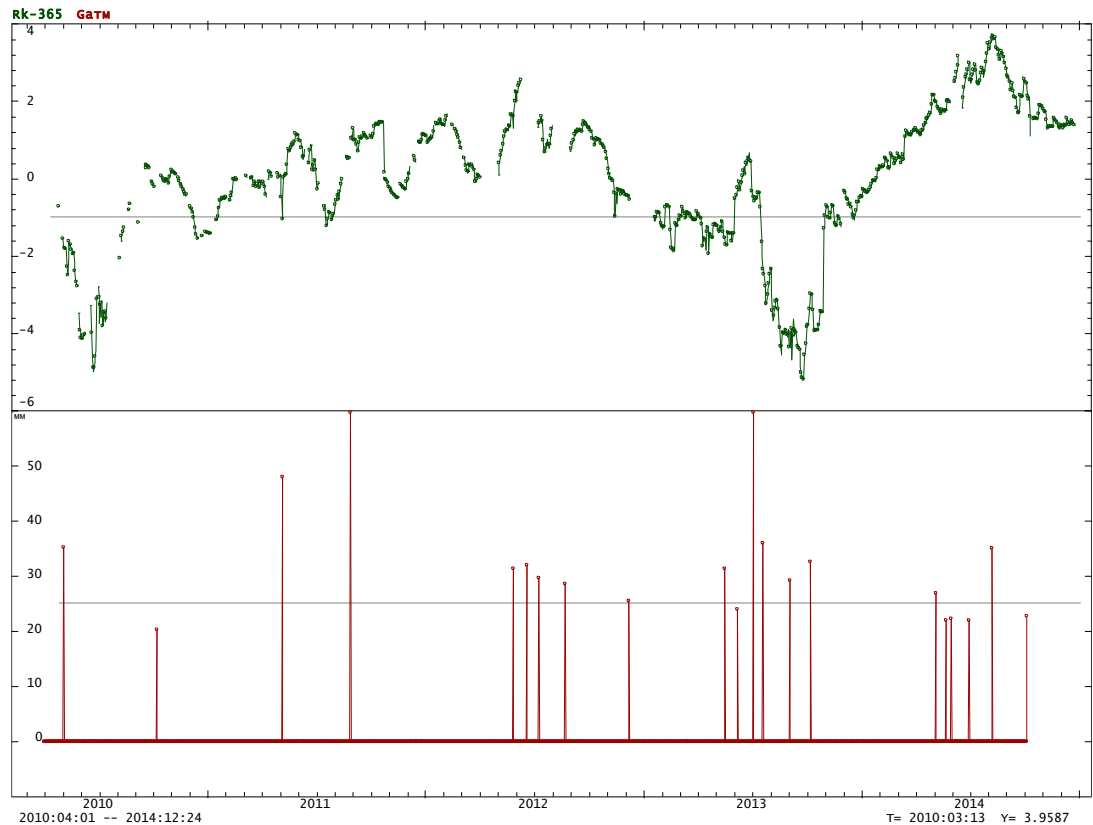


Рис. 3.4.28. Графики R_k -365 и время осадков >20 мм (осадки - G_{atm}).

Таким образом, анализировалось два ряда:

- 1). G_{atm} Атмосферные осадки (>20 мм)
- 2). R_k -365 без выбросов (окно осреднения 30 суток)

Специфика ряда осадков – его импульсный характер. Поэтому логично ожидать, что отклик также будет иметь вид импульсов, возможно растянутых во времени.

Визуальный анализ двух рядов (R_k -365 и G_{atm}) не показывает наличия явных признаков систематических изменений сопротивления в момент выпадения интенсивных осадков или непосредственно после этого, за исключением двух эпизодов (рис. 3.4.29а, б). Интересно, что оба эти эпизода произошли в мае, когда сопротивление максимально, а осадки имели среднюю интенсивность.

Однако, в другие моменты времени реакция на осадки отсутствует, в том числе и при осадках максимальной интенсивности (рис. 3.4.29в).

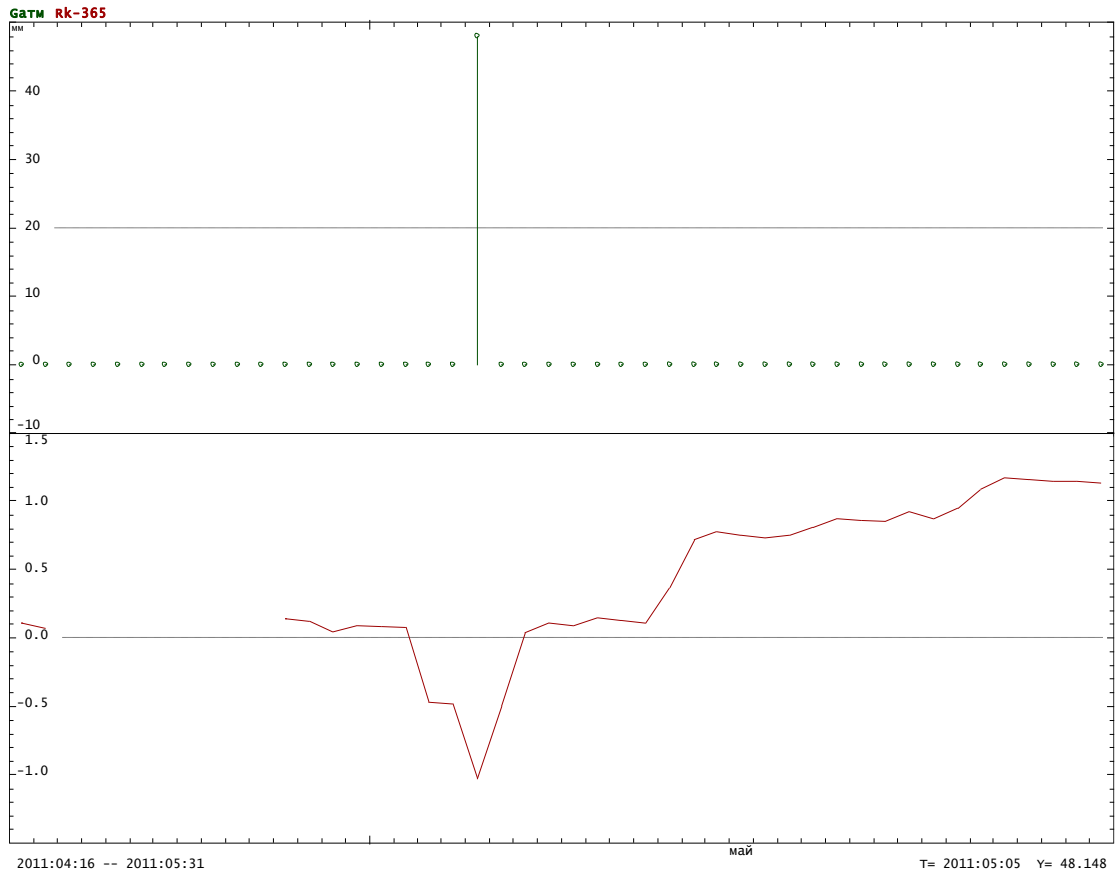


Рис. 3.4.29а. Количество осадков и Rk-365 для периода 16.04.2011-31.05.2011.

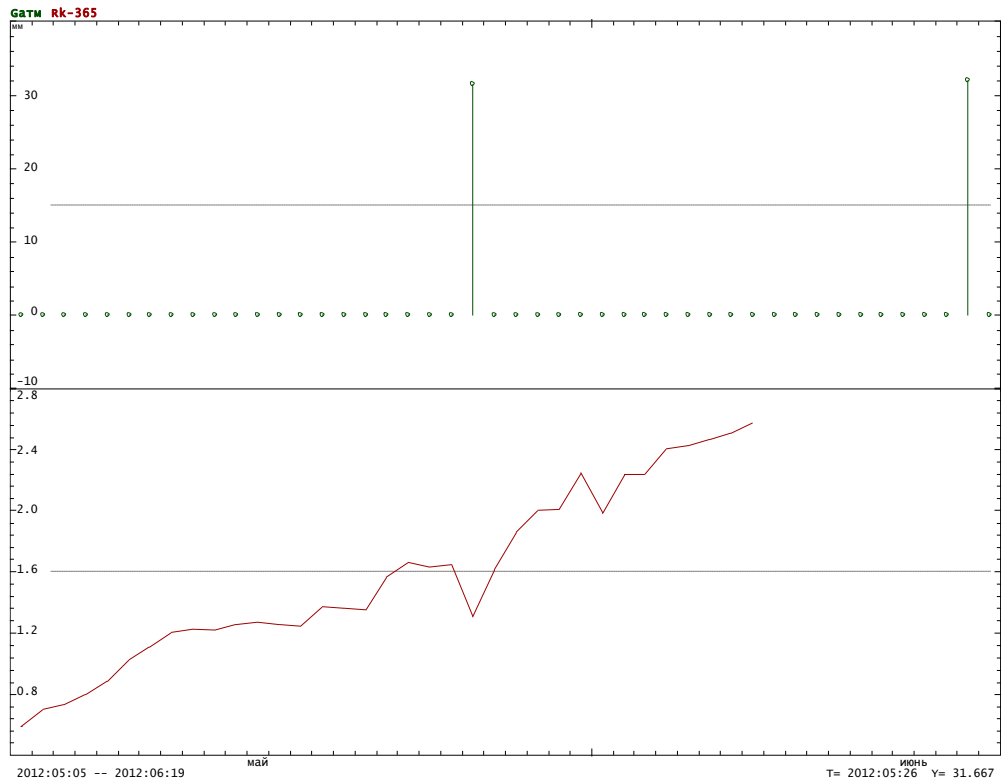


Рис. 3.4.29б. Количество осадков и Rk-365 для периода 05.05.2012-19.06.2012.

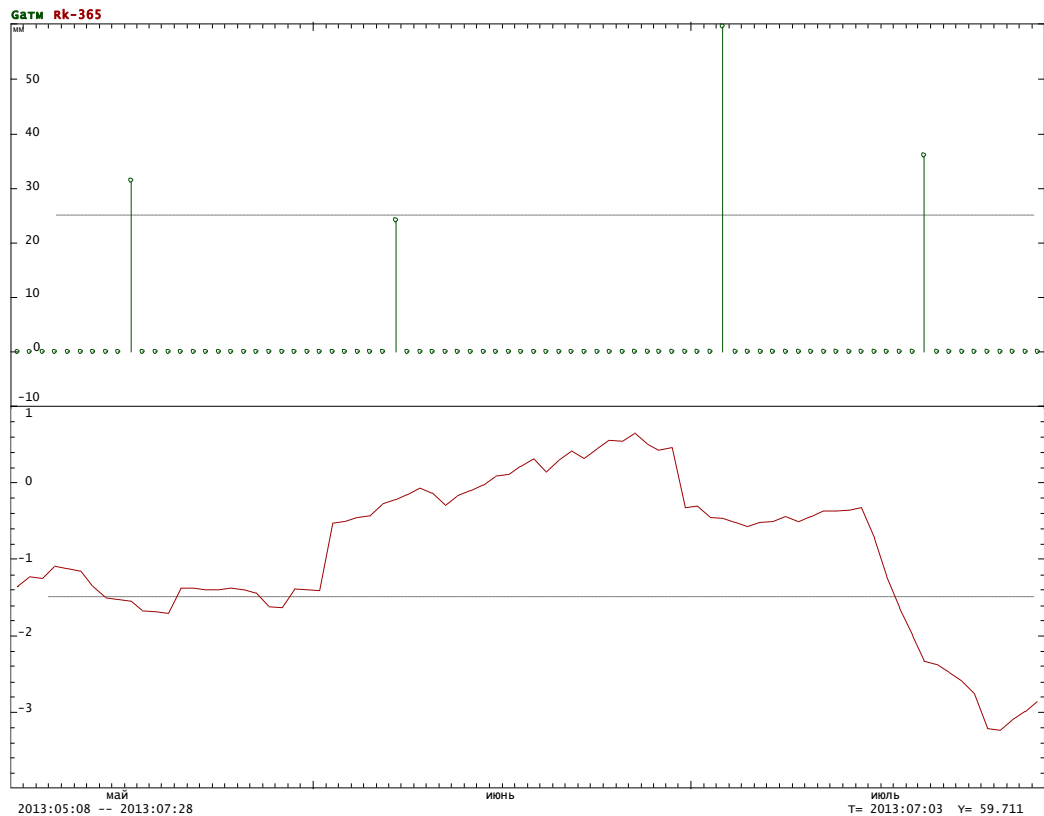


Рис. 3.4.29в. Ряд атмосферных осадков и Rk-365 для периода 08.05.2013-28.07.2013.

Учитывая такую разницу между разными эпизодами, для поиска влияния осадков целесообразно применить более формальный подход.

Методика анализа

Чтобы убедиться в отсутствии систематического влияния осадков на сопротивление, можно использовать метод наложения эпох [Дещеревский и др., 2015]. Алгоритм Ерощ состоит в следующем. В простейшем случае по заданному реперу возмущений (в данном случае возмущение – это осадки) строится окно длительностью T точек. В пределах окна оценивается среднее значение $X_{\text{ср}}$ фильтруемого ряда X и рассчитываются отклонения $Y(t)$ от среднего значения для каждого момента времени t ($t=1..T$): $Y(t) = X(t) - X_{\text{ср}}$. Считается, что полученная функция $Y(t)$ – это и есть (зашумленный) отклик на данное возмущение.

Всего для анализа доступно около 20 эпизодов, но даже среди них, в нескольких случаях, ряд Rk имеет пропуски непосредственно перед датой выпадения осадков или сразу же после, что заметно снижает объем статистических данных при расчете среднего отклика и увеличивает погрешность оценки.

Ширина окна для расчета среднего отклика была выбрана равной 15 суток. Маловероятно, что влияние осадков длится более нескольких дней. Левая половина окна

позволяет оценить степень зашумленности отклика в период, когда причинное влияние осадков заведомо исключается.

Из соображений устойчивости метод Erosch исключает из суммирования те временные интервалы, в пределах которых количество пропусков слишком велико. Тесты показали, что в данном случае изменение допустимого процента пропусков слабо влияет на результат. Для расчетов было выбрано критическое значение 25% – то есть те случаи, где пропусков больше 25%, при расчете среднего отклика не учитывались. Для уменьшения влияния случайных возмущений перед расчетом среднего отклика из ряда сопротивления целесообразно удалить выбросы. Также для уменьшения погрешности целесообразно устранить тренды. Это было сделано методом скользящего среднего с гауссовой весовой функцией ядра при ширине окна 30 суток.

Отфильтрованный таким образом ряд Rk, использованный для расчетов, показан на рис. 3.4.30.

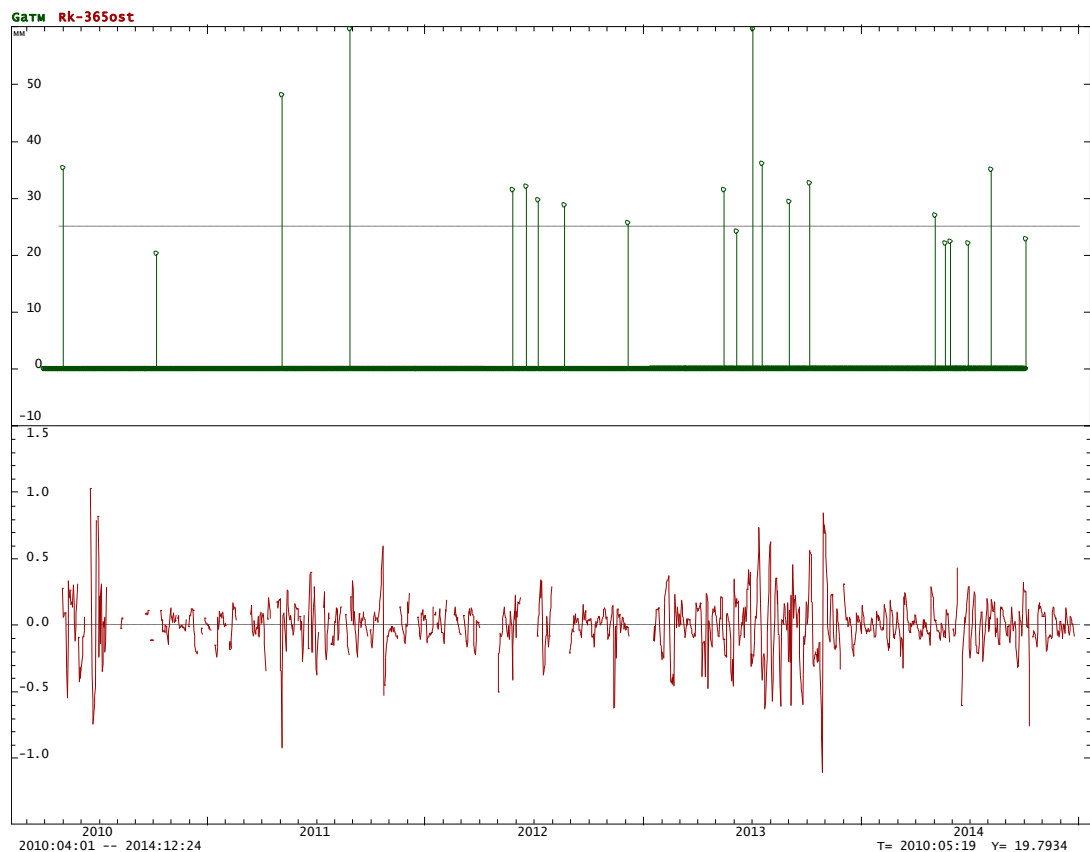


Рис. 3.4.30. Ряд атмосферных осадков, и ряд Rk, отфильтрованный от сезонных вариаций, выбросов и трендовых (низкочастотных) вариаций с характерным временем более 30 суток.

Расчет среднего отклика R_k на выпадение осадков

Для того чтобы оценить средний отклик, вычисляется среднеарифметическое от функций отклика для всех маркеров. Рассчитанный усредненный отклик R_k на выпадение осадков показан на рис. 3.4.31. На первый взгляд может показаться, что сопротивление реагирует на осадки небольшим понижением в тот же день и более сильным провалом на 6-7 день. Однако это впечатление обманчиво.

Во-первых, в левой части отклика видна явная аномалия, которая не может иметь причинную связь с осадками и, следовательно, является случайной флуктуацией. Аномалии в момент выпадения осадков и на 6-й день после этого по амплитуде меньше, чем указанная флуктуация, и, следовательно, они с большой вероятностью также случайны.

Во-вторых, погрешность расчета среднего отклика, как видно из протокола вычислений (см. приложение 1), во всех случаях превышает эффект в несколько раз.

Конечно, нельзя исключить, что при увеличении статистики погрешность уменьшится, и какие-то значимые эффекты могут быть обнаружены. Однако по имеющимся данным делать вывод о наличии значимого влияния осадков на сопротивление нет оснований.



Рис. 3.4.31. Усредненный по 18 эпизодам отклик R_k на осадки.

Вывод

Имеющиеся данные не дают оснований предполагать заметное влияние атмосферных осадков на сопротивление.

3.4.4. Оценка влияния температуры воды в скважине на кажущееся сопротивление

Для анализа использовались данные кажущегося сопротивления в скважине 1, а также ряд температуры воды в скважине 2 (рис. 3.1.2), так как температура воды в скважине 1 не измерялась. Наблюдения за температурой воды в скважине 2 проводятся Дагестанским филиалом ГС РАН. Датчик (терморезистор) температуры установлен на глубине 120 м от устья скважины и на 95 м ниже минимального уровня воды. Погрешность измерений не превышает 0,01 °С. График Тскв показан на рис. 3.4.5. Видно, что одновременно с трендом температура испытывает сезонные колебания, по форме близкие к гармоническим.

Удаление тренда температура воды в скважине

Основная идея алгоритма фильтрации тренда состояла в следующем. По ряду с трендом Тскв был оценен и отфильтрован сезонный ход методом вычисления среднесезонной функции (ССФ). Линейный тренд рассчитывался путем подгонки к полному ряду прямой вида $Y = A_0 + A_1 \cdot t$, где t – это время, а коэффициенты A_0 и A_1 оцениваются методом наименьших квадратов. После оценки этих коэффициентов программа производит "вычитание" из ряда получившуюся прямую. Полученный ряд назван Тскв-Lin_tr.

Выделение сезонной компоненты

Ряд температуры в скважине содержит четкий сезонный ход, и в этом отношении он схож с рядом кажущегося сопротивления. Для того чтобы наиболее полно оценить возможную зависимость Rk от температуры воды, целесообразно провести декомпозицию ряда температуры на сезонную и остаточную компоненту и сопоставить их соответственно с сезонной и остаточной компонентой ряда Rk.

Для расчета сезонной компоненты Тскв использовалась методика среднесезонной функции. Учитывая, что отдельные имеющиеся на ряде Тскв-Lin_tr выбросы могут

искажать форму ССФ, эти выбросы были предварительно отфильтрованы. Использовалась следующая процедура:

1) По ряду без тренда, но с выбросами Тскв-Lin_tr рассчитан и отфильтрован «черновой» сезонный ход (окно сглаживания 30 суток).

2) По полученному ряду Тскв-Lin_tr* с отфильтрованным сезонным ходом методом «Level» были отфильтрованы выбросы, превышающие 3σ в окне шириной 31 суток. Процедура повторялась итеративно, пока такие выбросы не перестали обнаруживаться (рис.3.4.32). Всего было идентифицировано и удалено 18 выбросов и аномальных значений.

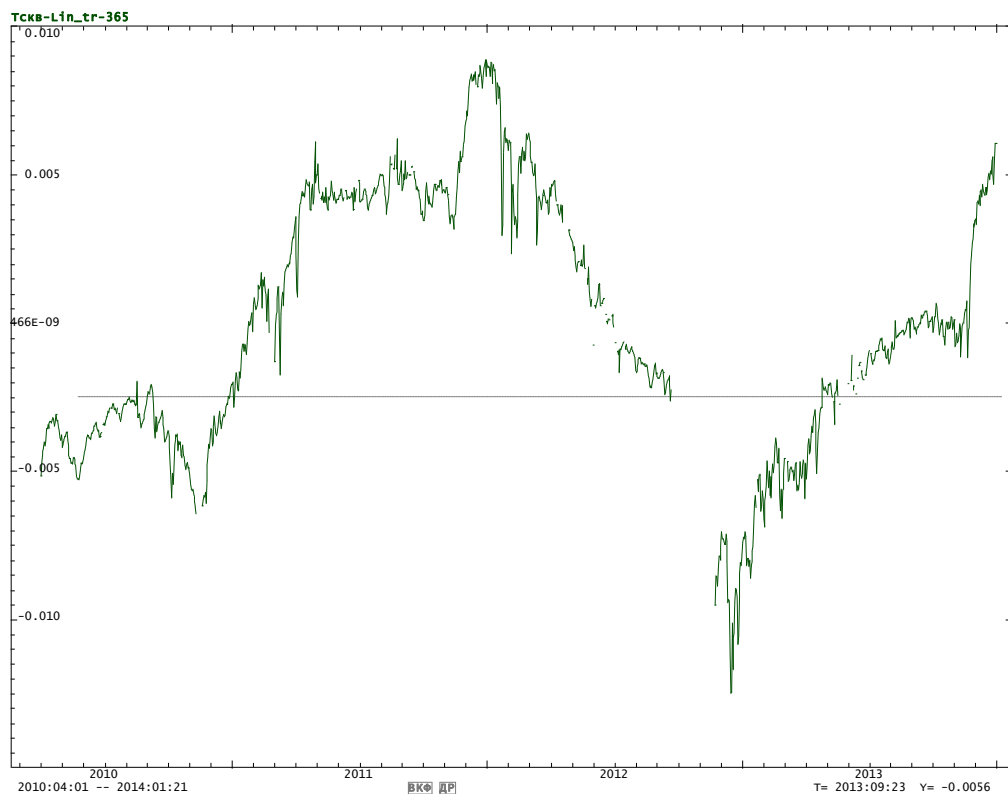


Рис. 3.4.32 . Ряд Тскв-Lin_tr с предварительно (начерно) удаленным сезонным ходом отфильтрованными выбросами (метод Level, окно 31 суток, критерий выбросов = 3σ , итеративно).

3) Идентифицированные по ряду Тскв-Lin_tr* выбросы были удалены из исходного ряда Тскв-Lin_tr. Для этого использовался инструмент «маска пропусков» [Дещеревский и др., 2015].

4) По полученному ряду без выбросов сезонный ход был оценен «начисто». Использовалось окно сглаживания 30 суток. Ряд назван 365_Тскв-Lin_tr.

5) Окончательно было сформировано два варианта ряда температуры с отфильтрованным сезонным ходом и трендом: ряд Тскв1-Lin_tr-365 (с выбросами) и ряд Тскв-Lin_tr-365 (без выбросов).

Таким образом, ниже для анализа влияния Тскв на Rk для каждого параметра рассматривался ряд сезонного хода, а также ряд, отфильтрованный от сезонного хода.

Причем, отфильтрованные ряды рассматривались в двух вариантах: с выбросами и без. (Для ряда Rk это действительно выбросы, а для ряда Тскв – скорее аномальные вариации продолжительностью несколько суток, но для краткости будем их также называть выбросами).

Графики приведены на рис. 3.4.33а, б, в.

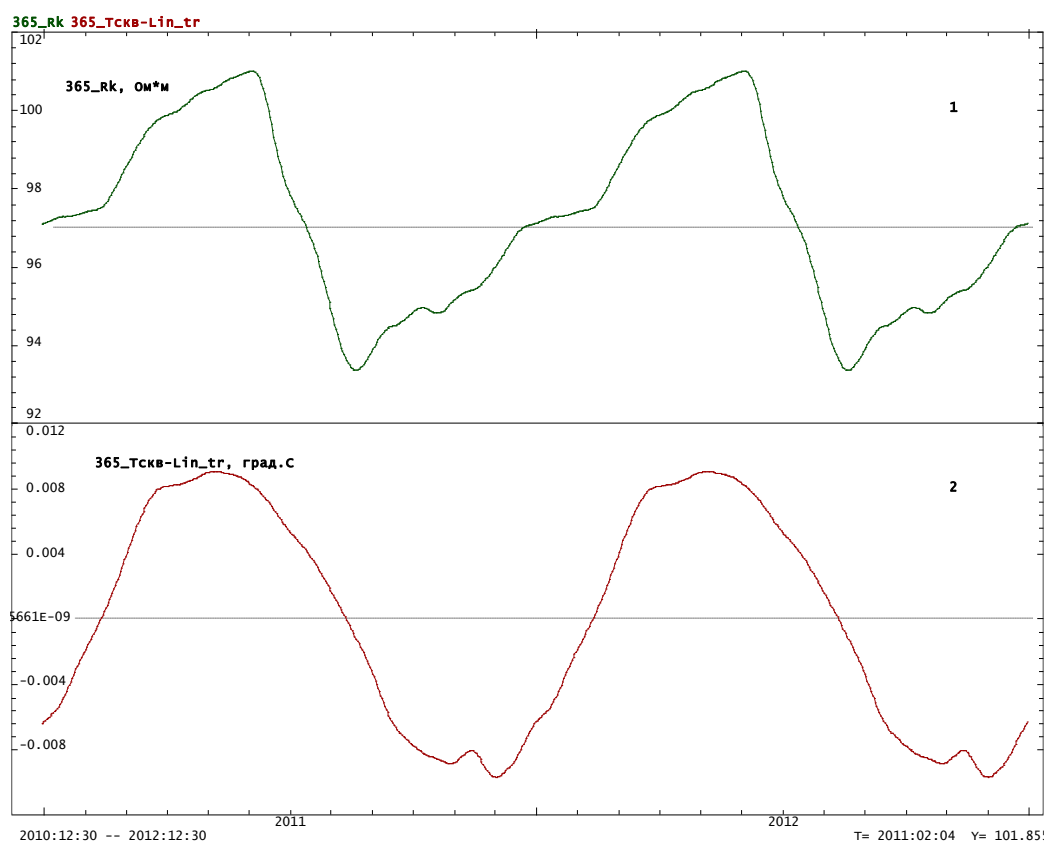


Рис. 3.4.33а. Сезонные компоненты рядов 365_Rk (1) и 365_Тскв-Lin_tr (2) (показано по два периода годовой вариации).

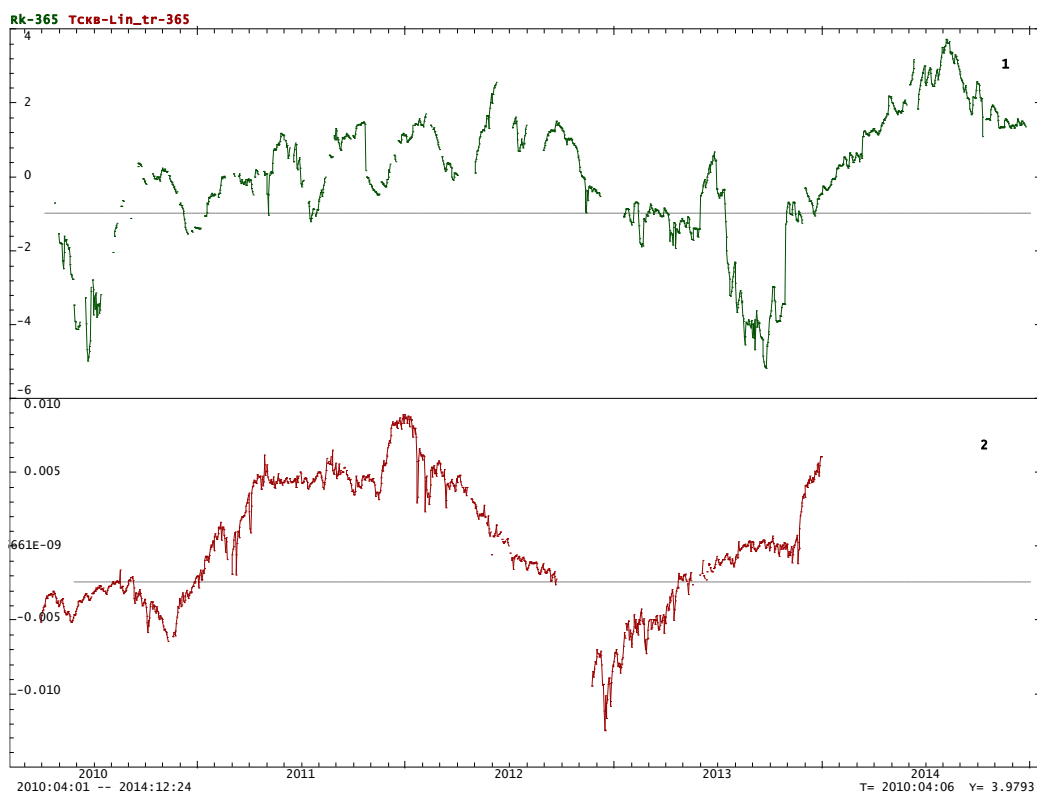


Рис. 3.4.33б. Ряды Rk-365 (1) и Тскв-Lin_tr-365 (2) с отфильтрованным сезонным ходом, очищенные от выбросов.

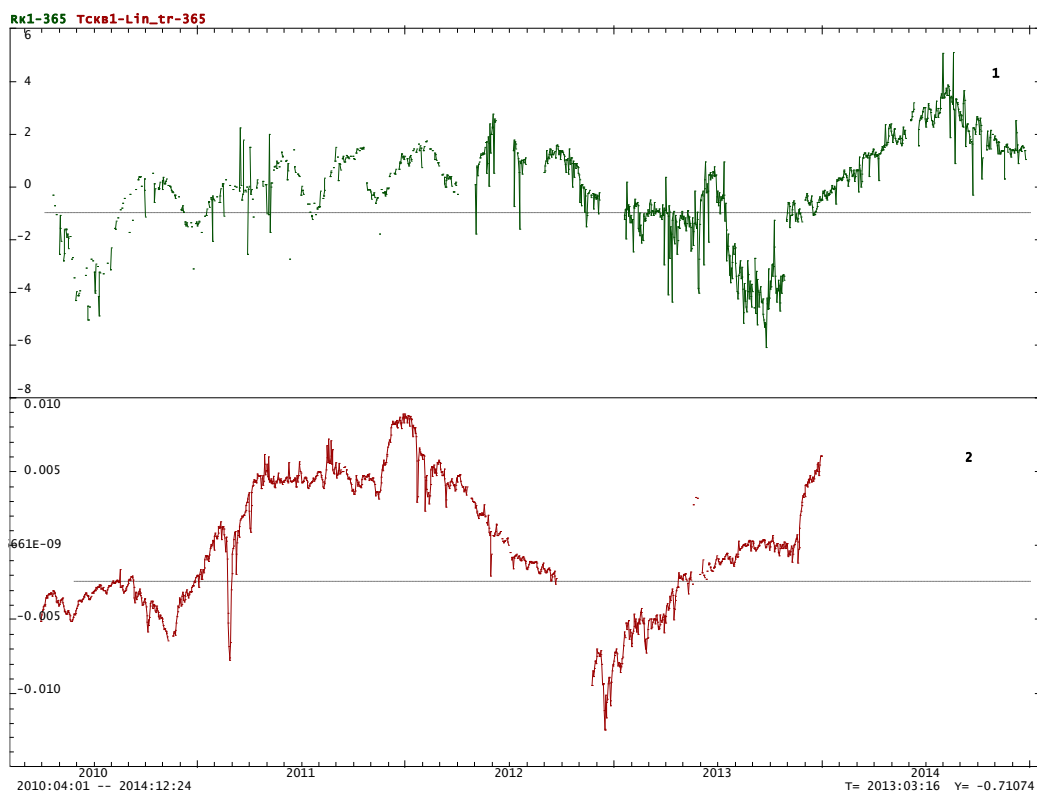


Рис. 3.4.33в. Ряды Rk1-365 (1) и Тскв1-Lin_tr-365 (2) с отфильтрованным сезонным ходом, включая выбросы.

Анализ сезонных компонент

Сравнение сезонных компонент рядов 365_Rk и 365_Тскв-Lin_tr (рис. 3.4.33а) показывает явное несовпадение формы сезонной вариации. Фазы максимума близки, а фазы минимума резко отличаются. На графике ВКФ сезонных компонент (рис. 3.4.34) видно, что сдвиг фаз составляет около -30 суток при корреляции, близкой к 0.9. Во-первых, отрицательный сдвиг означает, что вариации сопротивления опережают вариации температуры, следовательно, причинное влияние первого параметра на второй невозможно. Впрочем, даже если бы знак задержки был положительным, то это тоже ничего бы не изменило, поскольку из физических соображений следует ожидать, что сдвиг фаз между температурой воды в скважине и сопротивлением должен вообще отсутствовать.

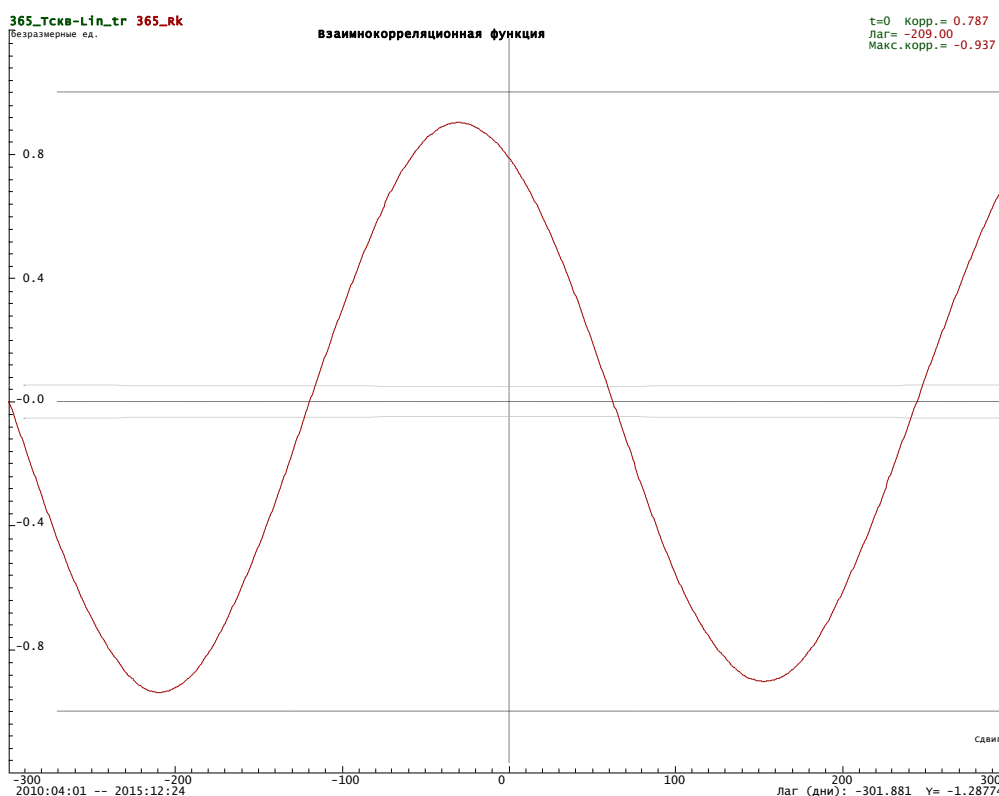


Рис. 3.4.34. Взаимнокорреляционная функция сезонных компонент рядов Rk и Тскв.

Во-вторых, коэффициент корреляции, согласно физическим причинам, должен быть отрицательным – а он положительный.

Этих двух обстоятельств достаточно, чтобы сделать вывод: сезонный ход Rk не связан с сезонным ходом температуры. «Температурная» добавка в ССФ, даже если она

имеется, намного слабее вариаций, связанных с какими-то другими причинами, и выделить ее невозможно.

Анализ рядов, очищенных от сезонной компоненты

Для рядов с отфильтрованным сезонным ходом (рис.3.4.33б, в) видно, что они подвержены тренду, следовательно, рассматривать ВКФ не имеет смысла, так как вид ВКФ в первую очередь будет зависеть от этих трендов. Сравнение самих графиков показывает, что между ними нет согласия, если исходить из того, что между температурой воды в скважине и электрическим сопротивлением породы не должно быть сдвигов. Для Rk-365 максимальное изменение амплитудой 6.5 Ом·м наблюдается для периода 2012:07-2013:09, в то время как аномалия для Tскв-Lin_tr-365 сдвинута примерно на год назад (2011:06-2013:06). Эти факты показывают, что температура воды в скважине за период наблюдений с апреля 2010 г. по декабрь 2013 г. не оказывает заметного влияния на кажущееся сопротивление пород.

Расчет сезонной амплитуды Rk от температуры воды в скважине

Максимальная амплитуда сезонного изменения Tскв равна 0.022°C.

Рассмотрим далее может ли такая аномалия температуры воды в скважине вызвать изменение электрического сопротивления породы на 6.5 Ом·м.

Удельное сопротивление водонасыщенной горной породы ρ_n связано с удельным сопротивлением насыщающей ее воды ρ_v параметром пористости P [Дахкильгов Т.Д., 1987]:

$$P = \rho_n / \rho_v \quad (3.4.7)$$

Для определения ρ_n был проведен лабораторный эксперимент на образцах породы взятого из района расположения скважины. Исследуемый образец, состоящий из карбонатных пород, имеет размеры 49×21×6 см. Измерение удельного сопротивления образца проводилось с помощью четырехэлектродной установки. Для этого было просверлено 4 отверстия в середине образца глубиной 1 см. Электроды были изготовлены путем расплавления олова в отверстиях образца. В олово, которое находилось в расплавленном состоянии, опускались очищенные концы подводных проводов. Затем места контактов подводных проводов с электродами изолировались герметиком.

Четырехэлектродная установка имела следующие параметры: расстояние между питающими электродами - 20 см; приемные электроды располагались в середине между питающими, расстояние между которыми составляло 4 см.

Данный образец был помещен в пластмассовую ванну с водой взятой из водохранилища. После чего образец находился в ванной в течение 15 суток для насыщения водой. Измерения проводились с помощью станции «Георезистор». Измеренное значение равно $\rho_{п}=139$ Ом·м. Оно согласуется с результатами вертикального электрического зондирования, проведенного в районе расположения скважины.

Для определения температурного коэффициента зависимости $\rho_{в}$ от температуры воды в скважине был сделан лабораторный эксперимент. В стакан налили воду, взятую из скважины, затем определили удельное сопротивление воды прибором ЕС-1382В классом точности 2% при температурах $t_1=14.5$ °С и $t_2=18.5$ °С. Величины удельного сопротивления равны, соответственно, $\rho_{в1}=25.06$ Ом·м и $\rho_{в2}=20.00$ Ом·м. Из них получаем температурный коэффициент $A=(\rho_{в1}-\rho_{в2})/(t_1-t_2)=1,253$ Ом·м/град. Следовательно при изменении температуры воды в скважине на 0.02 °С (эта максимальная амплитуда сезонного изменения температуры воды в скважине №2) удельное сопротивление воды изменится на 0.0253 Ом·м.

Вычисляем величину параметра пористости по формуле (3.4.7) для температуры воды $t_1=14.5$ °С, которая почти соответствует температуре воды в скважине (14.69 °С): $P=139/25.06=5.55$. Затем, считая, что параметр пористости породы является постоянной величиной, находим изменение удельного сопротивления породы:

$\Delta\rho_{п}=P\cdot\Delta\rho_{в}=5.55\cdot0.0253=0.14$ Ом·м. Из этих данных следует, что вариации R_k как сезонные, так и не сезонные не могут быть вызваны изменениями температуры воды в скважине.

Выводы

1. Для рядов с сезонным ходом и отфильтрованных от сезонной компоненты температуры и давления атмосферы не обнаружено их влияние на кажущееся сопротивление пород в скважине.
2. Имеющиеся данные об осадках за период 2010-2014 гг. не дают основания предполагать заметное влияние на кажущееся сопротивление.
3. Анализ сезонных рядов кажущегося сопротивления и температуры воды в скважине, а также их компонент, очищенных от сезонного хода показывает, что температура воды не оказывает существенного влияния на кажущееся сопротивление породы.

4. Численные оценки показывают, что амплитуда сезонных изменений кажущегося сопротивления пород от температуры воды в скважине не превышает 0.1%, в то время как, фактическая амплитуда R_k , для разных периодов (годов), находится в пределах 6-10%, т.е. превышает предел температурных эффектов в 60-100 раз. Эти факты показывают, что изменение температуры воды в скважине не оказывает заметного влияния на кажущееся сопротивление.

3.4.5. Оценка связи между уровнем водохранилища и кажущимся сопротивлением

Для анализа использовались ряды $H_{вдхр}$ и R_k . Графики этих рядов приведены на рис. 3.4.5. (№5 и №1). Коэффициент корреляции между ними равен -0,80, а отдельно по годам распределяется в следующем порядке: 2010 – $K=-0.3$; 2011 – $K=-0.82$; 2012 – $K=-0.84$; 2013 – $K=-0.81$; 2014 – $K=-0.81$. Видно, что корреляция между рядами высокая. Однако наличие такой корреляции еще не доказывает, что между рядами существует не формальная, а физически обоснованная связь. Поэтому для углубленного анализа их связи рассматривались как сезонные, так и остаточные компоненты. Ряд R_k рассматривался в двух вариантах – с выбросами и без (табл. 3.4.3).

Таблица 3.4.3. Сезонные и остаточные компоненты рядов – исходные данные для анализа

Исходный ряд	Сезонная компонента	Остаток (сезонная компонента удалена)
Уровень воды в водохранилище	365_Нвдхр	Нвдхр-365
R_k	365_Rk	Rk-365 (ряд без выбросов) Rk1-365 (ряд с выбросами)

Корреляция между сезонными компонентами

Графики сезонных компонент приведены на рис. 3.4.35, а функции их взаимных корреляций показаны на рис. 3.4.36.

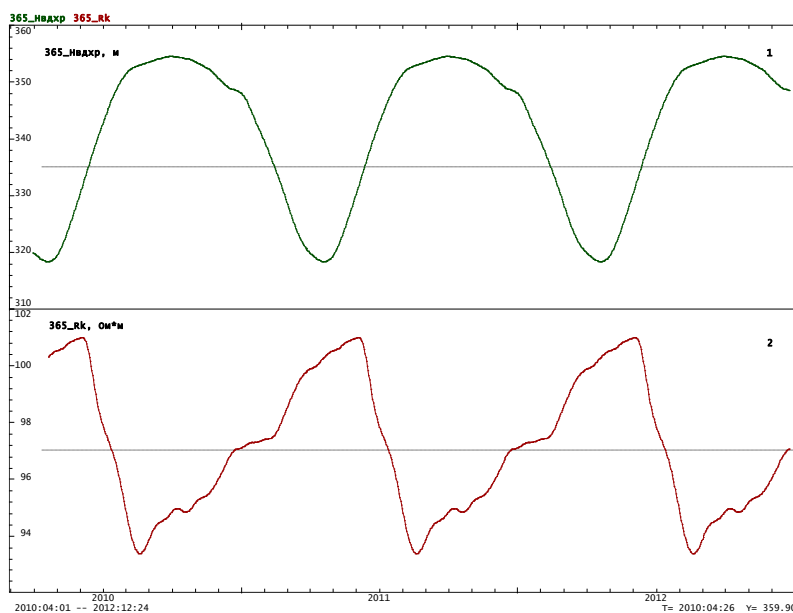


Рис. 3.4.35. Графики сезонных функций 365_Нвдхр (1) и 365_Rk (2).

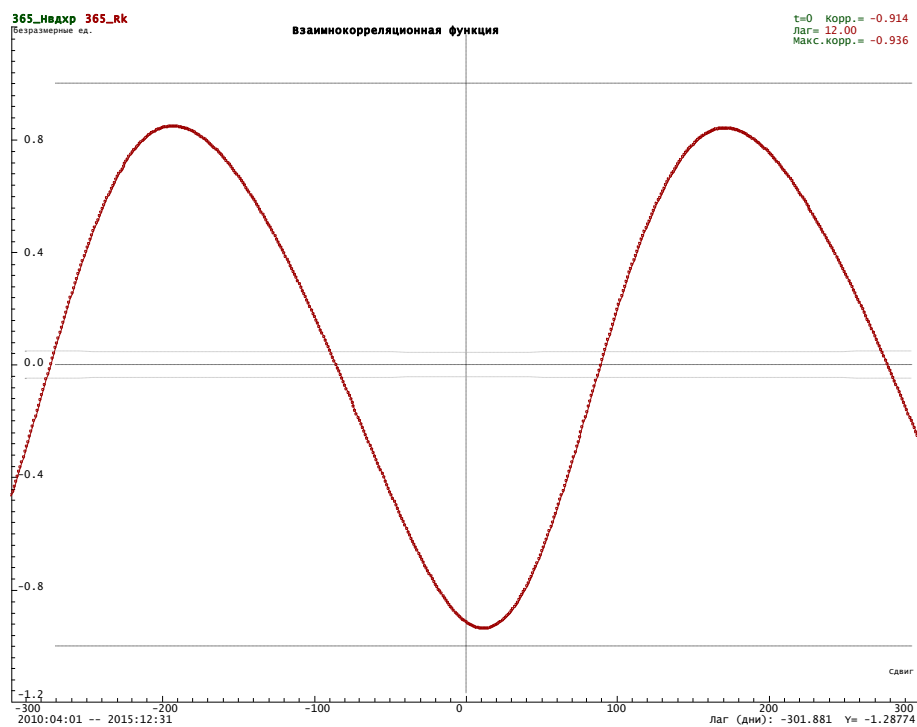


Рис. 3.4.36. Взаимнокорреляционная функция для рядов 365_Нвдхр и 365_Rk.

Анализ ВКФ показывает, что максимальная корреляция равна -0.94 при сдвиге 12 суток, когда сопротивление отстает от уровня воды. Этот результат нуждается в комментариях.

Во-первых, факт запаздывания Rk на 12 суток говорит о том, что уровень воды в водохранилище не влияет на сопротивление напрямую (если бы это было так, то задержка бы отсутствовала).

Во-вторых, корреляция все-таки довольно высокая: -0.94 , а задержка не очень большая. По сравнению с другими параметрами, корреляция заметно выше. Это означает, что полностью исключать физическое влияние уровня воды на сопротивление нельзя. Однако такое влияние может проявляться только опосредственно, через какой-то третий процесс, который развивается в течение нескольких суток и с некоторым запаздыванием проявляется в изменении сопротивления.

В качестве такого «третьего процесса» может выступать деформационный процесс или, например, фильтрационный. Однако любая модель, предполагающая физическую зависимость сопротивления от уровня водохранилища, должна объяснять резкий скачок сопротивления в июне-августе. Ведь на графике сезонного хода уровня нет аналогичной резкой особенности. Это означает, что процесс, инициированный разгрузкой водохранилища, должен развиваться нелинейно и резко менять свои характеристики в тот момент, когда уровень водохранилища достигает минимальной отметки. Например, это может быть резкое изменение минерализации подземных вод в связи с изменением направления фильтрационного потока. Или какой-то скачок в характеристиках породы в момент, когда нагрузка на породу минимизируется. Например, раскрытие трещин и поступление в них воды с более сильной минерализацией, которая до этого была «заперта» в относительно более хорошо растворимых пластах.

Ряды с отфильтрованным сезонным ходом

Для анализа использовались построенные выше ряды, отфильтрованные от сезонного хода: Нвдхр-365, Rk-365 и Rk1-365.

Рассмотрим сначала сами ряды. Их графики приведены на рис. 3.4.37. Явного согласия между рядами не видно. В отдельные моменты времени имеются довольно четкие противофазные вариации (например, летом 2010 г. или в январе 2012 г.), но в целом четкой связи не видно.

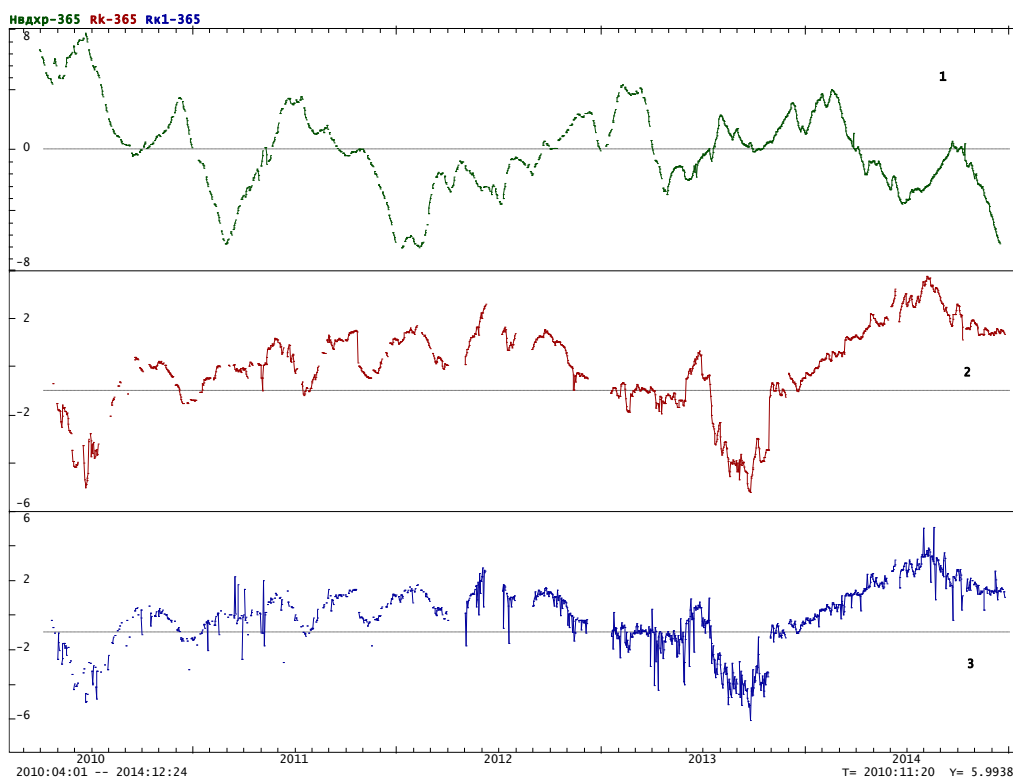


Рис. 3.4.37. Ряды Нвдхр-365 (1), Rk-365 (2) и Rk1-365 (3) без сезонной вариации.

Спектры рядов приведены на рис. 3.4.38. Видно, что ряд уровня воды в водохранилище имеет четкие пики на периодах 7 и 3.5 суток (очевидно связанные с регулировкой мощности ГЭС), которые отсутствуют на ряде Rk. Это означает, что на коротких периодах влияние уровня на Rk отсутствует (иначе такие же периоды были бы и на Rk). Таким образом, интерес с точки зрения возможного влияния уровня на сопротивление представляют периоды от 2-х недель и более.

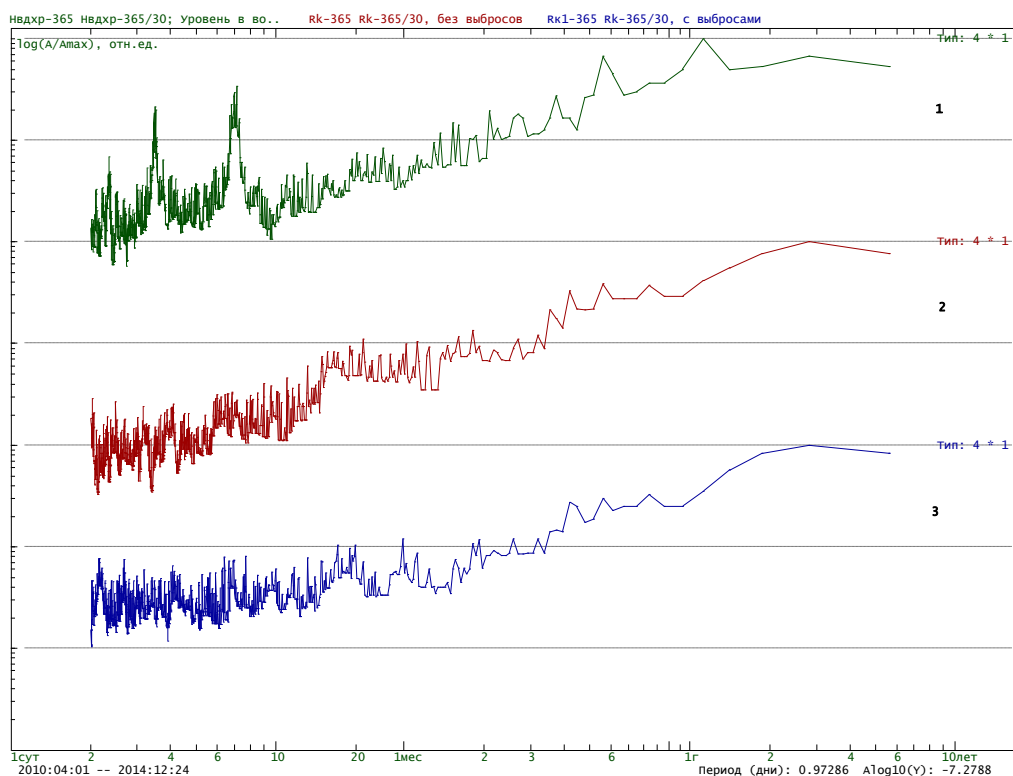


Рис. 3.4.38. Спектры отфильтрованных (без сезонной вариации) рядов Нвдхр -365(1), Rk-365 (2) и Rk1-365 (3).

На рис.3.4.39 и 3.4.41 приведены ВКФ рядов Нвдхр-365 и Rk-365. В первом случае без дополнительной фильтрации, а во втором случае - из рядов выделены только вариации с периодами от 15 до 180 суток (рис. 3.4.40). Видно, что после фильтрации наиболее высоких и наиболее низких частот ВКФ резко меняется. В целом, ВКФ имеет квазислучайный вид с особенностями на случайных задержках, в том числе и отрицательных. Для ряда Rk1-365 (с выбросами) картина примерно такая же. Это означает, что для внутригодовых вариаций заметное влияние уровня Нвдхр на Rk отсутствует.

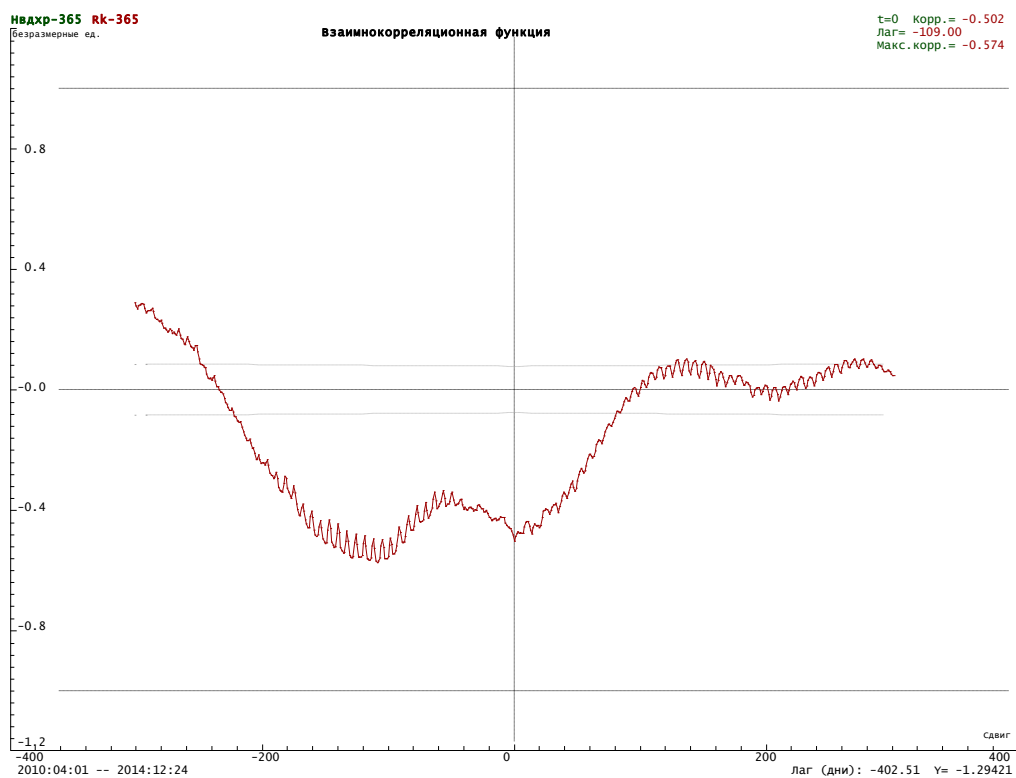


Рис. 3.4.39. ВКФ отфильтрованных (без сезонной вариации) рядов Нвдхр-365 и Rk-365.

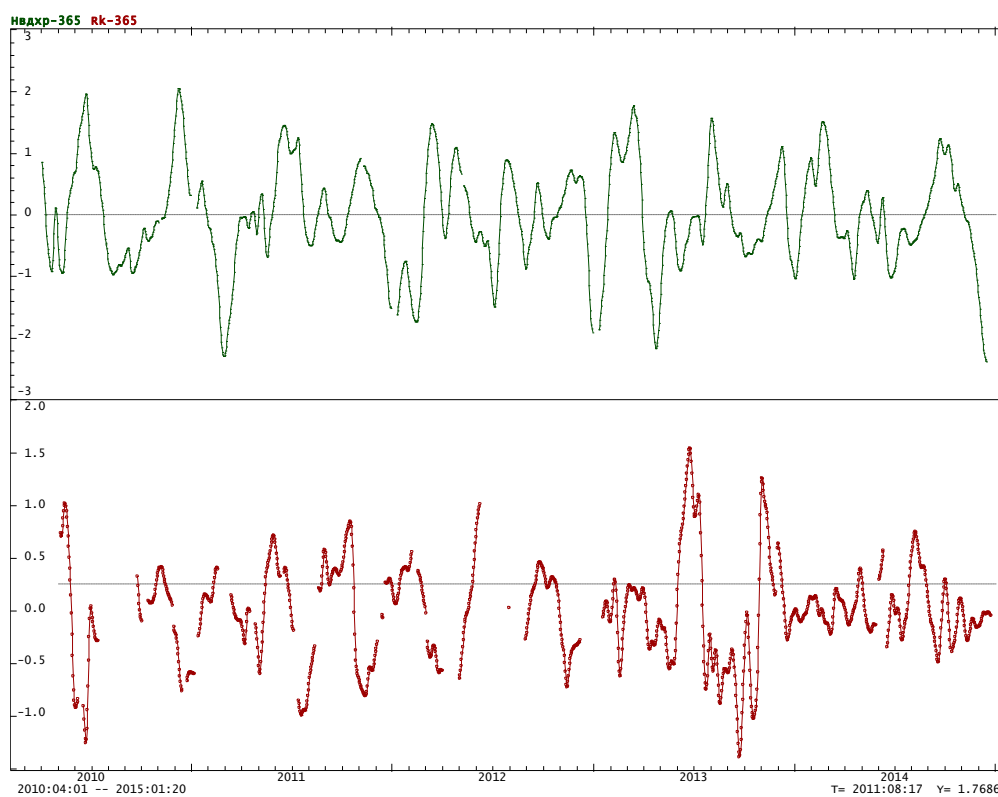


Рис. 3.4.40. Ряды Нвдхр-365 и Rk-365, отфильтрованные от сезонной вариации, выделены периоды 15-180 суток.

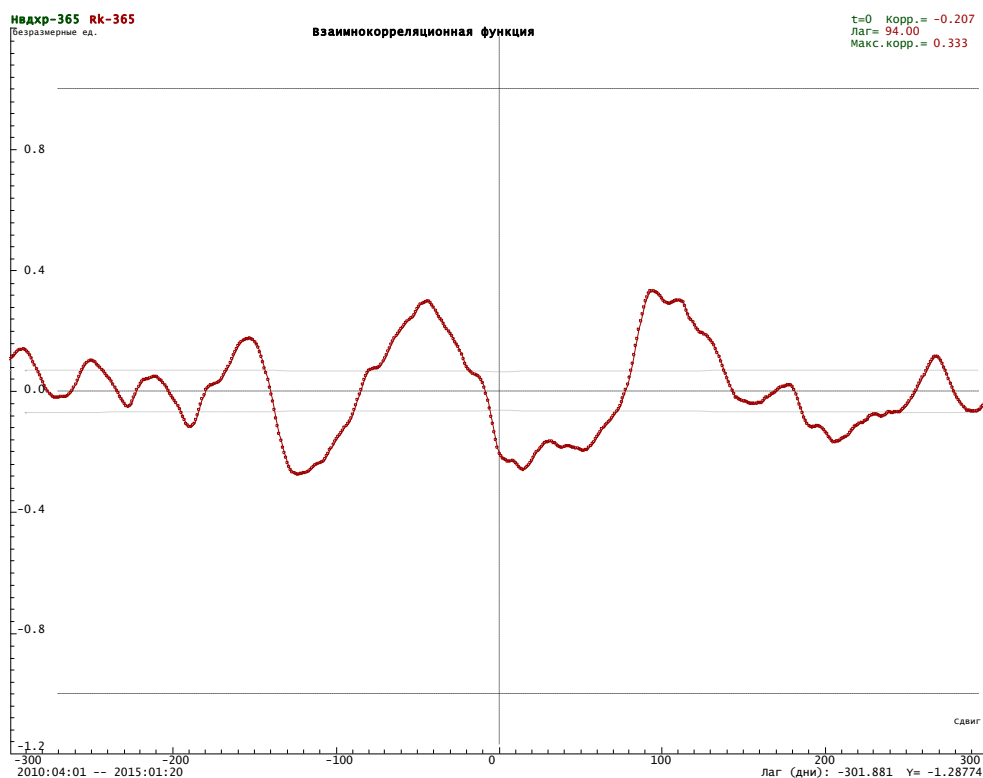


Рис. 3.4.41. ВКФ для рядов Нвдхр-365 и Rk-365, отфильтрованные от сезонной вариаций для периодов 15-180 суток.

На коротких периодах (менее года) влияние уровня воды в водохранилище на Rk отсутствует.

Для сезонных вариаций имеется довольно близкое совпадение фаз, а корреляция составляет - 0.94. Однако совпадение фаз все же неточное (по ВКФ задержка около 12 суток), а форма сезонных вариаций не совпадает: на сезонной кривой Rk имеется резкий скачок в июне-августе, которого нет на кривой изменения уровня воды.

Это означает, что прямого влияния уровень воды в водохранилище на Rk не оказывает. Однако возможно влияние косвенно через промежуточный третий фактор, действующий с определенной задержкой.

В качестве такого третьего фактора могут выступать деформационные или фильтрационные процессы. Возможно даже, что оба эти процесса связаны между собой, например, повышение уровня воды приводит к увеличению давления в порах и трещинах породы, которая в свою очередь вызывает перераспределение упругих напряжений в среде. Если водохранилище имеет гидродинамическую связь с нижележащими породами, то давление воды равно гидростатическому $P = \rho gh$, где ρ - плотность воды, g - ускорение свободного падения, h - глубина нижележащих пород. Поскольку плотность воды значительно меньше плотности скелета породы, гидростатическое ($P_{\text{гидро}}$) давление обычно составляет 35-50% геостатического давления ($P_{\text{гор}}$), создаваемого весом

вышележащих пород. Величина эффективного давления ($P_{эфф}$) равна разности геостатического и гидростатического давлений, $P_{эфф}=P_{гор}-P_{гидро}$. Поэтому увеличение гидростатического давления приводит к снижению эффективного давления и как следствие деформации пласта, т.е. его расширению. Такой механизм воздействия подтверждается данными деформационных режимных наблюдений на различных ГЭС. На рис. 3.4.42 приведена диаграмма деформации центральной секции в основании плотины Саяно-Шушенской ГЭС (отм. 308 м) за период с 2001 по 2010 гг., взятая из работы авторов [Савич, Газиев, 2005]. График наглядно свидетельствует о деформации скального основания плотины в период сезонных колебаний уровня воды в верхнем бьефе плотины Саяно-Шушенской ГЭС.

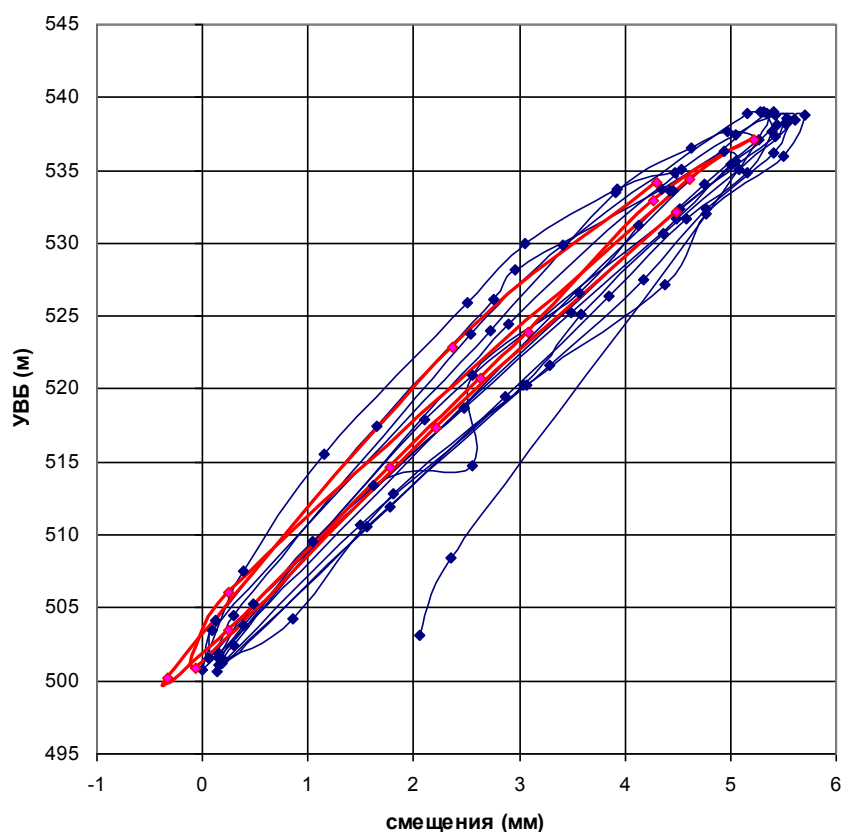


Рис. 3.4.42. Диаграмма относительных вертикальные смещений марки на отметке 308 м секции 33 в основании плотины Саяно-Шушенской ГЭС за период 2001-2010 гг. [Савич, Газиев, 2005].

Из диаграммы следует, что вертикальное смещение скального основания плотины за сезонный период в среднем составляет 5-5,5 мм, при этом деформация происходит в упругом режиме. С увеличением уровня воды в верхнем бьефе плотины происходит

деформация расширения массива в основании плотины, а снижение уровня воды приводит к деформации сжатия массива.

По данным [Савич, Газиев, 2005] между сезонными ходами уровня воды в водохранилище и деформаций пород в основании плотины наблюдается запаздывание деформации на 18 суток. Подобное запаздывание сезонного хода кажущегося сопротивления от уровня водохранилища наблюдается и для наблюдений на Чиркейской ГЭС. Запаздывание, рассчитанное по взаимнокорреляционной функции, составляет 12 сут (см. рис. 3.4.36). Время запаздывания гидростатического (порового) давления зависит от многих факторов, проницаемости, водопоглощения и расстояния от водохранилища до наблюдательной скважины. Процесс водопоглощения резко возрастает в условиях наличия тектонических трещин, карстовых пустот, поэтому запаздывание порового давления будет зависеть от геологических условий района исследований.

Рассмотренные выше данные, показывающие влияние сезонного изменения уровня воды в водохранилище на скальный массив, позволяют предложить следующий механизм сезонных вариаций кажущегося сопротивления пород в скважине. В период паводка рек увеличение уровня водохранилища вызывает повышение порово-трещинного давления в скальном массиве. Повышение гидростатического давления в породе снижает величину эффективного давления на скелет породы, происходит деформация расширения скелета, при этом увеличение его порового пространства и замещение его водой приводит к уменьшению электрического сопротивления породы.

Для водонасыщенной породы удельное электрическое сопротивление определяется формулой [Archie, 1942]:

$$\rho_n = \frac{\rho_v}{K^m} \quad (3.4.8)$$

где ρ_n – удельное сопротивление породы; ρ_v – удельное сопротивление воды; K – коэффициент пористости ($K=V_1/V_2$, где V_1 – объем порового пространства; V_2 – объем породы); m – структурный параметр. Из формулы (3.4.8) следует, что с увеличением порового объема удельное сопротивление породы уменьшается. Изменение удельного сопротивления породы зависит еще не только от коэффициента пористости, но и от извилистости токовых каналов. Удельное сопротивление породы насыщенной водным раствором имеет сильную зависимость от показателя m , зависящего от структуры порового пространства и колеблющегося от 1,3 для сильно пористых пород до 2,2 для малопористых пород. В отдельных случаях изменение ρ_n от деформации может происходить при незначительном изменении объема пор, за счет изменения извилистости поровых каналов проводимости, например, растяжение породы расширяет каналы в

области контакта между зернами, при этом извилистость каналов и электрическое сопротивление уменьшаются. При деформации сжатия извилистость и электрическое сопротивление породы растет.

Рассмотрим случай изменения удельного сопротивления породы, когда в ней происходит изменение структуры поровых каналов. По формуле (3.4.8) оценим изменение ρ_n , используя для этого следующие параметры породы: $K=0.15$; $m=1.30$; $\rho_v=20$ Ом·м. Подставив их в (3.4.8) имеем $\rho_n=235$ Ом·м. Изменив произвольно параметр m , отвечающий за структуру, на одну сотую, т.е. $m=1.31$, получаем $\rho_n=240$ Ом·м. Отсюда изменение $(\Delta\rho_n/\rho_v)100\%=1.6\%$. Такие вариации удельного сопротивления пород в скважине могут быть зарегистрированы измерительной установкой даже в возмущенные помехой дни, когда погрешность составляет 0.18-0.20%.

Влияние сезонного изменения минерализации воды в водохранилище на кажущееся сопротивление пород в скважине

Удельное электрическое сопротивление свободной воды (гравитационной и капиллярной) меняется от долей Ом·м при высокой общей минерализации ($M > 10$ г / л) до 1000 Ом·м при низкой минерализации ($M < 0.01$ г / л). Химический состав растворенных в воде солей не играет существенной роли, поэтому по данным электроразведки можно судить лишь об общей минерализации подземных вод. На рис.3.4.43. показан график зависимости удельного сопротивления воды от минерализации.

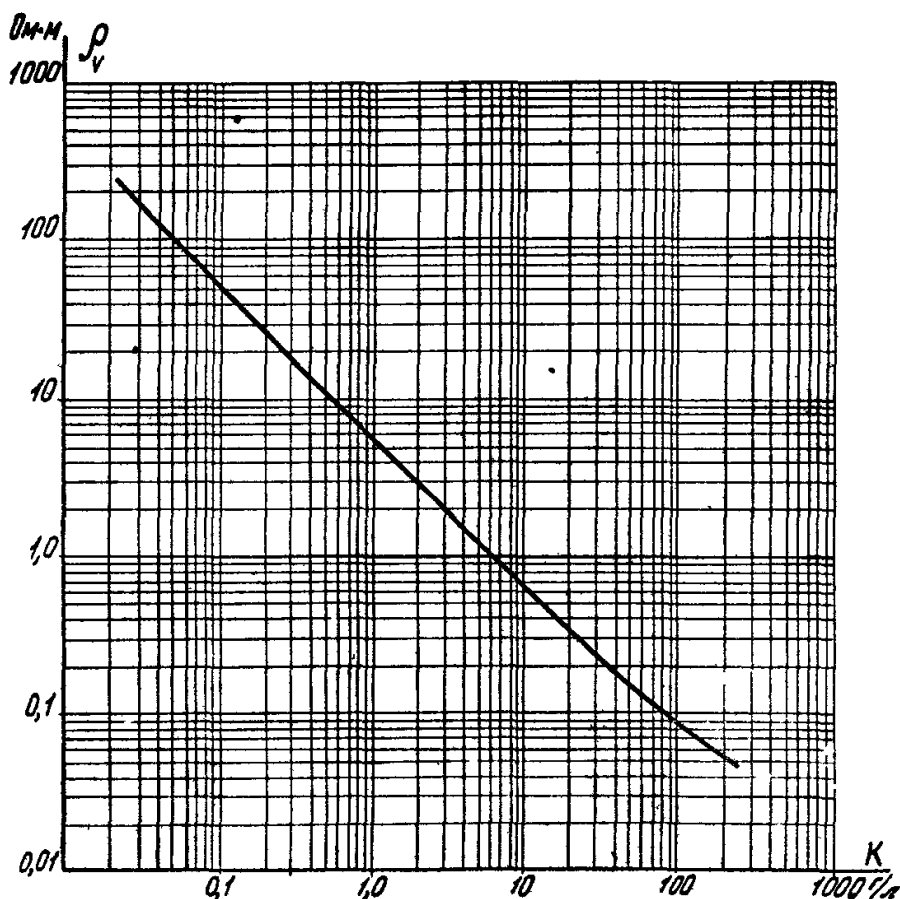


Рис. 3.4.43. График удельного электрического сопротивления воды от минерализации.

По химическому составу вода в Чиркейском водохранилище относится к гидрокарбонатному классу с преобладанием иона HCO_3 , по степени минерализации – к категории пресной (368–601 мг/л). Большинство рек Дагестана имеет воду средней степени минерализации от 200 до 500 мг/л. Воды рек высокогорных районов, расположенных в непосредственной близости от областей питания (ледники, снежники) отличаются низкой минерализацией (120 мг/л). В Чиркейское водохранилище впадают такие реки как Аварское Койсу, Андийское Койсу, Кара Койсу и Казикумухское Койсу, формируя, таким образом, реку Сулак. Все они берут свое начало на Главном Кавказском хребте. Сезонные колебания степени минерализации вод противоположны колебаниям расходов рек – в теплый период с увеличением доли снегового питания минерализация уменьшается, а в холодные месяцы в связи с переходом на подземное питание – увеличивается [Шейхов и др., 1978]. Минимальные значения минерализации отмечаются в июне – июле, а максимальные – в декабре – январе.

Для уточнения сезонного хода минерализации воды в Чиркейском водохранилище были взяты пробы воды в районе плотины ГЭС через каждые семь суток. Период наблюдений составил 7 месяцев. В конце наблюдений для всех проб были сделаны замеры

удельного сопротивления воды, чтобы исключить влияние температуры на ход графика. Погрешность измерений $R_{\text{воды}}$ не превышает 3%. Полученные данные приведены на рис. 3.4.44 и в цифровом виде в приложении 3.

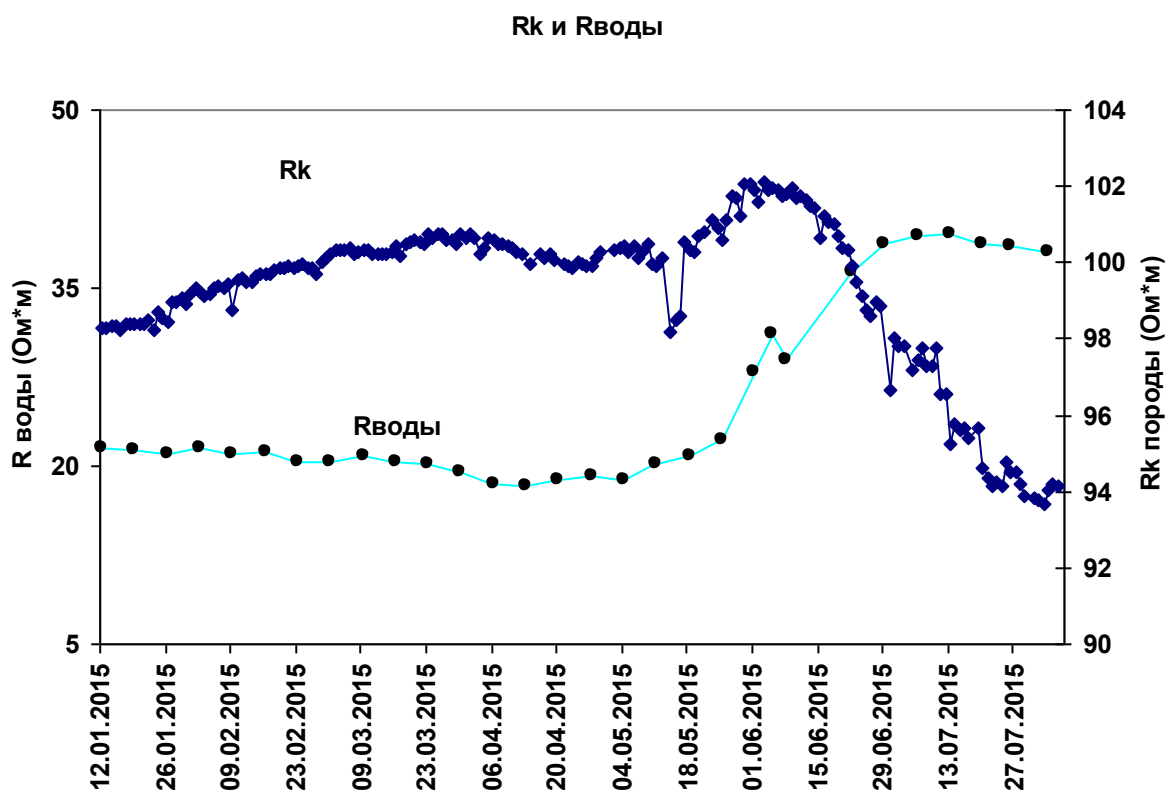


Рис. 3.4.44. Графики кажущегося сопротивления пород в скважине и удельного сопротивления воды в Чиркейском водохранилище возле плотины ГЭС.

На графике в зимний и весенний периоды удельное сопротивление воды в водохранилище медленно понижается, а затем с середины апреля начинается подъем. В июне месяце, в период летних дождей и таяния снега в горах, амплитуда подъема $R_{\text{воды}}$ резко увеличивается.

Из формулы Арчи (3.4.8) следует, что сопротивление породы растет прямо пропорционально сопротивлению воды в порах, следовательно, величина кажущегося сопротивления пород в скважине должно было увеличиться более чем на 100%, при условии фильтрации воды через исследуемую породу. Однако на графиках мы видим совершенно другую картину, с повышением сопротивления воды в водохранилище кажущееся сопротивление породы в скважине понижается на 6-10%. Более того, начиная с июля месяца, наблюдается полное различие графиков – при постоянном сопротивлении воды кажущееся сопротивление продолжает уменьшаться. Таким образом, анализ графиков показывает их полное несоответствие и позволяет сделать вывод о том, что

минерализация воды в водохранилище не оказывает своего влияния на степень минерализации воды в скважине. Для выяснения данного вопроса необходимо осуществить режимные измерения электрического сопротивления воды в скважине на различных уровнях воды, в том числе рядом с установкой электрического зондирования.

Таким образом, из рассмотренных выше механизмов, влияющих на сезонные вариации кажущегося сопротивления пород в скважине, наиболее приемлемым является механизм упругой деформации подстилающих пород в результате изменения в них порово-трещинного давления. Однако для построения более конструктивной модели влияния (либо для обоснованного исключения соответствующих гипотез) необходимо привлечение дополнительных данных, например, по режиму минерализации воды в скважине, уровня воды в скважине, деформации горных пород.

Выводы

Для сезонных вариаций уровня водохранилища и кажущегося сопротивления имеется довольно близкое совпадение фаз, а корреляция составляет -0.94 . Однако совпадение фаз, все же, неточное. Временная задержка величины сопротивления от уровня воды в водохранилище составляет около 12 суток, а форма сезонных вариаций не совпадает. Это означает, что прямого влияния уровень водохранилища на кажущееся сопротивление не оказывает, а влияет через промежуточный фактор, действующий с определенной задержкой. Такими факторами являются деформационные и фильтрационные процессы, вызывающие изменение гидростатического давления в порах породы. Возможно даже, что оба эти процессы связаны между собой, например, повышение уровня воды приводит к увеличению давления в порах и трещинах породы, которая в свою очередь вызывает перераспределение упругих напряжений в массиве.

3.4.6. Оценка связи между уровнем воды в водохранилище и напряженностью естественного электрического поля в скважинах №1 и №2

Метод естественного электрического поля (ЕП)

Фильтрация воды в массиве вызывает возникновение электрического поля по направлению движения воды в капиллярах породы. Движение жидкости приводит к выносу из капилляра положительных ионов, а у входа капилляра образуется избыток

отрицательных ионов. Между началом и концом капилляров породы возникает электрическое поле пропорциональное скорости движения воды и электрических констант жидкости. Поэтому на склонах холмов вследствие фильтрации подземных вод возникают электрические поля напряженностью $E = (10^{-3} - 10^{-4})$ В/м [Семенов, 1968].

Напряженность электрического поля (E) зависит от величины гидростатического давления (ΔP) и коэффициента электрофильтрационной активности пород ($K_{эф}$)

$$E = K_{эф} \Delta P \quad (1)$$

Коэффициент $K_{эф}$ зависит от разности потенциалов двойного электрического слоя, диэлектрической постоянной ($\epsilon = \epsilon_0 \cdot \epsilon_{отн. \text{ воды}}$), удельного электрического сопротивления воды, коэффициента вязкости воды.

Величина $K_{эф}$, полученная по данным полевых наблюдений [Reed, 1970] равна $10^{-1} - 10^{-2}$ В/м·МПа.

Подставляя в (1) значение сезонного изменения гидростатического давления воды в Чиркейском водохранилище 0.4 МПа, вызванное изменением уровня воды на 40 м, получаем напряженность поля $E = 0.4 \cdot (10^{-1} - 10^{-2})$ В/м, т.е. можно ожидать сезонное изменение поля в пределах 4–40 мВ/м. Поэтому наблюдения за электрическими параметрами пород позволяют вести контроль за фильтрационными процессами в скальном массиве в бортах плотины ГЭС.

В районе плотины Чиркейской ГЭС проводятся непрерывные наблюдения за электрическими параметрами скальных пород в зоне боковой фильтрации плотины Дагестанским филиалом геофизической службы РАН и Институтом геологии Дагестанского научного центра РАН совместно с дирекцией ГЭС [Алиев и др., 2016].

Методика измерений электрического поля (ЕП)

Для анализа использовались данные измерений ЕП на скважинах №1 и №2.

Для измерений ЕП на скважине №1 используются приемные электроды MN установки электрического зондирования. Разность потенциалов на приемных электродах MN при выключенном генераторе складывается из разности потенциалов поляризации и внешнего наведенного сигнала, например, электрофильтрационного поля, создаваемого движением воды через породу. Так как зонд располагается в скважине на удалении, всего 50-60 м от берега водохранилища, то логично допустить наличие процесса боковой фильтрации, в том числе и в области расположения приемного диполя. Величина сигнала фильтрации может меняться от градиента давления воды и проницаемости породы.

Со временем поверхность свинцовых электродов покрывается оксидным слоем, величина поляризации устанавливается на одном уровне. Условие стабильности потенциала поляризации измерительных электродов, позволяет проводить измерение напряженности электрического поля фильтрационной природы.

Постоянную составляющую части сигнала на приемном диполе при работающем генераторе можно определить по формулам: 1) $\Delta U = [(U_1) + (U_2)]/2$, когда прямоугольные разнополярные сигналы U_1 и U_2 одного знака когда; 2) $\Delta U = [(|U_1|) - (|U_2|)]/2$, когда U_1 и U_2 разного знака.

Наблюдения за ЕП по данной методике были начаты 17.03.2012. Для измерений использовался милливольтметр погрешностью $\pm 0.3\%$. Всего измерялось 10 амплитуд сигнала, для которых затем определялось среднее арифметическое. График ЕП приведен на рис. 3.4.45.

Оценка связи электрического поля с уровнем водохранилища

На рис. 3.4.45 для сравнения приведены графики ЕП в скважине №1 и Нвдхр. Видно, что согласия между ними нет. Для ЕП сезонная периодичность отсутствует, поэтому вычисление среднесезонной составляющей и корреляционной функции не имеет смысла. В правой части графика видны аномалии большой амплитуды. Пик первой широкой аномалии соответствует началу понижения уровня воды, а второй – периоду завершения наполнения водохранилища. Поэтому никакой видимой связи между графиками не наблюдается.

Рассмотрим данные, полученные на скважине №2. Глубина ее составляет 180 м. Электроды измерительного зонда выполнены из свинцовых пластин, закрепленных на поверхности жесткой хлорвиниловой трубе. Подводящие провода расположены внутри трубки, изолированной от воды. Места соединения проводов с электродами заделаны герметиком. Нижний электрод находится на глубине 148 м от устья скважины, а верхний - 139.23 м. Расстояние между электродами равно 8.77 м.

Измерения производятся непрерывно многоканальным цифровым вольтметром. Чувствительность вольтметра составляет 10 мкВ. Осредненные за 5 минутный интервал данные, регистрируются на жестком диске компьютера. Для подавления промышленных помех, которые меняются во времени, применяется осреднение данных за 24 часа. Поэтому для анализа используются ряды среднесуточных значений разности потенциалов на электродах.

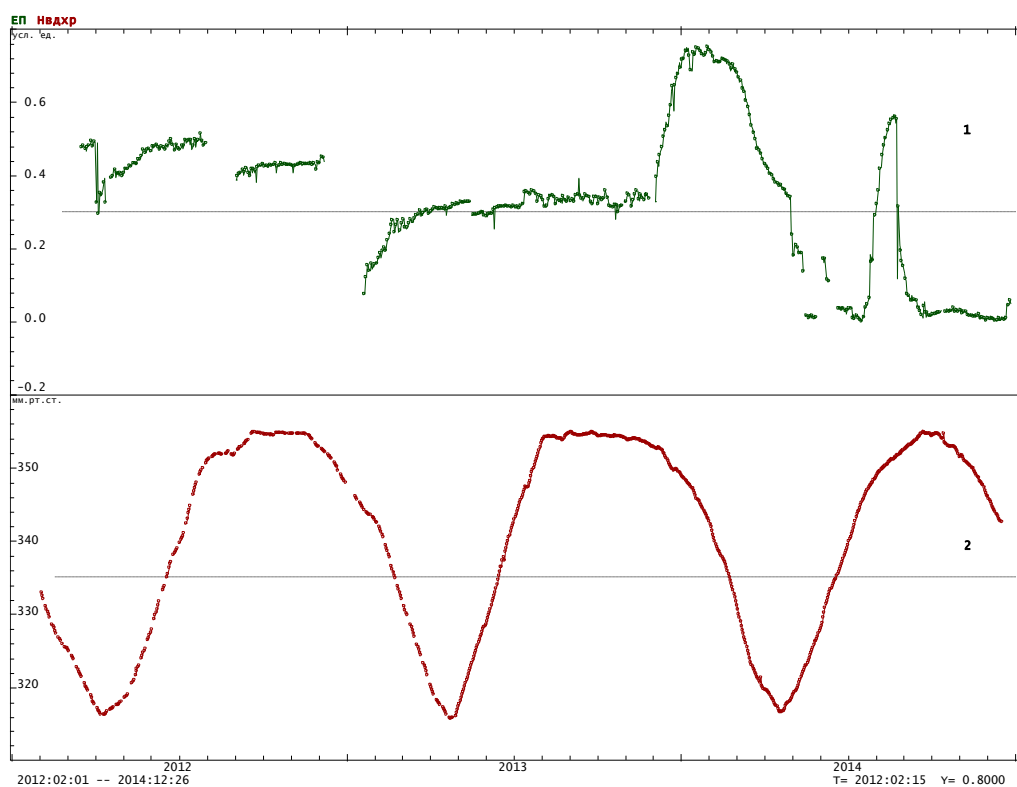


Рис. 3.4.45. Графики: 1 – разности электрических потенциалов на приемном диполе установки электрического зондирования в скважине №1 в вольтах; 2 – уровня воды в водохранилище в метрах.

На рис.3.4.46 показаны графики уровня воды в метрах и разности электрических потенциалов в скважине №2 в вольтах.

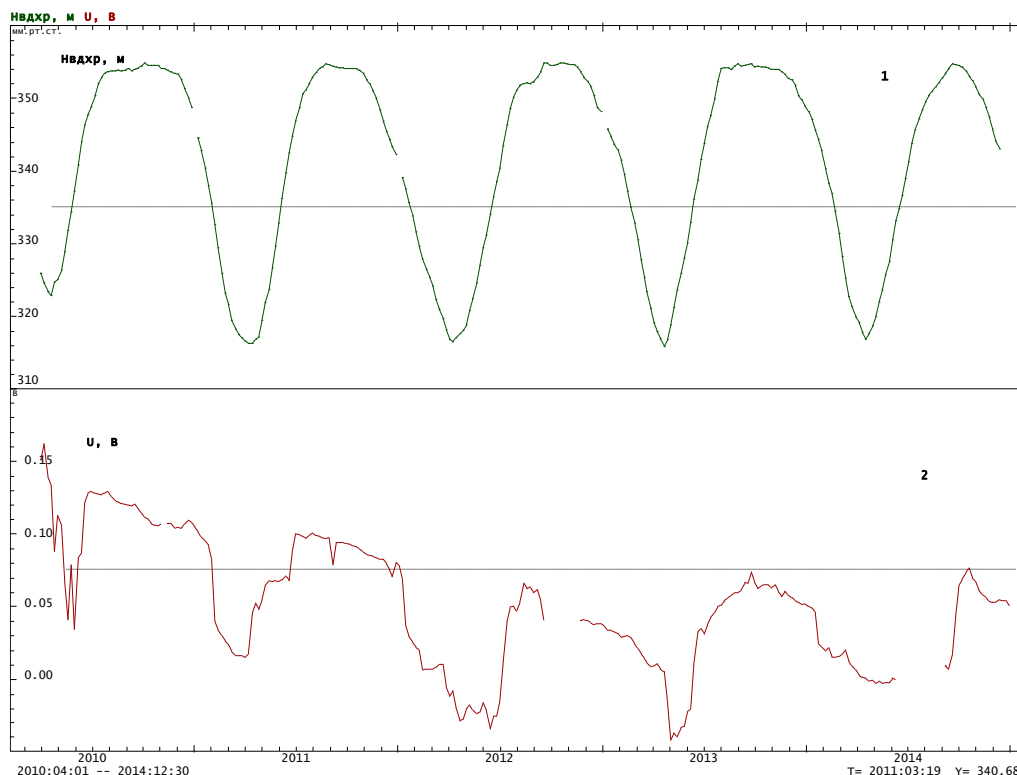


Рис.3.4.46. Графики уровня воды в метрах (1) и разности электрических потенциалов в скважине №2 в вольтах (2) [Алиев и др., 2016].

Визуально наблюдается хорошее совпадение графиков, пики максимумов и минимумов примерно совпадают. В период наполнения водохранилища напряжение на электродах растет, а при уменьшении уровня в осенне-зимний период – наоборот уменьшается. Наиболее отчетливо данная зависимость наблюдается для 2011 и 2012 гг. Амплитуды уменьшений разностей потенциалов в период их интенсивных изменений равны $U=100$ мВ. По ним, зная размеры диполя, можно определить величину вертикальной компоненты напряженности электрического поля:

$$E=U/L \quad (2)$$

где U – разность потенциалов на электродах; L – расстояние между электродами. Подставляя значения $U = 100$ мВ и $L = 8.77$ м в (2), получаем $E = 11.4$ мВ/м.

Такого порядка поля в горных районах являются вполне реальными. Так, например, в работе [Шевнин, 2015] приведены данные фильтрационных полей, полученные в различных высокогорных безрудных районах, где аномалии естественного поля превышают величину 10 мВ/м: Саяны, 15-50 мВ/м; Хабаровский край, 19-23 мВ/м. Для таких аномалий необходимо допустить наличие высоких скоростей фильтрации воды в пористых средах. Согласно численным оценкам [Шевнин, 2015] напряженность электрического поля порядка $E = 10$ мВ/м возникает при коэффициентах фильтраций 7-10 м/сут. При таких скоростях фильтрации воды, между графиками уровня водохранилища и

разности потенциалов на электродах должен быть сдвиг фаз, т.е. отставание U от $H_{вдхр}$. Для этого вычислим взаимнокорреляционную функцию (ВКФ) между $H_{вдхр}$ и U на различных сдвигах их друг относительно друга. Данная функция представлена на рис. 3.4.47.

Для ВКФ максимальная связь наблюдается (0.77), когда график разности потенциалов U отстает от уровня воды на 12 суток. Это означает, что изменение U запаздывает. Если бы было наоборот, то такая связь не имела бы физического смысла. Физический смысл запаздывания U от $H_{вдхр}$ состоит в том, что процесс фильтрации воды из водохранилища до места расположения электродов требует определенного времени. В данном случае, примерно 12 суток. В этом факте интересным для нас является то, что такого же порядка (12 суток) отставание от уровня воды в водохранилище наблюдается и для графика R_k в скважине №1 (см. рис.3.4.36), т.е. в разных скважинах наблюдается одинаковый результат. Такое совпадение результатов позволяет предположить, что фильтрация воды влияет на R_k в скважине №1 через промежуточный фактор. Таким фактором является изменение гидростатического давления, который связан с уровнем воды в водохранилище. Повышение гидростатического давления уменьшает электрическое сопротивление и повышает уровень электрофильтрационного поля, а понижение давления воды приводит к обратному процессу – увеличению электрического сопротивления и уменьшению поля. Чтобы убедиться в этом рассмотрим связь между двумя параметрами R_k и $ЕП$ в скважине №2.

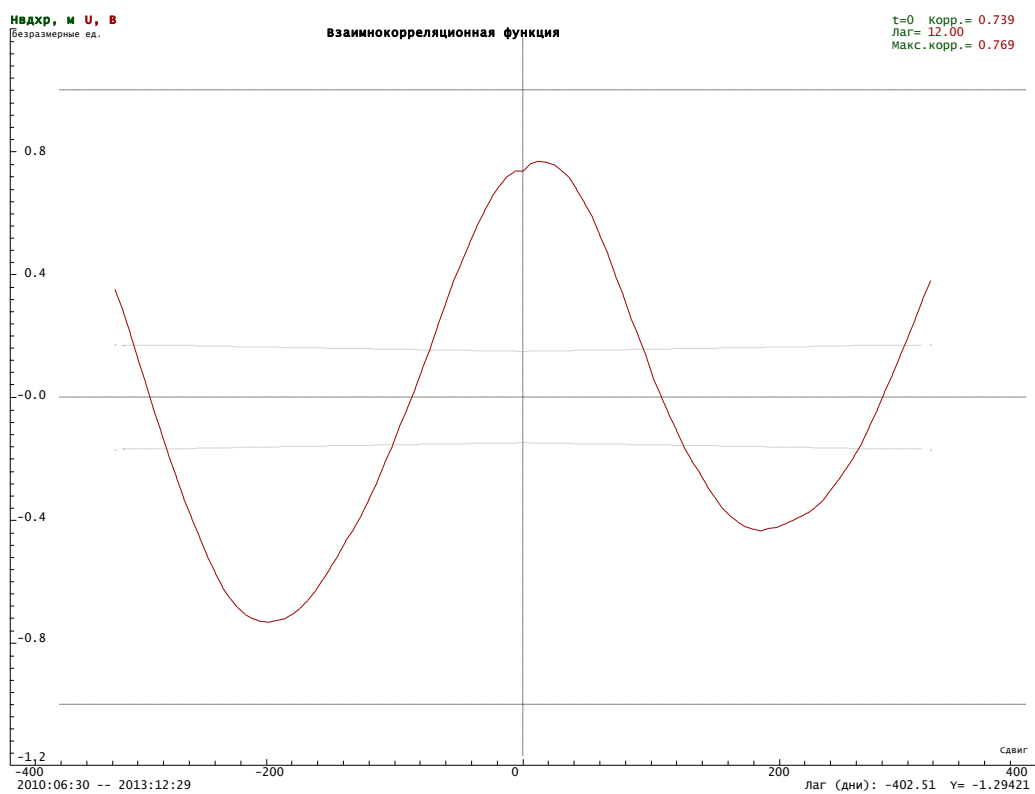


Рис. 3.4.47. График взаимнокорреляционной функции Нвдхр и ЕП на скважине №1.

Оценка связи ЕП с кажущимся сопротивлением Rk

На рис. 3.4.48 приведены графики Rk в скважине №1 и ЕП в скважине №2. Несмотря на то, что измерения в скважинах №1 и №2 проводились на различных глубинах 99 м и 148 м, соответственно, между графиками видна асинхронная корреляция. Медленному росту кажущегося сопротивления соответствует такое же медленное понижение фильтрационного поля, а резкому уменьшению сопротивления соответствует такое же повышение фильтрационного поля, при этом этот процесс повторяется из года в год с небольшими различиями.

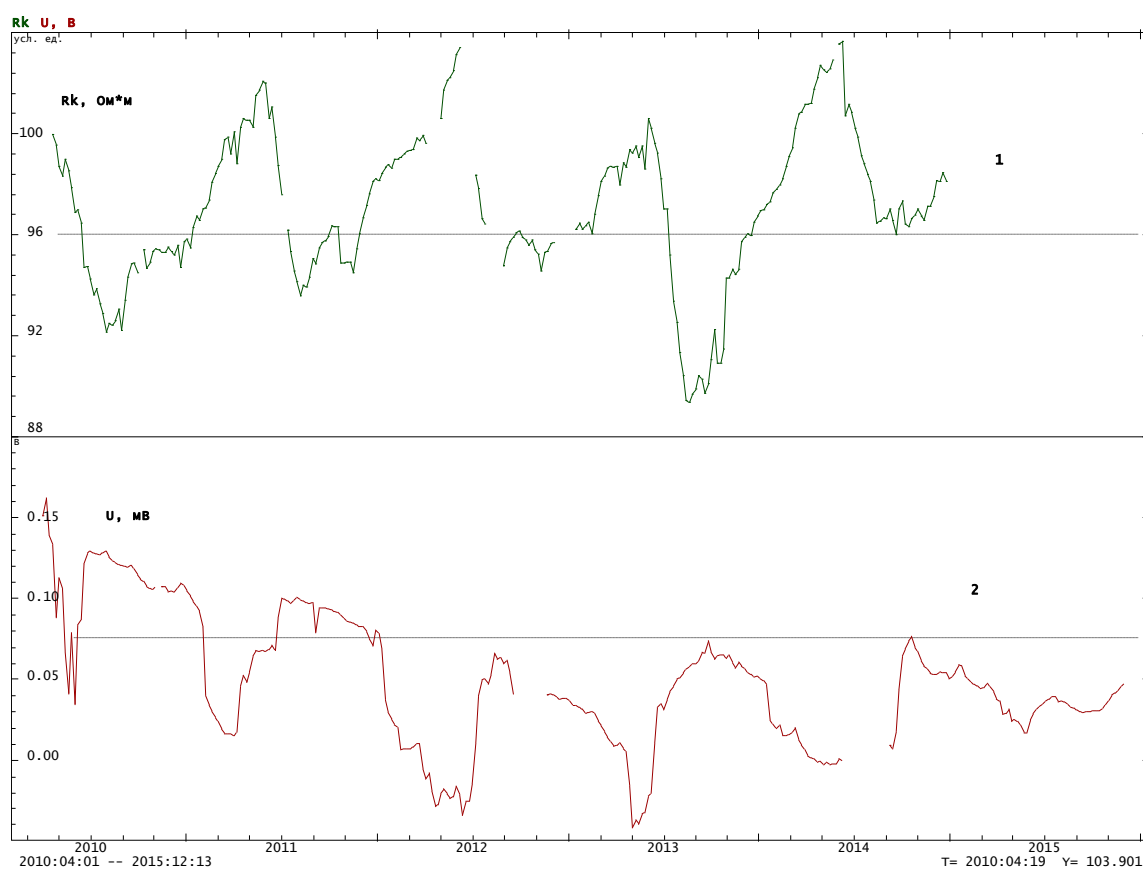


Рис. 3.4.48. Графики: 1 – кажущегося сопротивления Rk в скважине №1;
2 – фильтрационного поля ЕП в скважине №2.

На рис. 3.4.49 приведена взаимнокорреляционная функция между графиками Rk и ЕП. Максимальная корреляция (-0.62) наблюдается при нулевом сдвиге фаз. Это подтверждает связь между фильтрационным полем и кажущимся сопротивлением породы.

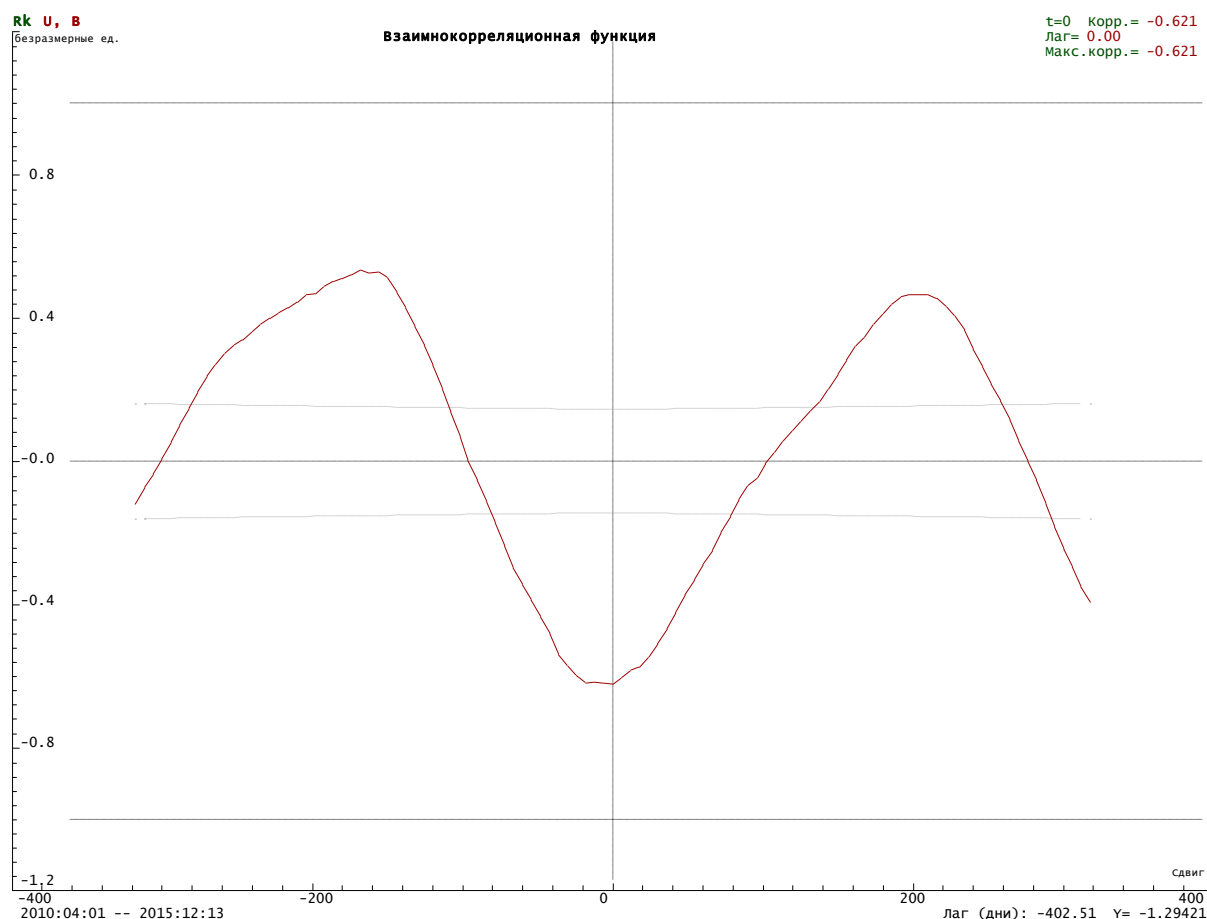


Рис. 3.4.49. График взаимнокорреляционной функции Rk в скважине №1 и ЕП в скважине №2.

Сравнение этих графиков позволяет сделать следующие комментарии:

1. Рост гидростатического давления вызывает увеличение фильтрационного поля, но при этом электрическое сопротивление породы не должно меняться, при условии, если не меняется состояние трещин. Если рост гидростатического давления увеличивает поровый трещинный объем или структуру породы, то такой процесс повлечет за собой уменьшение электрического сопротивления. Следовательно, асинхронное изменение электрического сопротивления и фильтрационного поля позволяет сделать вывод о том, что изменение гидростатического давления в породе изменяет ее порово-трещинный объем, т.е. деформирует ее. С ростом давления воды происходит расширение объема и

уменьшение извилистости поровых каналов породы, что влечет за собой уменьшение электрического сопротивления, а падение давления воды приводит к обратному процессу – увеличению сопротивления породы.

2. О деформационном процессе в массиве свидетельствует еще и такой факт, как нестабильность сезонных вариаций фильтрационного поля из года в год. Так, например, на рис. 3.4.48 вариации поля по форме и по амплитуде за периоды 2010, 2012, 2013 и 2014 гг. сильно отличаются друг от друга. Вариации фильтрационного поля, обусловленные изменением гидростатического давления должны соответствовать строго изменению уровня воды в водохранилище, так как напряженность фильтрационного поля прямо пропорциональна градиенту давления воды. На рис 3.4.46 наблюдается большая разница между сезонными ходами $H_{\text{вдхр}}$ и ЕП. Это свидетельствует о том, что меняется состояние трещин, которое приводит к изменению скорости фильтрации воды через них. Поэтому на фильтрационное поле влияет не только градиент давления воды, но и изменение коэффициента фильтрации пород, вызванное изменением состояния трещин.

Выводы

1. Максимальная корреляция между уровнем водохранилища и электрофильтрационным полем в скважине №2 наблюдается при фазовом сдвиге графиков на 12 суток, т.е. изменение фильтрационного поля отстает от уровня водохранилища, тем самым, подтверждая физически обоснованную связь влияния изменения уровня водохранилища на электрофильтрационное поле. Задержка электрофильтрационного поля от уровня водохранилища зависит от коэффициента фильтрации породы.

2. Максимальная корреляция между кажущимся сопротивлением породы в скважине и электрофильтрационным полем наблюдается при нулевом сдвиге фаз. Это означает, что изменение гидростатического давления воды приводит к асинхронному изменению электрофильтрационного поля и кажущегося сопротивления.

Рост давления воды увеличивает электрофильтрационное поле и расширяет объем породы, уменьшает извилистость поровых каналов, что приводит к уменьшению его электрического сопротивления. Падение давления воды приводит к обратному процессу – уменьшению поля и росту электрического сопротивления.

ГЛАВА 4. ИССЛЕДОВАНИЕ СВЯЗИ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ С СЕЙСМИЧНОСТЬЮ РАЙОНА

4.1. Исследование связи несезонных вариаций кажущегося сопротивления пород с локальными сейсмическими событиями

Для анализа сейсмичности использовался каталог землетрясений ГС РАН за период 2010-2014 гг. (приложение №2). Из него были выбраны землетрясения с магнитудами $M \geq 3.0$, которые произошли на площади с радиусом до 100 км от плотины ГЭС. На рис. 4.1 приведена карта эпицентров землетрясений с указанием радиусов 10 км, 25 км, 50 км и 100 км от плотины ГЭС.

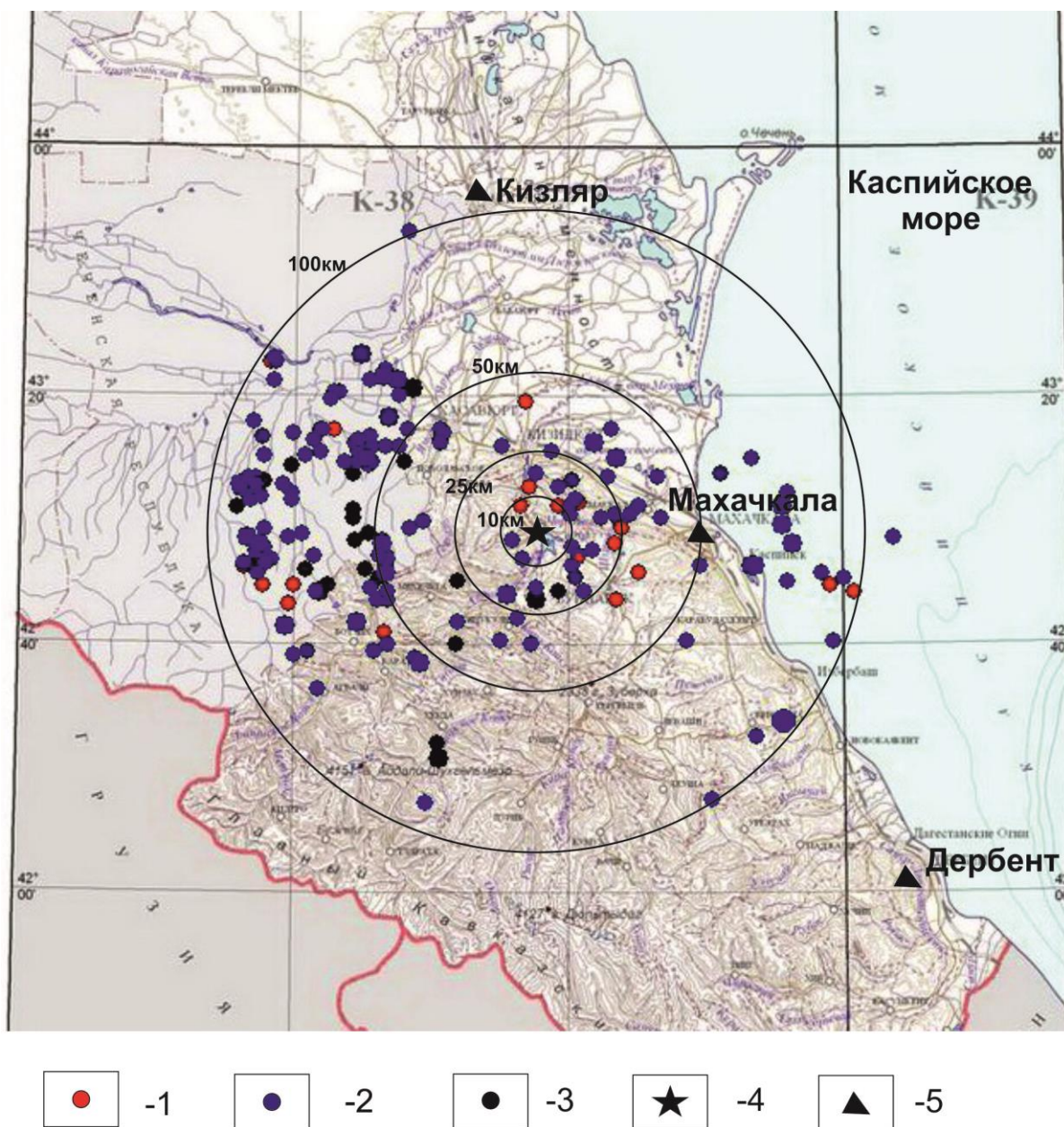


Рис. 4.1. Карта эпицентров: 1- глубины $h \leq 10$ км; 2- $h \leq 30$ км; 3- $h > 30$; 4- плотина; 5- населенный пункт.

На данной карте видно, что в радиусе до 10 км очаги землетрясений располагаются равномерно вокруг плотины, а внутри радиуса 25 км - по всему периметру, при этом большая часть их располагается в восточной части круга. На площади с радиусом 50 км, в ее западной части, наблюдается концентрация землетрясений. На карте эпицентров с радиусом до 100 км от водохранилища картина их распределения несколько иная. Видно группирование эпицентров в двух районах, в западной зоне на территории Чеченской Республики и Каспийском море. Преобладающее количество очагов имеют глубины залегания до 30 км. Наибольшее число землетрясений с глубинами очагов до 10 км располагаются вокруг водохранилища на площади оконтуренной радиусом 25 км.

На рис. 4.2 показано распределение землетрясений по их магнитудам во времени, зарегистрированных в радиусе до 100 км. На основе этих данных сделать анализ влияния тех или иных землетрясений на R_k в районе плотины ГЭС не представляется возможным.

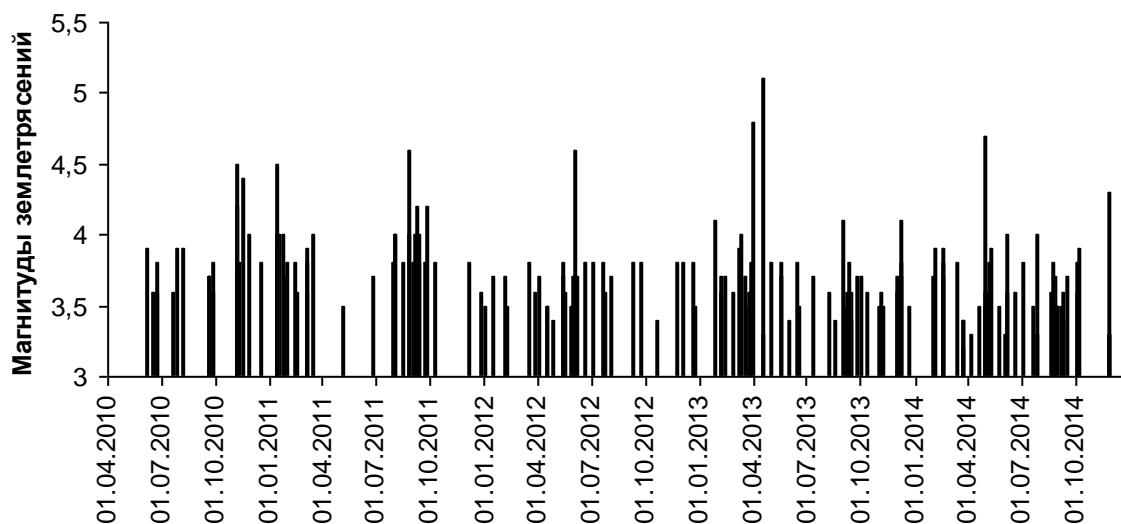


Рис. 4.2. Гистограмма распределения землетрясений во времени, зарегистрированных в радиусе до 100 км.

Поэтому для оценки влияния того или иного землетрясения на R_k для всех толчков $M \geq 3,0$, зарегистрированных в радиусе до 100 км от плотины были рассчитаны величины относительных деформаций по формулам [Добровольский, 1984; Зубков, 1993]:

$$\Delta\varepsilon / \varepsilon = \frac{10^{1,5M-9,18}}{r^3}, \quad \text{для } M < 5,0 \quad (4.1)$$

$$\Delta\varepsilon / \varepsilon = \frac{10^{1,3M-8,19}}{r^3}, \quad \text{для } M \geq 5,0 \quad (4.2)$$

$$\Delta\varepsilon/\varepsilon = \frac{10^{0,37M-6,89}}{r^{0,85}} \quad (4.3)$$

где r - эпицентральное расстояние до пункта наблюдения. Формулы (4.1) и (4.2) И.П. Добровольского получены на основе физической модели консолидации блоковой структуры земной коры для различных интервалов магнитуд, а (4.3) С.И. Зубкова является эмпирической по данным предвестников наклона и деформации перед землетрясением. Зубков представил формулу для краткосрочных предвестников Гармского района $\lg r(\Delta Rk/Rk)^{0,7}=0,43M-3,65$ [Сидорин, 1979; Сидорин, 1980] в следующем виде

$$\Delta Rk/Rk=10^{0,61M-5,22}/r^{1,43} \quad (4.4).$$

Как видно из (4.3) и (4.4) для предвестников электросопротивления, наклонов и деформации существует прямая зависимость величины $\Delta Rk/Rk$, ε от M и обратная - от расстояния r .

О высокой чувствительности электрического сопротивления горных пород к деформации показывают результаты лабораторных экспериментов над большими образцами различных горных пород [Соболев, Пономарев, 2003]. При сжатии образца известняка электросопротивление в области расположения измерительных электродов уменьшается на 15% в результате улучшения контакта между зернами породы, а в зоне будущего разрыва оно увеличивается на 30% из-за образования трещин. В естественных условиях, когда породы насыщены водой, изменение электрического сопротивления от деформации зависит от состояния трещин. Раскрытие трещин приводит к уменьшению электрического сопротивления, а закрытие – увеличению. Тензочувствительность пород по их электрическому сопротивлению, определенная различными авторами [Mogrow, Brace, 1981; Julin, Fuge, 1990; Авагимов, 1991; Идармачев и др., 1998] меняется в широких пределах, от 10^3 до 10^5 . По данным дипольного электрического зондирования на Копетдагском геофизическом полигоне была получена величина коэффициента тензочувствительности равная $3 \cdot 10^4$. В разломной зоне наблюдалось увеличение коэффициента тензочувствительности на два порядка по сравнению с осредненной толщей пород в том же самом районе. Сравнивая изменения Rk и режима подземных вод, автор [Авагимов, 1991] пришел к выводу, что они связаны с процессом раскрытия и закрытия трещин в породах в разломной зоне под воздействием тектонических процессов, например, ускорением деформации на завершающей стадии подготовки землетрясения и затуханием, связанным со сбросом сдвиговых напряжений после землетрясения. Таким образом, процесс деформации горной породы в поле меняющихся упругих напряжений в

земной коре в период подготовки очага землетрясения может привести к возникновению аномалий электрических параметров пород.

Для расчета деформации в процессе подготовки землетрясения в точке наблюдения, кроме магнитуды надо знать эпицентрально расстояние r (км). Вычисление r при известных координатах эпицентров землетрясения производилось по данным каталога для точки наблюдения в программе Excel. Данные координат эпицентров землетрясений, глубин очагов, магнитуд, амплитуд деформационных предвестников, полученные по формулам (4.1), (4.3) приведены в приложении 2. На рис. 4.3 и 4.4 приведены значения относительных деформаций, вычисленных по формулам (4.1) и (4.2). Из этих графиков видно, что наибольшая амплитуда деформационного предвестника соответствует землетрясению, которое произошло 7 сентября 2012 г. Гипоцентр землетрясения находился практически под водохранилищем на глубине 10 км.

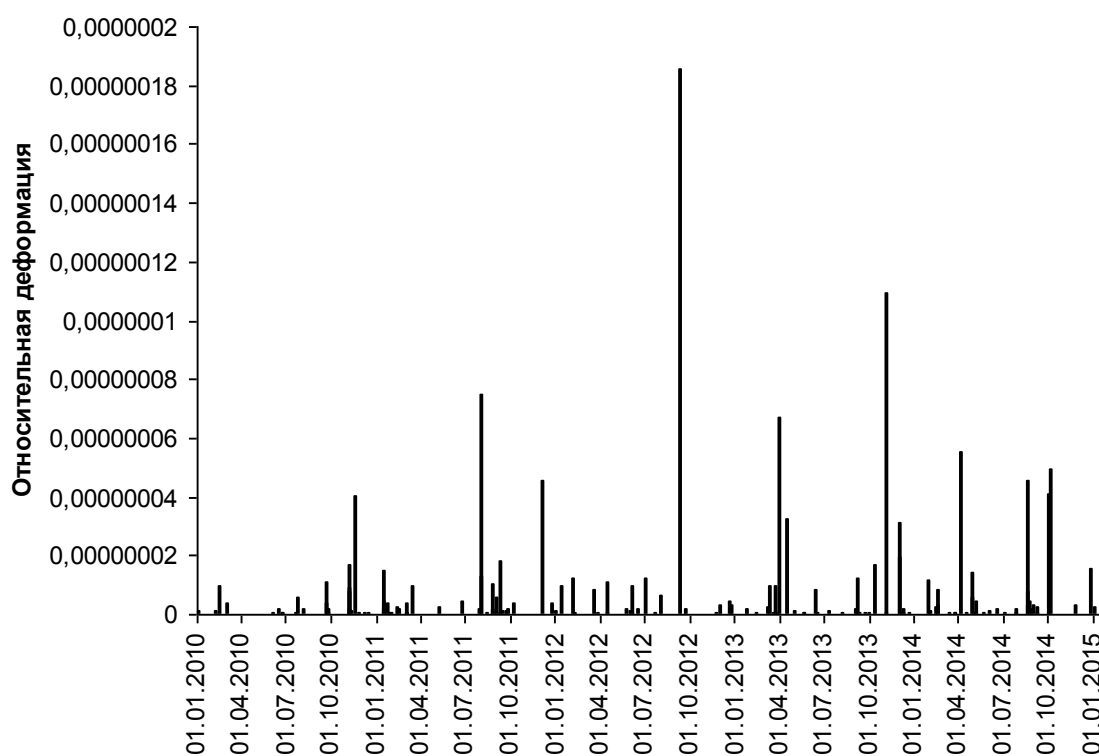


Рис. 4.3. Амплитуды деформаций, рассчитанные по формулам (4.1) и (4.2) для землетрясений в радиусе до 100 км от плотины Чиркейской ГЭС.

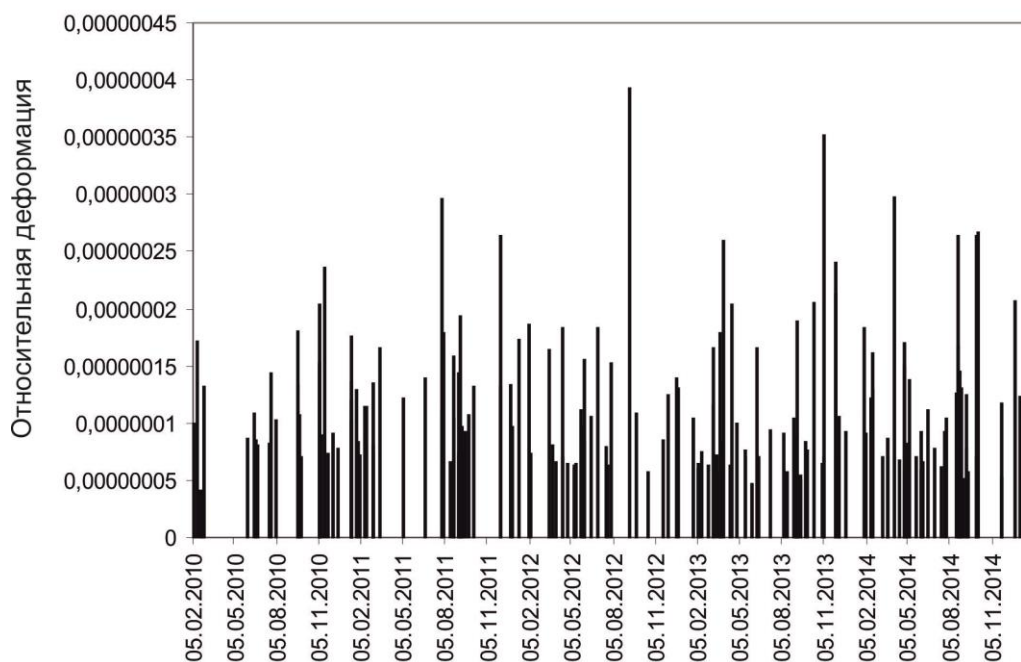


Рис. 4.4. Амплитуды деформаций, рассчитанные по формуле (4.3) для землетрясений в радиусе до 100 км от плотины Чиркейской ГЭС.

Для анализа были отобраны землетрясения с амплитудами деформаций $\Delta\varepsilon/\varepsilon \geq 4,0 \cdot 10^{-8}$, т.е. те, которые могут вызвать изменение кажущегося сопротивления. Такой подход к выбору деформации был сделан из следующих соображений. Коэффициент тензочувствительности K пород определяется формулой:

$$K = (\Delta R_k / R_k) / (\Delta \varepsilon / \varepsilon) \quad (4.4)$$

По данным авторов [Morrow, Brace, 1981] коэффициент тензочувствительности для различных пород находится в пределах 10^3 - 10^5 . Реальная чувствительность нашей измерительной установки электрического зондирования не превышает $\Delta R_k / R_k = 0.001$. Подставляя значения $\Delta R_k / R_k = 0.001$ и $K = 10^3$ - 10^5 в формулу (4.4) получаем величины предельных деформаций $\Delta\varepsilon/\varepsilon = 10^{-6}$ - 10^{-8} , которые могут быть зарегистрированы измерительной установкой. Поэтому для анализа деформационных предвестников R_k были рассмотрены землетрясения $\Delta\varepsilon/\varepsilon \geq 4,0 \cdot 10^{-8}$. Данные, по деформационному признаку, землетрясений приведены в табл. 4.1.

Табл. 4.1. Данные времени землетрясений, координат, глубин, магнитуд, гипоцентральных расстояний и амплитуд расчетных деформаций в точке наблюдений.

№	date	lat	lon	depth	mb	r, km	$\Delta\varepsilon/\varepsilon$ (Добр.)	$\Delta\varepsilon/\varepsilon$ (Зуб.)
1	03.10.2014	43.04	47.04	5	3.9	21	4.9E-8	2,7E-7
2	02.10.2014	43.03	46.97	5	3.6	15.9	4.1E-8	2,6E-7
3	20.08.2014	42.92	47.02	10	3.8	19.4	4,5E-8	2,4E-7
4	04.04.2014	42.94	46.80	10	3.3	10.2	5.5E-8	2,9E-7
5	05.11.2013	43,03	46,83	5	3,5	10,2	1,1E-7	3,5E-7
6	31.03.2013	42,78	46,89	50	4,8	53,7	6,7E-8	2,6E-7
7	07.09.2012	42,89	46,84	10	3,8	12,1	1,8E-7	3,9E-7
8	02.12.2011	42.81	46.89	10	3.8	19.3	4.5E-8	2,6E-7
9	30.07.2011	42,79	46,78	10	4,0	20,7	7,5E-8	2,9E-7
10	15.11.2010	43.16	47.18	15	4.4	40.3	4.0E-8	2,7E-7

Для сравнительного анализа влияния землетрясений на R_k использовался ряд, отфильтрованный от сезонной компоненты (R_k-365 без выбросов, см. табл. 3.4.1, стр. 72) и данные амплитуд расчетных деформационных предвестников, полученные по формулам [Добровольский, 1984].

На рис. 4.5 показан график $R_k - 365$, совмещенный во времени с данными землетрясений.

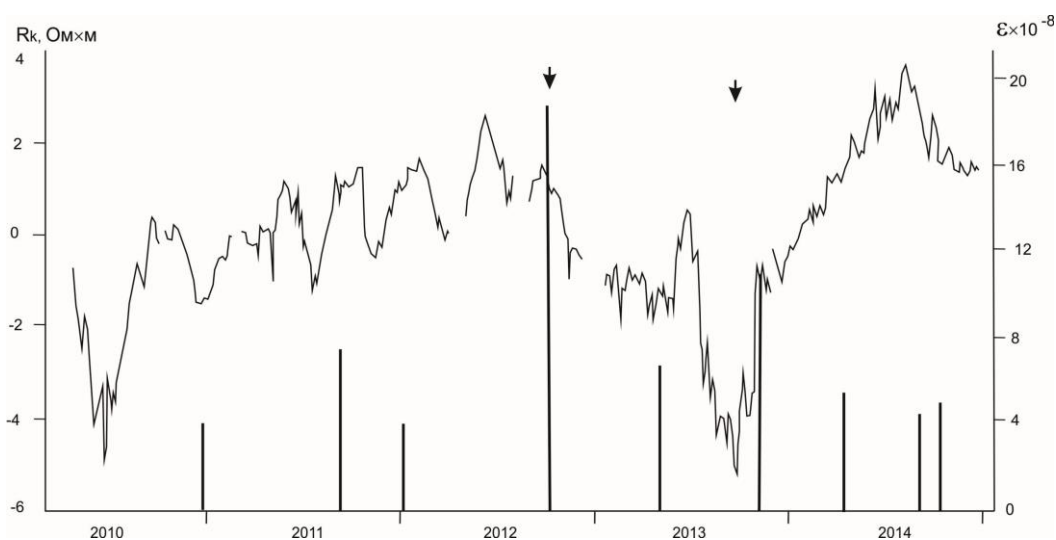


Рис. 4.5. Графики R_k без сезонной компоненты и амплитуды относительных деформаций, рассчитанные для землетрясений в радиусе до 100 км от плотины ГЭС (стрелками показаны начало и конец аномального понижения R_k).

На данном рисунке можно выделить anomальное понижение R_k после землетрясения с максимальной амплитудой деформации $\Delta\varepsilon/\varepsilon=1.85\cdot 10^{-7}$, которое произошло 07.09.2012 г. на гипоцентральной дистанции 12 км от плотины ГЭС.

На рис. 4.5 стрелками отмечены начало и конец anomального понижения R_k . Общая длительность уменьшения R_k составляет 12 месяцев, максимальная амплитуда равна 6 Ом·м. Для остальных землетрясений сделать какие-либо выводы по anomалиям не представляется возможным.

Интересным является то, что anomалия длительного уменьшения R_k в данной скважине была отмечена ранее авторами работы [Идармачев, Черкашин и др., 2011] для периода наблюдений 2007-2010 гг. после сильного землетрясения с $M=5.7$, которое произошло 11.10.2008 г. на границе Чеченской Республики и Дагестана. График R_k , позаимствованный из данной работы показан на рис. 4.6.

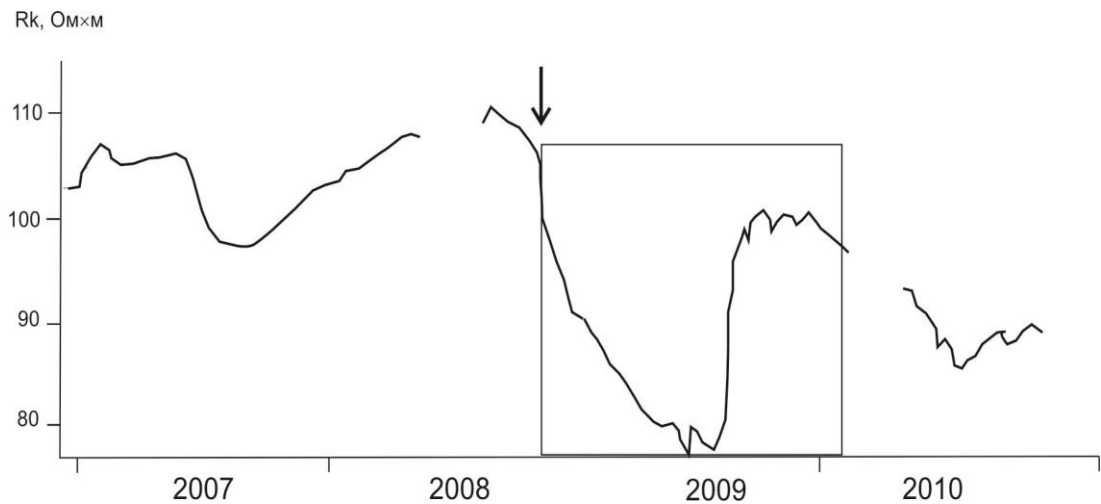


Рис. 4.6. График R_k . Стрелкой показано время землетрясения $M=5.7$, а квадратом длительность афтершокового периода [Идармачев, Черкашин и др., 2011].

На рис. 4.7 приведена карта расположения эпицентра главного толчка землетрясения 11.10.2008 г. и его афтершоковой зоны, взятая из работы [Адилев, Асманов и др., 2013]. В афтершоковый период, который длился до февраля 2010 г., было зарегистрировано более 1000 толчков с $M\geq 2.0$. Общая площадь афтершоковой области равна 3400 км². Очаги землетрясения располагались в интервале глубин 10-17 км.

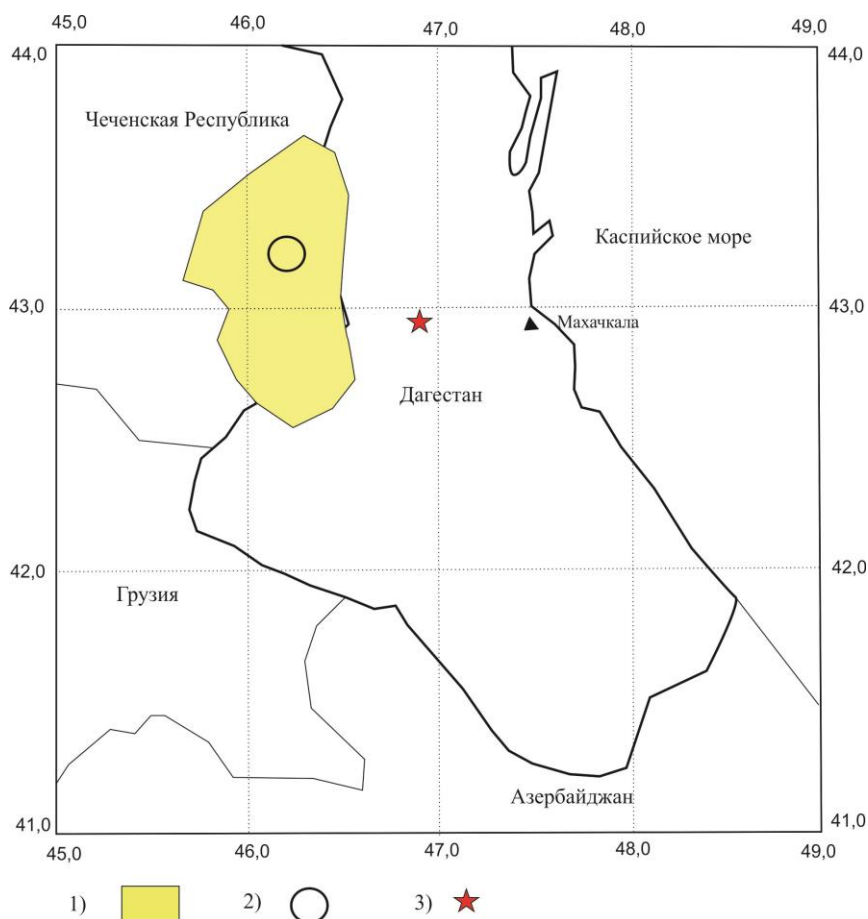


Рис. 4.7. 1 – афтершоковая область землетрясения 11.10.2008; 2- расположение главного толчка; 3- расположение плотины Чиркейской ГЭС.

После главного толчка, эпицентр которого располагался на расстоянии 55 км от плотины ГЭС, наблюдалось аномальное уменьшение R_k на 29% (рис. 4.6). Длительность аномального уменьшения R_k с октября 2008 г. по июль 2009 г. составляет 9.6 месяцев, после чего оно практически скачкообразно увеличилось. Данная аномалия произошла внутри активной фазы развития афтершокового периода землетрясения 11 октября 2008 г. Авторами работы [Идармачев, Черкашин и др., 2011] делается вывод о том, что вышеуказанная аномалия R_k связана с деформациями земной коры в период данного землетрясения и его афтершоков.

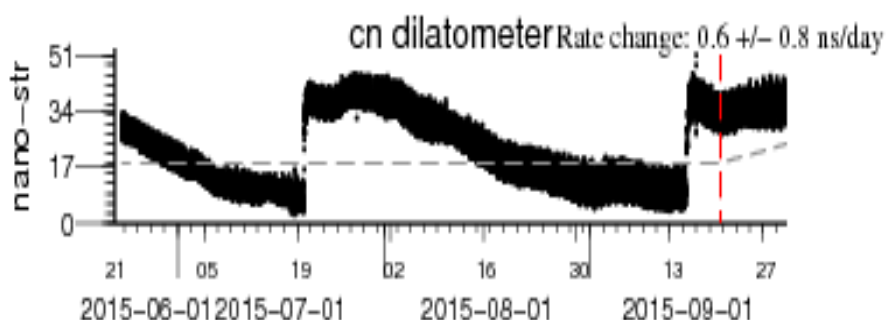
Для сравнения с данными R_k за период его понижения в 2012-2013 гг., сделаем оценку амплитуды деформации перед землетрясением 11.10.2008 г. Подставляя $M=5.7$ и $r=55$ км в (4.2) и (4.3) получаем, $\Delta\varepsilon/\varepsilon_{\text{Доб.}}=9.6 \cdot 10^{-7}$, $\Delta\varepsilon/\varepsilon_{\text{Зуб.}}=5.5 \cdot 10^{-7}$. Эти значения больше амплитуд деформаций, рассчитанных для землетрясения 07.09.2012. Посмотрим, в каком соотношении находятся амплитуды деформаций и изменения R_k для землетрясений 11.10.2008 г. и 07.09.2012 г. Отношения деформаций по Добровольскому и по Зубкову равны соответственно, $(\Delta\varepsilon/\varepsilon_{2008}) / (\Delta\varepsilon/\varepsilon_{2012}) = 5.3$ и 0.71, а кажущихся сопротивлений

$\Delta Rk_{2008} / \Delta Rk_{2012} = 4.8$. Для предвестников деформаций по Добровольскому наблюдается удовлетворительное соответствие с кажущимся сопротивлением.

Действительно деформация пород после землетрясения $M=5.7$, которая привела к изменению Rk на 29% может быть близкой к разрушающей. Это следует из лабораторных опытов сжатия больших образцов [Соболев, Пономарев, 2003]. Так, например, для образцов известняка изменение кажущегося сопротивления перед возникновением серии крупных трещин достигло 30%. Так как образец был сухим, то возникновение трещин привело к увеличению Rk , а в нашем случае, когда порода насыщена водой, возникновение в ней трещин, которые будут заполняться водой, должно привести к уменьшению Rk согласно формуле Арчи (3.4.8).

Из графиков, приведенных на рис. 4.4 и 4.5 можно видеть, что длительное понижение Rk во второй половине 2012 г. и 2013 г., а также 2008 г. завершается практически скачкообразным его увеличением. Это можно объяснить изменением состояния трещин, т.е. их сжатием. Скачкообразный процесс увеличения сопротивления свидетельствует о сдвиговом характере деформации. Такая деформация по имеющимся в массиве трещинам способствует снятию полностью или частично упругих напряжений, в результате чего трещины сжимаются, а электрическое сопротивление увеличивается.

Возможность скачкообразного процесса изменения деформации в земной коре показывают данные, зарегистрированные скважинным деформометром на разломе Сан-Андреас на геофизическом полигоне в Калифорнии [<http://earthquake.usgs.>]. Как видно на рис. 4.8, повторяющаяся медленная деформация земной коры завершается практически скачкообразным изменением деформации. Скачкообразные деформации свидетельствуют о микроподвижках в разломе.



updated: Wed Sep 30 14:10:25 UTC 2015

Рис. 4.8. График скачкообразных деформаций в разломе, зарегистрированных скважинным деформографом на геофизическом полигоне в Калифорнии в январе 2015 г. [<http://earthquake.usgs.>].

Подобного характера скачкообразные изменения R_k видны и на графиках среднечасовых измерений в скважине. На рис.4.9 приведен график R_k за сорок суток (28.04.2009-07.06.2009), полученный в период интенсивного роста уровня водохранилища на 13 м. На нем в отдельные моменты видны увеличения R_k , характеризующие неупругую деформацию пород. Стрелками, направленными вверх, показаны увеличения R_k , а вниз – уменьшения. Большинство изменений R_k не превышают 0.2%. В одном случае произошло скачкообразное увеличение R_k на 0.6%.

Очевидно, что эти изменения не могут быть обусловлены колебаниями уровня водохранилища, так как ее изменение происходит плавно, без скачков. Более предпочтительным механизмом данных скачков является влияние внешнего воздействия на массив, который нарушает естественный ход его деформации, например, пуски и остановки агрегатов ГЭС и землетрясения.

Кратковременное внешнее воздействие может изменить состояние трещинной системы породы, как медленно, так и скачком. Для этого не нужно условие изменения порового объема породы. Изменение электрического сопротивления может происходить за счет увеличения или уменьшения извилистости токопроводящих каналов проводимости.

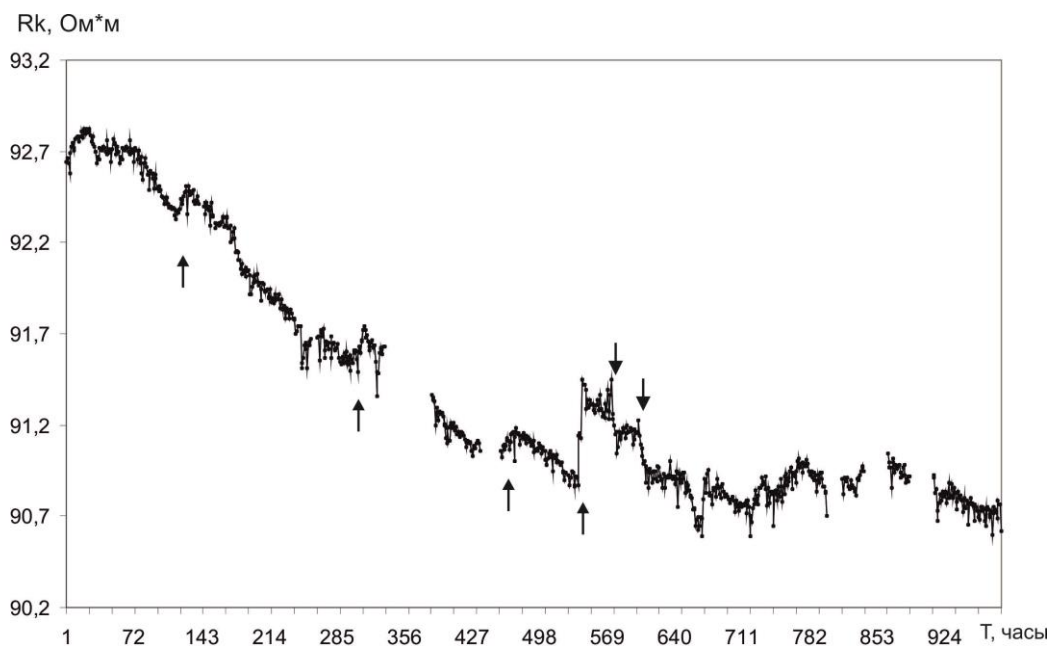


Рис. 4.9. График среднечасовых измерений R_k в скважине в течение 40 сут (стрелками отмечены времена резких изменений)

Нами ранее (Глава 3, стр. 113) на основе формулы Арчи (3.4.8) было показано, что удельное сопротивление пород имеет степенную зависимость от структурного параметра m поровых каналов. Для примера оценим значение изменения удельного сопротивления, когда параметр $m=1.3$ меняется незначительно, всего на $\Delta m=0.005$. Вычислим ρ_p для $m=1.3$ и $m=1.305$, оставив все параметры прежними ($\Delta V/V=0.15$; $\rho_v=20$ Ом·м), получаем $\rho_{p1}=235$ Ом·м и $\rho_{p2}=237.8$ Ом·м. Отсюда $(\Delta \rho_p / \rho_{p1}) \cdot 100\% = 1.2\%$.

Таким образом, сделанные оценки показывают, что короткопериодные вариации кажущегося сопротивления могут быть связаны с изменением структурного параметра породы под воздействием деформационных процессов.

Возвращаясь к графикам на рис. 4.4 и 4.5, где амплитуды бухтообразных вариаций R_k после землетрясений 07.09.2012 г. и 11.10.2008 г. достигают величин 6% – 29% можно предположить, что они связаны деформациями пород в районе правого борта плотины. Причиной такого процесса могут являться:

- деформации в массиве, вызванные колебаниями землетрясения;
- изменение напряженного состояния земной коры вокруг очага землетрясения в результате разрядки упругих напряжений.

В качестве подтверждения возможности такого механизма можно привести множество примеров изменения деформации и наклонов земной коры, как перед землетрясением, так и после него [Латинина и др., 1978; Гриднев и др., 1991; Yang, 1992; Нерсесов и др., 1983].

Показательными в этом плане являются результаты деформографических наблюдений на полигоне в Калифорнии [Wyatt, et al., 1994]. После главного толчка землетрясения $M=7.2$, которое произошло в 1992 г., по данным трех светодальномеров, расположенных в 67 км от эпицентра землетрясения, наблюдалось резкое увеличение показаний на всех приборах. После землетрясения в течение нескольких суток изменение амплитуды деформации были равны среднегодовым значениям.

Сейсмические колебания от удаленных сильных землетрясений также могут привести к нарушению устойчивого состояния земной коры. В работе авторов [Соболев, Закржевская, 2013] по данным исследования сейсмичности Камчатки показано, что после сейсмических колебаний от удаленных сильных землетрясений мира происходит повышение сейсмической активности района. Длительное воздействие колебаний от сильных землетрясений может вызвать изменение состояния трещин в массиве горных пород, изменить его физические характеристики [Кочарян, Виноградов и др., 2011]. Еще один пример приведенный в работе [Manga, Wang, 2007] показывает, что колебания сильных землетрясений оказывает свое воздействие на больших удалениях от очага. После Суматра-Андоманского землетрясения в 2004 г. ($M_w=9.2$) из скважины, расположенной на эпицентральной расстоянии 3200 км вода начала фонтанировать на высоту более 60 м. Эти и другие факты, полученные при вибрационном или взрывном воздействии на водонасыщенные горные породы [Brodsky, Projean, 2005; Manga, Brodsky, 2006; Горбунова, Свинцов, 2010], показывают, что удаленные сильные землетрясения могут инициировать нелинейные деформационные процессы в земной коре.

В отдельных случаях изменения режима деформирования могут быть связаны с заключительным этапом подготовки землетрясения [Моргунов, 2001]. Резкое увеличение скорости деформации приводит к возникновению краткосрочных предвестников землетрясения, которые регистрируются в различных геофизических полях и характеризуют косвенно процесс деформации [Сидорин, 1994].

Скачкообразные изменения различных физическо-химических параметров горных пород перед сильными землетрясениями были выявлены для деформационных, наклонометрических, электромагнитных, пьезометрических, химических (хлор, радон, гелий) и других видов предвестников [Нерсесов, Передерин и др., 1991; Садовский, Лукк и др., 1993; Сидорин, 1986; Сидорин, 1994; Гридев, Науменко-Бондаренко и др., 1991;

Jiang, Yin et al., 2004; Cao, Bian, 2004; Xue, Zhi-De et al., 1994; Bo, Xie et al., 1997; Yang, 1992; Zao, Yang, 1984; Varotsos, Alexopoulos, 1984; Meyer, 1985].

Изменение режима термоминеральных источников, расположенных в районе Корякинского вулкана на Дальнем Востоке наблюдалось после сильного землетрясения с $M=6.9$, которое произошло на эпицентральной расстоянии равным 400 км. После землетрясения наблюдалось увеличение дебита, температуры, минерализации воды и концентрации газов в источниках [Кириухин, Манухин и др., 2015]. Дебит и температура воды ассоциировались с землетрясением скачкообразным изменением. Аномалии продолжались более полугода.

Таким образом, динамические возмущения в земной коре, вызванные сильными землетрясениями, способны изменить состояние трещинных зон, которые в зависимости от ориентации действующих упругих напряжений могут открываться или закрываться. При этом процесс может происходить, как линейно, так и скачкообразно.

4.2. Исследование связи естественного электрического поля в скважине с сейсмическими событиями

Для анализа связи аномалий естественного электрического поля в скважине №1 с сейсмическими событиями в радиусе до 100 км от плотины ГЭС было сделано сопоставление амплитуд расчетных деформаций по П.И. Добровольскому с графиком ЕП за период 2012-2014 гг. (см. рис. 4.10).

Для периода наблюдений с июля 2012 г. по январь 2013 г., где на графике ЕП имеются пропуски в измерениях, видны скачкообразные изменения. Вышеуказанные пропуски связаны с проведением ремонтных работ, связанных с осмотром измерительного зонда. Эти работы привели к изменению первоначальной поляризации приемных электродов, которые отразились на графике ЕП скачками. Здесь следует отметить, что

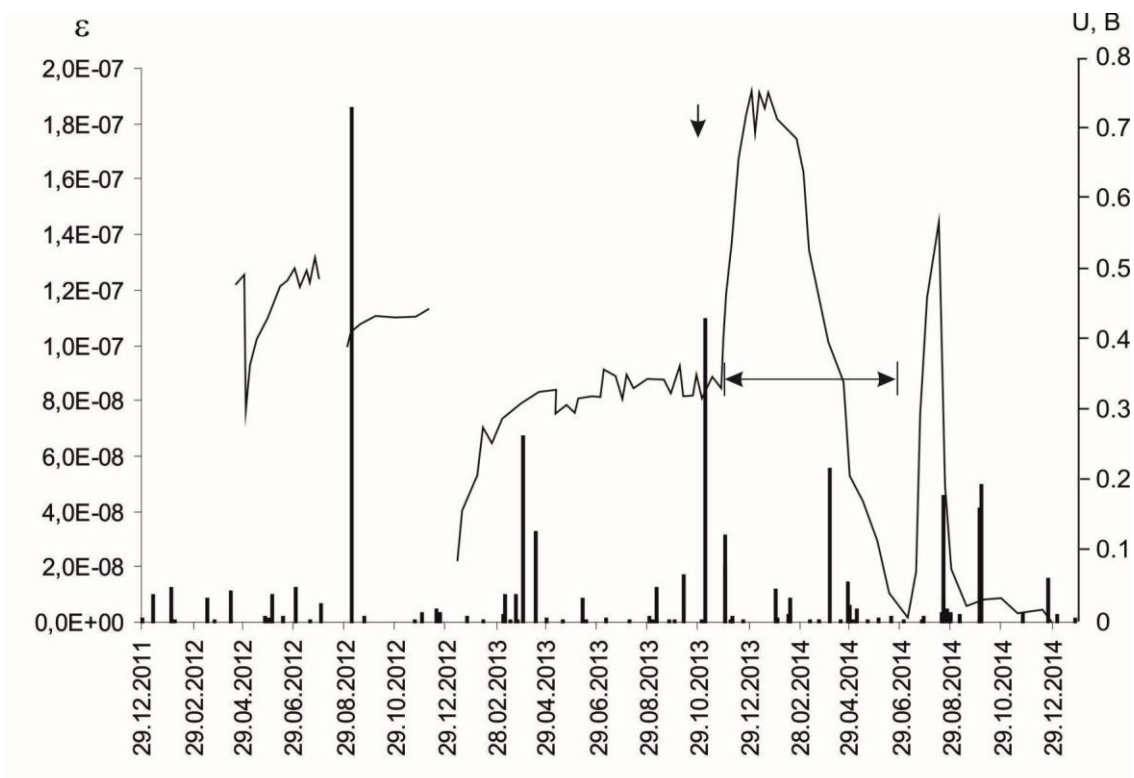


Рис. 4.10. График ЕП и амплитуды деформаций, связанных с землетрясениями в радиусе до 100 км от плотины ГЭС (вертикальная стрелка – время землетрясения 05.11.2013 г.; горизонтальная линия – ширина аномалии).

изменение поляризации электродов не оказывает влияние на кажущееся сопротивление пород, так как она исключается из измеряемого сигнала на приемном диполе при изменении полярности направления тока в питающем диполе.

После января 2013 г. ремонтные работы измерительного зонда не проводились. С января по июль 2013 г. наблюдается процесс стабилизации поляризации электродов. За это время разность электрических потенциалов меняется от 0.10 В до 0.32 В. После июля 2013 г. можно считать, что поляризация электродов установилась и технических причин, влияющих на ЕП нет. С июля 2013 г. можно считать, что вариации ЕП могут быть связаны с природными процессами, например, с землетрясениями. За период наблюдений, начиная с июля 2013 г. произошел целый ряд землетрясений с амплитудами деформаций $\epsilon > 4.0 \cdot 10^{-8}$. Самая большая деформация ($\epsilon = 1.09 \cdot 10^{-7}$) соответствует землетрясению, происшедшему 05.11.2013 (на рис. 4.10 он отмечен стрелкой вниз). После данного землетрясения ЕП резко увеличилось на 0.414 В. Максимальная амплитуда изменения ЕП за период 2013–2014 гг. достигает величины $U = 0.75$ В (данный период показан горизонтальной линией). Вторая резкая аномалия с амплитудой $U = 0.561$ В наблюдалась в июле-августе 2014 г.

По известному расстоянию между измерительными электродами (MN) можно

оценить амплитуду напряженности электрического поля этих аномалий по формуле $E=U/MN$. Для $MN=3$ м напряженности электрических полей для первого и второго аномалий равны 250 мВ/м и 187 мВ/м, соответственно.

Такие большие величины напряженностей электрических полей фильтрационной природы в литературных источниках не встречаются. В книге [Семенов, 1980] указаны типичные величины E , возникающие при фильтрации воды через породу. Это десятые доли мВ/м, в редких случаях 1-10 мВ/м.

По данным [Шевнин и др., 2015] максимальные значения фильтрационных полей, обнаруженных в разных частях мира составляют от 1-23 мВ/м. Такие поля возникают на горных склонах, когда подземные воды имеют низкую минерализацию и высокое удельное сопротивление (выше 100 Ом·м). Удельное сопротивление вмещающих пород составляет 2000-15000 Ом·м.

Из данного сравнения следует, что электрические поля с амплитудами 180-250 мВ/м вряд ли могут быть обусловлены фильтрацией воды из водохранилища в окружающую среду, можно предположить, что они обусловлены поляризационными процессами свинцовых электродов, величина которых меняются во времени.

Данные измерений ЕП в скважине №2

Для анализа данных ЕП в скважине №2 была вычислена среднесезонная функция, а затем сделано вычитание его от исходного ряда (рис.4.11). После вычитания рядов сезонная составляющая на графике ЕП сохраняется несколько меньшей амплитудой по сравнению с исходным графиком, поэтому на фоне сезонных вариаций определить аномалии, связанные с землетрясениями не представляется возможным.

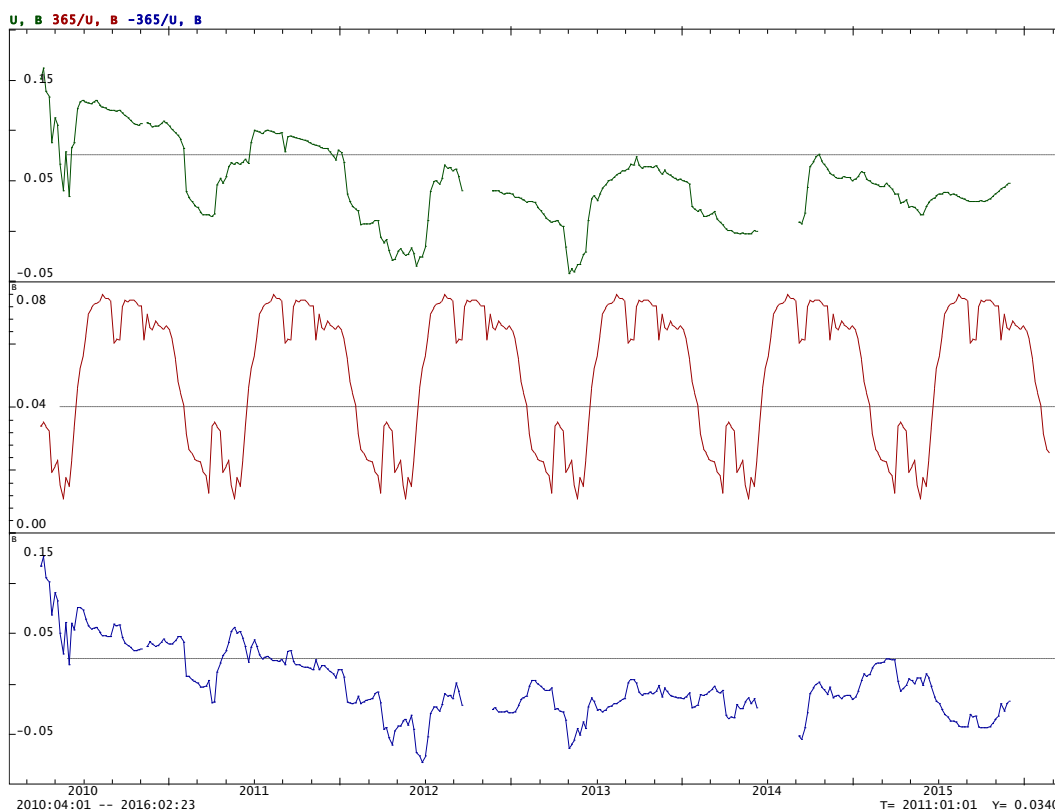


Рис. 4.11. Графики исходного, среднесезонного и остаточного рядов ЕП в скважине №2.

Выводы:

1. Сделана оценка связи сейсмичности района Чиркейского водохранилища с вариациями электрических параметров в скважине. Для землетрясений с магнитудами $M \geq 3.5$, происшедших в радиусе до 100 км от скважины, аномалий электрических параметров пород, которые могли быть рассмотрены в качестве их предвестников, не обнаружены.

2. Выявлены аномалии уменьшения кажущегося сопротивления продолжительностью до одного года после отдельных землетрясений, которые по расчетным данным вызвали максимальные деформации пород в районе плотины ГЭС. Причинами данных аномалий могут являться: деформации в массиве, вызванные колебаниями землетрясения; изменение напряженного состояния земной коры вокруг очага землетрясения в результате разрядки упругих напряжений.

3. Связь аномалий естественных электрических полей в скважинах №1 и №2 с землетрясениями не обнаружена.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ВЫВОДЫ

Реализована на практике методика геофизического мониторинга опасных геологических процессов в бортах плотины Чиркейской ГЭС, которая включает в себя выбор места, измерительной установки, способа размещения системы электродов и датчиков в скважине, измерительных систем и программы обработки временных рядов.

На основе анализа длительных рядов метеорологических, гидрологических, термометрических, сейсмологических и электрометрических данных с помощью программы обработки WinABD получены следующие результаты:

1. По результатам анализа рядов с сезонными вариациями и рядов, отфильтрованных от сезонной компоненты, не обнаружено влияние температуры и давления атмосферы на кажущееся сопротивление пород в скважине, которое является чувствительным индикатором деформационных и фильтрационных процессов в горных породах.

2. Имеющиеся данные об осадках в районе исследований за период 2010-2014 гг. не дают основания предполагать заметное влияние осадков на кажущееся сопротивление.

3. Анализ сезонных компонент рядов кажущегося сопротивления и температуры воды в скважине, а также их компонент, очищенных от сезонных вариаций, показывает, что температура воды не оказывает заметного влияния на кажущееся сопротивление породы.

4. Для сезонных вариаций уровня водохранилища и кажущегося сопротивления имеется довольно близкое совпадение фаз, а корреляция составляет -0.94 . Однако, совпадение фаз неточное. Временная задержка кажущегося сопротивления от уровня воды в водохранилище составляет 12 суток. Это означает, что прямого влияния уровень воды в водохранилище на кажущееся сопротивление не оказывает, а влияет, опосредовано, через промежуточный фактор, действующий с определенной задержкой. Такими факторами могут являться деформационные или фильтрационные процессы в массиве пород. Возможно, что оба эти процесса связаны между собой, например, повышение уровня воды приводит к увеличению давления в порах и трещинах породы, которое изменяет состояние трещин, тогда расширение трещин уменьшает электрическое сопротивление и увеличивает коэффициент фильтрации породы.

5. Максимальная корреляция между уровнем водохранилища и электрическим полем в скважине №2 наблюдается при фазовом сдвиге графиков на 12 суток, т.е. изменение электрофильтрационного поля отстает от уровня водохранилища, тем самым, подтверждая физически обоснованную связь между ними, состоящую в том, что фильтрация воды из водохранилища создает в исследуемом массиве пород электрофильтрационное поле пропорциональное изменению уровня воды в водохранилище.

6. Максимальная отрицательная корреляция между кажущимся сопротивлением породы в скважине и электрофильтрационным полем наблюдается при нулевом сдвиге фаз. Это означает, что изменение гидростатического давления воды приводит к асинхронному изменению электрофильтрационного поля и кажущегося сопротивления. Рост давления воды увеличивает электрофильтрационное поле, расширяет объем породы, уменьшает извилистость поровых каналов, что приводит к уменьшению его электрического сопротивления. Падение давления воды приводит к обратному процессу, к уменьшению поля и росту электрического сопротивления.

7. Сделана оценка связи сейсмичности района Чиркейского водохранилища с вариациями электрических параметров в скважине. Для землетрясений с магнитудами $M \geq 3.5$, происшедших в радиусе до 100 км от скважины, аномалий электрических параметров пород, которые могли быть рассмотрены в качестве их предвестников, не обнаружены.

Выявлены аномалии уменьшения кажущегося сопротивления продолжительностью до одного года после отдельных землетрясений, которые по расчетным данным вызвали максимальные деформации пород в районе плотины ГЭС. Причинами данных аномалий могут являться: деформации в массиве, вызванные колебаниями землетрясения; изменение напряженного состояния земной коры вокруг очага землетрясения в результате разрядки упругих напряжений.

Связь аномалий естественных электрических полей в скважинах №1 и №2 с землетрясениями не обнаружена.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Ш.-С.О., Идармачев Ш.Г., Алиев М.М., Ахмедиллов Р.Д. Опыт применения компьютерных технологий для организации наблюдений за электрическими предвестниками землетрясений// Геология и минерально-сырьевые ресурсы Южного федерального округа. ИГ ДНЦ РАН. 2006. №50. С. 320-322.
- Абрамов О.К., Каримов Ф.Х., Негматуллаев С.Х. и др. О влиянии гидрорежима крупных водохранилищ на локальное геомагнитное поле // Изв. АН Тадж. ССР. 1983. № 1 (87). С.74 – 82.
- Авагимов А.А., Атаев А.К., Жуков В.С. и др. Локальные вариации геомагнитного поля токовой природы. – Прогноз землетрясений. Москва-Душанбе: «Дониш». 1986. 181-185.
- Авагимов А.А., Атаев А.К., Жуков В.С. и др. Длительность и зона проявления электромагнитных предвестников в Ашхабадском сейсмоактивном районе. – Прогноз землетрясений. Москва-Душанбе: «Дониш». 1986. 186-189.
- Авагимов А.А., Атаев А.К., Сухомилин В.Ф. Зондирование становлением поля при исследованиях временных изменений горных пород в сейсмоактивных зонах // Изв. АН Туркменской ССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. Наук. 1984. С. 64-70.
- Авагимов А.А. Динамика электромагнитных процессов в Копетдагском сейсмоактивном регионе. Автореф. дис.... д-ра физ.-мат. наук. М., 1991. 52 с.
- Авчян Г.М. Физические свойства осадочных пород при высоких давлениях и температурах. М.: Недра. 1972. 150 с.
- Адушкин В.В., Кочарян Г.Г. Триггерные процессы в геосистемах // Физика Земли. №3. С. 110-112.
- Адушкин В.В., Турунтаев С.Б. Техногенные процессы в земной коре (опасности и катастрофы).- М.: ИНЕК. 2005. 252 с.
- Алиев М.М., Магомедов Х.Ж., Идармачев И.Ш. и др. Сезонные вариации напряженности естественного электрического поля в районе плотины Чиркейской ГЭС. Геология, геодинамика и геоэкология Кавказа. Тр. Института геологии Дагестанского НЦ РАН. 2016, №66. с. 200-204.
- Асманов О.А., Асекова З.О., Воронцова Т.М., Исаева М.А. Кизилюртовское землетрясение 31 января 1999 года.- Сейсмический мониторинг и изучение геодинамики территории Дагестана и акватории Среднего Каспия. Махачкала: «Эпоха». 2007. С. 57-65.
- Балбачан М.Я. О долговременных электрических аномалиях при Разрушении горных пород // Докл. АН СССР. 1988. Т.260. № 4. С.841-843.

- Барсуков О.М. О связи электрического сопротивления горных пород с тектоническими процессами // Физика Земли. 1970. № 1. С. 84-89.
- Барсуков О.М., Сорокин О.Н. Изменение кажущегося сопротивления горных пород в Гармском сейсмоактивном районе // Физика Земли. 1973. №10. С. 100-102.
- Велихов Е.П., Волков Ю.М. Перспективы развития импульсной МГД-энергетики и ее применение в геологии и геофизики. Препр. ИФЭ-3436. М: ИФЭ им. И.В. Курчатова. 1981. С. 20-31.
- Воробьев А.А. Высокие электрические поля в земных недрах и возможная роль в геологических и геохимических процессах в горном деле // Изв. Томского политехнического института. Томск. 1976. Т. 288, с 15-18.
- Волатарич М.П. Влияние давления на электрические свойства горных пород.- Тр. Института физики Земли. М.: Изд-во АН СССР. 1962. №23. С. 47-55.
- Гармский полигон. Москва-Гарм: Наука. 1990. -239 с.
- Геодинамический эффект создания крупных водохранилищ в сейсмоактивных областях. М.: Наука. 1982.- 74 с.
- Гохберг М.Б., Гуфельд И.Л., Гершензон Н.И., Пилипенко В.А.
Электромагнитные эффекты при разрушении земной коры // Физика Земли. 185. №1. С. 72-87.
- Гриднев Д.Г., Науменко-Бондаренко И.И., Сидорин А.Я. Аномальные изменения наклонов земной поверхности на Гармском геодинамическом полигоне по данным кварцевых наклономеров // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. №1. С. 74-77.
- Гусейнов А.А., Юсупов А.Р. изменение параметров электропроводности при эндогенном преобразовании монтмориллонита. – Тр. инст. геол. Дагестанского НЦ РАН. Махачкала: «Эпоха». 2013. Вып. 62. С. 286-289.
- Гусейнов А.А., Гаргацев И.О., Габитова Р.У. Исследование электропроводности флогопитов при высоких температурах // Физика Земли. 2005. №8. С. 79-88.
- Гусейнов А.А., Гаргацев И.О. Исследование электропроводности мусковитов в условиях температурного воздействия // Физика Земли. 2003. №8. С. 88-96.
- Гусейнов А.А., Гаргацев И.О. Исследование электропроводности серицита и гидромусковита при высоких температурах // Докл. РАН. 2002. Т. 384. №4. С. 519-522.
- Даниялов М.Г., Исмаилов А.Ш., Мусаев И.А., Амиров К.Р. Техногенные

- воздействия на геополья. – Сейсмический мониторинг и изучение геодинамики территории Дагестана и акватории Среднего Каспия. Махачкала: «Эпоха». 2007. С. 95-100.
- Даниялов М.Г., Сулейманов А.И., Саидов О.А., Исмаилов А.Ш. Вариации естественного магнитного поля в районе Сулакского каскада ГЭС. - Сейсмический мониторинг и изучение геодинамики территории Дагестана и акватории Среднего Каспия. Махачкала: «Эпоха». 2007. С. 121-125.
- Даниялов М.Г., Левкович Р.А., Амиров К.Р. и др. Сейсмический мониторинг территории Дагестана (1998-2002 гг.). Махачкала: «Лика». 2003. – 177 с.
- Дещеревский А.В., Журавлев В.И., Сидорин А.Я. Алгоритмы вариаций сезонных вариаций для геофизических временных рядов // Геофизические процессы в дискретной среде. М.: ОИФЗ РАН. 1993. С. 118-136.
- Дещеревский А.В., Журавлев В.И., Максимов А.Б., Сидорин А.Я. Миграция возмущений геофизических полей и сейсмичности.- Изучение природы вариаций геофизических полей. М.: ОИФЗ РАН. 1994. С. 37-59.
- Дещеревский А.В., Сидорин А.Я. Некоторые вопросы методики оценки среднесезонных функций для геофизических данных. М.: ОИФЗ РАН. 1999. 40 с.
- Дещеревский А.В., Сидорин А.Я. Аддитивная и мультипликативная модели сезонных вариаций геофизических полей. М.: ОИФЗ РАН. 1998. 24 с.
- Дещеревский А.В., Журавлев В.И., Никольский А.Н. WinABD – пакет программ для сопровождения и анализа данных геофизического мониторинга. Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. К 100-летию организации инструментальных сейсмологических наблюдений на Камчатке. Труды 5 научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский. 27 сентября - 3 октября 2015 г. Петропавловск-Камчатский, 2015. С. 211-216.
- Добровольский И.П. Механика подготовки тектонического землетрясения. М.: ИФЗ АН СССР. 1984. №2. 188 с.
- Добрынин В.М. Физические свойства нефтегазовых коллекторов в глубоких скважинах. – М.: Недра. 1965. – 338 с.
- Довбня Б.В., Зотов О.Д., Мострюков А.О., и др. Электромагнитные сигналы временной окрестности землетрясений // Физика Земли. 2006. №8. С. 60-65.
- Дортман Н.Б. Физические свойства горных пород и полезные ископаемых. М.: Недра. 1984. – 454 с.

- Дьяконов Б.П., Иванов А.Т., Калмыков А.А. и др. Электромагнитное излучение и сейсмоакустическая эмиссия горных пород в естественном залегании // Докл. АН СССР. 1986. Т. 290. №4. С.828-829.
- Дьяконов Б.П., Утилин Р.В. Земные приливы и изменение физических характеристик горных пород // Докл. АН СССР. 1982. Т. 264. №2. С. 322-325.
- Жуков В.С. Вариации электротеллурического поля в сопоставлении с сейсмичностью.- Прогноз землетрясений. Москва-Душанбе: «Дониш». 1986. С. 176-180.
- Журавлев В.И., Зейгарник В.А., Сидорин А.Я. Электромагнитные зондирования земной коры Гармского полигона одиночными импульсами.- М.: ОИФЗ и ИВТ РАН. 1997.- 203 с.
- Завьялов А.Д. Параметр концентрации сейсмогенных разрывов как предвестник сильных землетрясений Камчатки // Вулканолаг. и сейсмолог. 1986. №3. С. 58-71.
- Завьялов А.Д., Никитин Ю.В. Процесс локализации сейсмичности перед сильным землетрясением // Вулканолагия и сейсмология. 1999. №4-5. С. 83-89.
- Зубков С.И. Предвестники землетрясения. М.:ОИФЗ РАН, 2002. 214 с.
- Идармачев Ш.Г., Абдулаев Ш.-С.О. Оценка тензочувствительности электрического сопротивления горных пород в сейсмоактивных районах // Докл. РАН. 1998. Т. 361. № 5. С. 682-684.
- Идармачев Ш.Г., Дейнега Г.И., Омаров Г.Н. и др. Гидродинамические проявления в районе Чиркейского водохранилища, как возможный предвестник «плотинного» землетрясения. – Геодинамика и сейсмичность территории Дагестана. Тр. Дагестанского филиала АН СССР. Махачкала. 1979. Вып. 21. №3. С. 39-43.
- Идармачев Ш.Г., Алиев М.М., Абдулаев Ш.-С.О., Хаджи Б.А. Станция для электрического зондирования «Георезистор». Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов. Мат. Междунар. конф. Воронеж. 2001. С. 86-87.
- Идармачев Ш.Г. Исследование геоэлектрической модели очага землетрясения.- Сейсмический мониторинг и изучение геодинамики территории Дагестана и акватории Среднего Каспия. Махачкала: «Эпоха». 2007. С. 149-159.
- Идармачев Ш.Г. Вариации кажущегося сопротивления горных пород в сейсмоактивных районах Дагестана. Автореф. Дис. Док. физ.-мат. наук. Махачкала. 2009. 30 с.
- Идармачев Ш.Г., Черкашин В.И., Алиев И.А., Абдуллаев Ш.-С.О. и др. Возбужденная сейсмичность в районе Чиркейского водохранилища и ее проявление в геофизических полях. – Махачкала. Изд. «aleph». 2012. 103 с.

- Идармачев Ш.Г., Арефьев С.С., Идармачев А.Ш. Сейсмичность территории Дагестана за период 1960-2005 гг.- Тр. инст. геол. Дагестанского НЦ РАН. Махачкала. Изд. «Эпоха». 2010. С. 105-109.
- Идармачев Ш.Г., Черкашин В.И., Алиев И.А. и др. Исследование вариаций кажущегося сопротивления горных пород в районе выконапорной плотины Чиркейской ГЭС методом электротеллурирования в скважине // Геология и геофизика Юга России. Владикавказ. 2011. №2. С. 41-49.
- Идармачев Ш.Г., Черкашин В.И., Алиев И.А. и др. Вариации электрических параметров горных пород в районе высотной плотины Чиркейской ГЭС, как индикатор неустойчивого состояния среды // Надежность и безопасность энергетики. 2013. №4 (23). С. 31-34.
- Идармачев Ш.Г., Черкашин В.И., Мусаев М.А., Идармачев И.Ш. Исследование связи вариаций кажущегося сопротивления пород в скважине возле плотины Чиркейской ГЭС с сейсмичностью района. Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы X Международной сейсмологической школы, Азербайджан, 14-18 сентября. Обнинск. 2015. С. 137-140.
- Исмаилов А.Ш. Вариации глубинного потока газов в зависимости от заполнения крупного водохранилища.- Геодинамика и сейсмичность территории Дагестана. Махачкала. Тр. Инст. геол. Дагестан. филиала АН СССР. 1979. №3(21). С. 87-90.
- Каримов Ф.Х., Прохоров А.А. О проявлении тектономагнитного эффекта в зоне Нурекского водохранилища.- Прогноз землетрясений. Душанбе-Москва: «Дониш». 1986. №7. С. 261-267.
- Кирюхин А.В., Манухин Ю.Ф., Федотов С.А. и др. Геофлюиды Авачинско-Корякинского вулканогенного бассейна, Камчатка. // Геология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2015. №5. С. 400-414.
- Киссин И.Г. Гидрогеодинамические предвестники в системе прогноза землетрясений // Гидродинамические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1984. с.3-30.
- Киссин И.Г. Высокоамплитудные предвестники землетрясений и «Чувствительные зоны» земной коры // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1988. №6. С. 3-13.
- Курксеев А.К. Белослюдцев О.М. Вариации электротеллурического поля в Кунгей-Заилийской сейсмогенной мегазоне и их связь с землетрясениями.- Прогноз землетрясений. Москва-Душанбе: «Дониш». 1986. С. 129-137.
- Кузьмин Ю.О., Сантурян В.А. Влияние режима деформирования земной коры на вариации локального геомагнитного поля Ашхабадского региона.- В кн.: Тез. докл. III научной конференции молодых ученых АН Туркм. ССР. Ашхабад. 1983. С. 148-149.

- Куксенко В.С., Килькеев Р.Ш., Мирошнеченко М.И. К интерпретации электрических предвестников землетрясений // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260. №4. С. 841-843.
- Козлов А.Н., Оганесян Г.М., Сквородкин Ю.П. Влияние фильтрации воды на магнитные и электрические свойства горных пород.- Прогноз землетрясений.- Прогноз землетрясений. Москва-Душанбе: «Дониш». 1986. С. 282-287.
- Кочарян Г.Г., Виноградов Е.А., Горбунова Э.М. и др. Гидрогеологический отклик подземных коллекторов на сейсмические колебания // Физика Земли. 2011. №12. С. 50-62.
- Кочарян Г.Г., Кулюкин А.А. Об эффективных деформационных характеристиках земной коры.- Динамика взаимодействия геосфер. М.: ИДГ РАН. 2004. С. 48-56.
- Латинина Л.А., Кармалеева Р.М. Деформографические измерения //М.: Наука. 1978. 154 с.
- Лукк А.А., Юнга С.Л. Сезонная периодичность механизмов очага и количество слабых землетрясений Гармского района // Докл. АН СССР. 1979. Т.246. №1. С. 44-47.
- Любушин А.А. Соболев Г.А. Мультифрактальные меры синхронизации микросейсмических колебаний в минутном диапазоне периодов // Физика Земли. 2006. №9. С.18-28.
- Любушин А.А. Тренды и ритмы синхронизации мультифрактальных параметров поля низкочастотных микросейсм // Физика Земли. 2009. №5. С.15-28.
- Любушин А.А. Анализ микросейсмического шума дал возможность оценить магнитуду, время и место сейсмической катастрофы в Японии 11 марта 2011 г. // Наука и технологические разработки. 2011. №1. С. 3-12.
- Лятхер В.М., Капцан А.Д., Макаров А.Р. и др. Об изменениях геофизических полей и свойств горных пород под влиянием водохранилищ в сейсмоактивных районах.- Влияние инженерной деятельности на сейсмический режим. М.: Наука. 1977. с. 47-68.
- Мамбетов Ш.А. Исследование развития трещин в горных породах.- Фрунзе. Изд. «Илим» АН Киргизской ССР. 1973.- 77 с.
- Марчук А.Н., Марчук Н.А., Николаев А.В. Гиперчувствительность измерительной системы Бурейской ГЭС к геодинамическим влияниям // Геология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2013. №3. С. 252-258.
- Марчук А.Н. Тектонофизические аспекты напряженно-деформированного состояния больших бетонных плотин // Гидротехническое строительство. 2010. №3. С. 31-35.
- Махкамджанов И.М., Барсуков О.М., Нурметов Б.Т. Изучение вариаций электросопротивления горных пород в районе Чарвакского водохранилища // Прогноз землетрясений. Душанбе: «Дониш». 1986. №7. С. 268-275.

- Мирзоев К.М., Николаев А.В., Лукк А.А., Юнга С.Л. Наведенная сейсмичность и регулируемая разрядка накопленных тектонических напряжений в земной коре // Физика Земли. 2009. №10. С. 49-68.
- Моргунов В.А. Крип горных пород на завершающей стадии подготовки землетрясения // Физика Земли. 2001. №4. С. 3-11.
- Морозович Я.Р. Зависимость электрических и коллекторских свойств пород от всестороннего давления. М.: Недра. 1968. Вып. 11. – 241 с.
- Мусаев И.А., Амиров С.Р., Исмаилов А.Ш. Сопоставление измерений на установке СКВ-2 с сейсмичностью в 2005 г.- Сейсмический мониторинг и изучение геодинамики территории Дагестана и акватории Среднего Каспия. Махачкала: «Эпоха». 2007. С. 101-115.
- Негматуллаев С.Х., Улибиева Т.Р., Маматкулова З.С. Система сейсмического мониторинга для будущего Ронгунского гидроузла и необходимые мероприятия для ее организации. Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Мат. конф. VIII Межд. сесмол. школы. Геленджик (16-20 окт. 2013 г.). Изд.: Обнинск. 2013. С. 219-225.
- Нерсесов И.Л., Передерин В.П., Боканенко А.И., Галаганов О.Н. Локальные деформации, наклоны земной поверхности и вариации уровня грунтовых вод на Гармском полигоне в 1981-1987 гг.- В сб. Землетрясения и процессы их подготовки. М.: Наука. 1991. С.164-181.
- Нерсесов И.Л., Сидорин А.Я., Журавлев В.И. и др. Прогноз землетрясений методом глубинного электрического зондирования земной коры с использованием МГД – генератора «Памир – 1» // ДАН СССР. 1979. Т. 245. №1. С. 55-58.
- Нерсесов И.Л., Бокаленко Л.И., Передерин В.П. Изучение деформационных процессов на Гармском полигоне // Экспериментальная сейсмология. М.: Наука, 1983. С. 75-88.
- Николаев Н.И. О состоянии изучения проблемы возбужденных землетрясений, связанных с инженерной деятельностью. – В кн. Влияние инженерной деятельности на сейсмический режим. М.: Наука. 1977. С 2-21.
- Николаев А.В. Проблемы обеспечения геодинамической безопасности гидроэлектростанций Республики Дагестан // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2008. №1. С. 72-77.
- Оганесян Г.Н., Киракосян Х.В. Некоторые аномальные изменения ΔT и ЭТП в связи с сейсмическими событиями на территории Арм. ССР. - В кн. Прогноз землетрясений. Москва-Душанбе: «Дониш». 1986. С. 2119-215.

- Осташевский М.Г., Сидорин А.Я. Аппаратура СЭЗ-1 и ее применение на Гармском полигоне // Прогноз землетрясений. Изд. «Дониш», Москва-Душанбе, 1986. №7. С. 95-99.
- Пономарев А.В. Изучение электрического сопротивления горных пород применительно к поискам предвестников землетрясений. Автореф. дис.... канд. физ.-мат. наук. М., 1987. 24 с.
- Пономарев А.В., Лось В.Ф., Хромов А.А. Вариации электрического сопротивления-предвестники разрушения образцов в опытах на управляемом прессе. ВИНТИ. 1989. № 4835-В89. С.2-24.
- Пономарев А.В., Соболев Г.А., Гиттис В.Г. и др. Комплексный анализ геофизических полей для обнаружения пространственно-временных предвестников землетрясений // Вестник ОГГГН. Электр. Науч. Информ. Ж. 1999. №4. URL; http://www/scgis/ru/Russian/cp1251/h_dgggms/4-99/komp-an/htm#begin
- Пархоменко Э.И. Электрические свойства горных пород.- м.: Наука. 1965.- 164 с.
- Пархоменко Э.И. Электрические свойства минералов и горных пород.- Исследование физических свойств минералов вещества Земли при высоких термодинамических параметрах. Киев.: Наукова Думка. 1977. С. 135-147.
- Рогожин Е.А., Капустян Н.К., Антоновская Г.Н. Новые регистраторы для мониторинга ответственных сооружений // Научное приборостроение – современное состояние и перспективы развития. М.: «Богородский печатник». 2016. С. 301-303.
- Садовский М.А, Лукк А.А., Сидорин А.Я., Сидорин И.А. Проблемы интерпретации временной структуры геофизических полей.- М.:ИФЗ РАН. 1993. – 100 с.
- Савич А.И., Газиев Э.Г. Влияние воды водохранилищ высоких плотин на поведение скальных массивов основания // Гидротехническое строительство. 2005. № 11. С. 33-37.
- Семенов А.С. Метод естественного электрического поля. М.: Недра. 1980. – 267 с.
- Сидорин А.Я. Зависимость времени проявления предвестников землетрясений от эпицентрального расстояния // ДАН. 1979. Т. 245. №4. С. 825-828.
- Сидорин А.Я. Электрическое зондирование земной коры в целях прогноза землетрясений. – Автореферат кан. дисс. Москва. 1980.
- Сидорин А.Я. Результаты прецизионных наблюдений за вариациями кажущегося сопротивления на Гармском полигоне // Докл. АН СССР. 1986. Т. 290. №1. С. 81-84.
- Сидорин А.Я. Квазипериодические флуктуации геофизических полей при переходе среды в неустойчивое состояние.- Изучение природы вариаций геофизических полей. М.: ИФЗ РАН. 1994. С. 70-89.

- Симпсон Д.В., Соболева О.В. Механизм возбужденной сейсмичности в районе Нурекского водохранилища.- Сборник Советско-Американских работ по прогнозу землетрясений. Душанбе-Москва: «Дониш». 1976. Т.1. Кн. 1. С. 70-79.
- Сковородников И.Г. Геофизические исследования скважин. – Екатеринбург, Институт испытаний. 2009. 471 с.
- Смирнов В.Г., Chadha R.K., Пономарев А.В., Srinagesh D. Прогностические аномалии наведенной сейсмичности в области водохранилища Койна-Варна, Западная Индия // Физика Земли. 2013. №2. С. 94-109.
- Соболев Г.А., Богаевский Е.Н., Лементуева Р.А. и др. Изучение механоэлектрических явлений в сейсмоактивном районе.- Физика очага землетрясений. 1975. С. 184-223.
- Соболев Г.А., Кольцов А.В. Крупномасштабное моделирование подготовки и предвестников землетрясений. М.: Наука. 1988.- 203 с.
- Соболев Г.А., Демин В.М. Механические явления в Земле.- М.: Наука. 1980.- 216 с.
- Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений.- М.: Наука. 1993.- 309 с.
- Соболев Г.А., Тюпкин В.С. Аномалии в режиме слабой сейсмичности перед сильными землетрясениями Камчатки // Вулканолаг. и сейсмолог. 1996. №4. С. 64-74.
- Соболев Г.А., Тюпкин В.С. Стадии подготовки, сейсмологические предвестники и прогноз землетрясений Камчатки // Вулканолаг. и сейсмолог. 1998. №6. С. 17-26.
- Соболев Г.А., Завьялов А.Д. Оконцентрационном критерии сейсмогенных разрывов // Докл. АН СССР. 1080. Т. 252. № 1. С. 69-71.
- Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники.- М.: Наука. 2003.- 269 с.
- Соболев Г.А., Закрижевская Н.А. К вопросу о влиянии удаленных землетрясений на сейсмичность // Физика Земли. 2013. №4. С. 29-42.
- Справочное руководство гидрогеолога. М.: Недра. 1967, Т.1. 591 с.
- Сулейманов А.И. Магнитоупругий эффект - возможный предвестник техногенного землетрясения. Вопросы сейсмичности Восточного Предкавказья. Махачкала: Ин-т геол. Дагестан. филиал АН СССР. 1989.С.35-37.
- Урусова А.А. Электрические эффекты при деформации ионных кристаллов // УФН. 1968. Т. 96. №1. С. 30-60.
- Хатиашвили Н.Г. Электромагнитное излучение ионных кристаллов, стимулированное акустической волной // Тв. Физ. 1981. Т. 7. Вып. 18. С. 1128-1132.
- Хатиашвили Н.Г., Гогошидзе Д.А., Зилпимиани Д.О. Об электромагнитном излучении при подготовке землетрясений и горных ударов в шахтах Ткибулии // Сообщ. АН Груз. ССР. 1983. Т. 110. №2. С. 305-308.

- Челидзе Т.Л. Об аномально высокой тензочувствительности электропроводимости неоднородных сред. ЖЭТФ. 1984. Вып.2. С. 635-641.
- Черкашин В.И., Сабанаев К.А., Гаврилов Ю.О. Тектоническая карта Дагестана.- Махачкала. Изд. «aleph». 2012.- 129 с.
- Шевцов Г.И., Мигунов Н.И., Соболев Г.А. и др. Электризация полевых шпатов при деформации и разрушении // Докл. АН СССР. 1975. Т.225. №2. С. 313-315.
- Шевнин В.А., Рыжов А.А., Квон Д.А. Интересный научный факт-сильные аномалии ЕП безрудной природы // Геофизика. 2015. №2. С. 2-8.
- Шейхов Ю.Г., Ходжаян Г.П., Соколенко В.Н. Солевой поверхностный сток в Каспийское море в пределах Дагестана. – Газогеохимические особенности подземных вод Дагестана. Сб. тр. Дагестанского филиала АН СССР. Институт геологии. Махачкала. 1978. С. 51-55.
- Шолпо В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров Н.А. Складчатость Большого Кавказа. М.: Наука. 1993. 190 с.
- Электрические и магнитные предвестники землетрясений.- Ташкент: ФАН Узб. ССР.1983.- 127 с.
- Якубович Ю.В. Электроразведка.- М.: Недра. 1980.- 383 с.
- Avagimov A.A., Ataev A.K. Structure of Precursor Anomalies of Electrical Conductivity and its tensosensibility in Kopetdag Seismic active region // J. of Earthquake Prediction Research.
- Archie, G.E. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. Trans. Am. Inst. Mining Met. Eng. 1942. 146. 54-621994. N 3. P. 572-580.
- Bo W., Xie J., Yang B. et al. Researches on Vedium- and Shot- term earthquake prediction by crustal deformation measurement // J. Earthquake Prediction Research. 1997. Vol. 6. P. 549-559.
- Brace W.F., Orange A.S. Electrical resistivity changes in saturated rocks during fracture and frictional sliding // J. Geophys. Res. 1968. Vol. 73. N 4. P. 1433-1445.
- Cao X., Bian Q. Recurrence anomaly of ground water behavior strong earthquakes in North China // Acta seismologica Sinica. 204. Vol. 17. P. 163-171.
- Chirkov Ye.B., Gokhberg M.B. Reliability and informativeness of electro telluric data.- The 29-th General Assembly IASPEI. Greece, Thessalonica. 1997. August 18-28. P. 309.
- Damegh A.K., Uyeda S. Some Relationship between VAN Seismic Electric Signals (SES) and Earthquake Parameters. - The 29-th General Assembly IASPEI. Greece, Thessalonica. 1997. August 18-28. P. 309.
- Davis P.M., Stacey F.D. Geomagnetic anomalies caused by a man - made // Nature. 1972. V. 240. № 348. P. 512 - 520.

- Fiterman D.V. Theory of electro kinetic-magnetic anomalies in faulted half-space. *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84. P. 6031-6040.
- Ishido T., Mizutani H. Experimental and theoretical basis of electro kinetic phenomena in rock – water systems and its application. *J. Geophys. Res.* 1981. Vol. 86. No. B 3. P. 1763-1775.
- Julin Zao, Fuge Qian, Stopinski W. In situ experiments and relationship between electrical resistivity changes and strains // *Acta Geophysical Polonica*. 1990. Vol. 38. N.3 P. 229-242.
- Jing J., Yin G., Wang Z., Li C. Study on relationship between features of strain anomaly obtained by borehole strain meter at Sushu station in Xinjiang and strong earthquake: Taking Jiashi $M_s=6.8$ earthquake as an example // *Acta Seismologica Sinica*. 2004. Vol. 17. P 67-75.
- Kondo S. Study of the Process of the Selectivity Map Finding at Ionia VAN Station, Greece. The 29-th General Assembly IASPEI. Greece, Thessalonica. 1997. August 18-28. P. 307.
- Vanga M., Wang C.Y. Earthquake hydrology // *Treatise on Geophysics*. 2007. Vol. 2. P. 293-320.
- Lyubushin A.A. Synchronization of multi-fractal parameters of regional and global low-frequency microseism. European Geosciences Union General Assembly 2010. Vienna. 02-07 of May. 2010- 696.
- Lyubushin A.A. Prediction of Tohoku Seismic Catastrophe by micro seismic noise multi-fractal properties. Abstract. S53A-2273 presented at 2011 Fall Meeting, AGU, San Francisco, CA, 5-9 Dec. 2010.
- Meyer K. Predict variations of the electric field of the Earth prior to imminent large earthquakes in Crece. Seismological Department, Uppsala University, Uppsala, Sweden, Report. 1985. No. 3-85.-11. P. 99.
- Mazzella A., Morrison H.F.. Electrical Resistivity Variations Associated with earthquakes on the San Andreas Fault // *Science*. 1974. Vol. 185. N 4154. P. 855-867
- Morrow C., Brace W.F. Electrical resistivity changes in tuffs due to stress // *J. Geophys. Res.* 1981. Vol. 86. N 4. P. 2929-2934.
- Moroz Y.F. The Low Frequency Electromagnetic Field of the Earth and Forecasting Large Earthquake in Kamchatka. - The 29-th General Assembly IASPEI. Greece, Thessalonica. 1997. August 18-28. P. 314.
- Park S.K. Perspectives on Monitoring Resistivity Changes with Telluric Signals at Parkfield, California // *J. Geodynamics*. 2002. Vol. 33. P. 379-399.
- Park S.K. and Fiterman. Sensitivity of the telluric monitoring array in Park field, California to changes of resistivity // *J. Geophys. Res.*, 1990. Vol. 95. P. 15.557-15.571.
- Park S. Electromagnetic Signals and the 2004 Parkfield Earthquake. Department of Earth

Sciences. January 20, 2006 (<http://vortex.ucr.edu/pkfld/ucsd06.ppt#309,25,Slide 25>).

- Ponomarev A.V., Zhaocheng Zang, Gitis V.G., Sobolev G.A. Earthquake preparation processes: computer modeling on a geophysical base // Second International Conference Earthquake Hazard Seismic Risk Prediction. Abstract Volume. Yerevan. Armenia. 1998. P. 155-156.
- Red W.E. Transport of water away a buried heat source with special reference nuclear deformation // J. Geophys. Res. 1970. Vol. 2. P. 75-80.
- Rothe J. P. Seismic artificial // Tectonophysics. 1970. Vol. 9. No. 2. P. 215-238.
- Sandaram P.N., Goodman R.E., Chi-Yuen Wang Precursory and Coseismic Water-Pressure Variations in Stick-Slip Experiments. J. Geology. 1976. Vol. 4, No. 2, p. 108-110.
- Varotsos P., Alexopoulos K. Physical Properties of variation of electric field of the Earth proceeding earthquake // Tectonophysics. 1984. Vol. 110. P. 73-125.
- Varotsos P.A., Sarlis N.V., Skordas E.S. Seismic Electric Signals and 1/f “noise” it natural time // Acta Geophys. Athens. 2008. No. 05.40.-a. P. 3-14.
- Wyatt F.K., Agnew D.C., Gladwin M. Continuous measurements of crustal deformation of the 1992 Landers earthquake sequence // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1994. Vol. 84. No. 3/ P. 768-779.
- Xue-Bin D., Zhi Y., Ming W. Process of source dynamics of the Jingtai Earthquake (M=6.2) // Acta Seismologica Sinica. 1994. Vol. 7. No. 3. P. 379-388.
- Xue-Bin D., Xin-Jiz., Hui Z. The spatial characteristic of the short-term and imminent anomalies of water radon before earthquake in the mainland of China // Acta Seismologica Sinica. 1996. Vol. 9. No. 3. P. 461-470.
- Yang M. Анализ деформационных предвестников, зарегистрированных на станциях Сянь-Шань и Цсянь при землетрясениях в области Датун-Янгао // Earthquake. 1992. №2. P. 44-51.
- Zhang Z., Zheng P., Wang G. Precursors to earthquakes in Chinese mainland // J. Earthquake Prediction Research. 1994. Vol. 3. P. 528-539.
- Zhao H., Yang M. Characteristics of earth resistivity before and after the Haiyuan earthquake of magnitude 5.5 on April 14, 1982 // J. Seismol. Res. 1984. Vol. 6. No. 3. P. 12-20.
- Zlotnicki J., Yvetot p., Pherderean L. Telluric monitoring of seismicity in the Lozano area after the 13 May 1995 large (M_s=6.6) Earthquake (North Greece).- The 29-th General Assembly IASPEI. Greece, Thessalonica. 1997. August 18-28. P. 313.
- http://escweb.wr.usgs.gov/share/langbein/Web/USGS_strain/scal_100.png

Приложение 1.

Параметры среднего отклика (протокол результатов метода Epoch).

! Расчет среднего возмущения методом наложенных эпох
 ! Ряд реперов (ряд событий): Гатм Атмосферные осадки (>20mm)
 ! Возмущенный ряд (отклик): Rk-365ost Rk-365/30, без выбросов
 ! Подгонка амплитуды отклика: выключена
 ! Подгонка длительности отклика: выключена
 ! Окно: симметричное (отклик вокруг репера)
 ! Отклик знакопеременный (относительно среднего)
 ! Всего событий: 21. Наложено эпох: 18
 ! NN Средний отклик +/-: Весовой коэффициент:

1	0.04846 +- 0.20103	16.000
2	0.08767 +- 0.21057	16.000
3	0.13048 +- 0.21778	16.000
4	0.10917 +- 0.18584	16.000
5	0.03838 +- 0.14975	16.000
6	-0.01577 +- 0.13641	16.000
7	-0.00441 +- 0.20209	16.000
8	-0.07499 +- 0.26877	16.000
9	-0.01086 +- 0.18193	17.000
10	-0.00954 +- 0.16584	16.000
11	0.00081 +- 0.13208	16.000
12	-0.01832 +- 0.19626	17.000
13	-0.06555 +- 0.21683	17.000
14	-0.11838 +- 0.26675	17.000
15	-0.08383 +- 0.17875	16.000

Приложение 2.

Date	Lat.	Long.	Depth, km	mb	r (epicentr), km	r(gipocent), km	def_Dobro- volski, km	def_Zub- kov, km
24.01.2015 3:57	42,94	46,33	5	3,4	39,90554	40,21756	1,28E-09	1,01E-07
21.01.2015 21:59	42,87	45,83	5	3,3	81,12891	81,28284	1,1E-10	5,1E-08
03.01.2015 20:39	42,99	47,19	10	3,4	30,43568	32,0364	2,53E-09	1,23E-07
23.12.2014 3:46	43,08	46,86	5	3,3	14,81898	15,63976	1,54E-08	2,07E-07
25.11.2014 1:36	43,08	45,86	10	3,3	79,39014	80,01746	1,15E-10	5,17E-08
24.11.2014 20:53	43,06	45,87	10	3,3	78,22456	78,86115	1,2E-10	5,23E-08
24.11.2014 19:05	43,08	45,82	10	4,3	82,59044	83,19364	3,23E-09	1,17E-07
03.10.2014 9:31	43,04	47,04	5	3,9	20,50422	21,10505	4,98E-08	2,67E-07

02.10.2014 16:43	43,03	46,97	5	3,6	15,10142	15,90764	4,12E-08	2,63E-07
02.10.2014 12:24	43,12	46,22	75	3,8	52,30949	91,44005	4,33E-10	7,06E-08
13.09.2014 1:13	42,87	45,86	70	3,7	78,70051	105,327	2,01E-10	5,75E-08
08.09.2014 21:59	43,24	46,1	10	3,6	66,77556	67,52018	5,39E-10	7,71E-08
08.09.2014 2:11	42,97	47,2	5	3,4	31,00749	31,40803	2,68E-09	1,25E-07
03.09.2014 0:04	42,84	48	10	3,5	96,91421	97,42876	1,27E-10	5,18E-08
29.08.2014 0:57	42,72	46,6	10	3,5	31,24395	32,80525	3,33E-09	1,31E-07
28.08.2014 8:57	42,24	47,52	10	3,5	97,56503	98,07617	1,25E-10	5,15E-08
26.08.2014 10:02	42,69	46,34	5	3,7	48,67454	48,93067	2E-09	1,1E-07
24.08.2014 4:43	42,93	47,17	5	3,5	28,58189	29,01594	4,81E-09	1,45E-07
20.08.2014 9:51	42,91	47,09	10	3,5	22,43113	24,55923	7,93E-09	1,67E-07
20.08.2014 5:40	42,92	47,02	10	3,8	16,62258	19,39872	4,54E-08	2,64E-07
17.08.2014 6:08	42,85	47,26	5	3,6	37,53136	37,86295	3,06E-09	1,26E-07
27.07.2014 8:28	42,87	47,67	10	4	69,80542	70,51806	1,88E-09	1,04E-07
24.07.2014 22:51	43,31	46,85	5	3,3	40,11043	40,42087	8,92E-10	9,23E-08
18.07.2014 16:46	43,11	45,87	10	3,5	79,25393	79,88233	2,3E-10	6,14E-08
03.07.2014 8:27	43,07	47,8	10	3,8	80,80506	81,42148	6,13E-10	7,8E-08
18.06.2014 22:43	43	47,34	10	3,6	42,67546	43,83144	1,97E-09	1,11E-07
05.06.2014 20:47	42,83	47,8	10	3,6	80,95846	81,57372	3,06E-10	6,56E-08
03.06.2014 5:14	42,93	47,82	10	4	81,44486	82,05648	1,2E-09	9,18E-08
02.06.2014 16:53	43,34	46,17	10	3,3	68,28612	69,01445	1,79E-10	5,86E-08
21.05.2014 20:58	43,07	46	10	3,5	68,00632	68,73762	3,62E-10	6,97E-08
07.05.2014 4:39	43,11	47,33	10	3,9	45,11787	46,21279	4,74E-09	1,37E-07
06.05.2014 9:54	42,94	46,23	60	3,8	48,0437	76,8648	7,29E-10	8,19E-08
01.05.2014 15:27	42,82	45,9	5	3,6	76,34956	76,51311	3,71E-10	6,93E-08
29.04.2014 0:44	43,01	47,17	10	3,6	29,24804	30,91032	5,62E-09	1,5E-07
27.04.2014 2:26	42,88	45,83	10	3,5	81,00798	81,62287	2,16E-10	6,03E-08
27.04.2014 1:42	42,95	45,84	10	4,7	79,77326	80,39759	1,43E-08	1,7E-07
17.04.2014 11:51	42,77	45,99	5	3,5	70,56094	70,73787	3,32E-10	6,8E-08
04.04.2014 1:29	42,94	46,8	10	3,3	1,971737	10,19253	5,56E-08	2,98E-07
23.03.2014 0:46	43,19	46,34	10	3,4	47,25599	48,30247	7,38E-10	8,64E-08
23.03.2014	43,14	46,28	10	3,4	48,71064	49,72651	6,76E-10	8,43E-08

30.05.2013 19:24	43,77	46,42	15	3,4	96,75936	97,91513	8,86E-11	4,74E-08
18.05.2013 19:12	42,86	46,27	70	3,8	45,90799	83,71107	5,64E-10	7,61E-08
18.05.2013 4:14	43,22	45,89	20	3,7	81,28615	83,71044	4E-10	6,99E-08
29.04.2013 14:26	42,9	46,08	10	3,8	60,51756	61,3382	1,43E-09	9,92E-08
16.04.2013 12:26	42,45	47,78	10	5,1	96,16747	96,68599	3,27E-08	2,04E-07
15.04.2013 8:37	43,24	46,15	5	3,3	63,25053	63,44785	2,31E-10	6,29E-08
31.03.2013 7:02	42,78	46,89	50	4,8	19,74839	53,75871	6,74E-08	2,6E-07
25.03.2013 0:39	42,63	46,01	10	3,8	75,07666	75,73972	7,62E-10	8,29E-08
22.03.2013 21:42	43,05	47,03	10	3,5	20,38195	22,70295	1E-08	1,79E-07
22.03.2013 15:14	42,86	46,05	80	3,6	63,51847	102,1499	1,56E-10	5,42E-08
17.03.2013 14:04	43,05	45,85	15	3,7	79,67503	81,07472	4,4E-10	7,19E-08
10.03.2013 5:38	42,89	46,34	10	4	39,65723	40,8986	9,66E-09	1,66E-07
07.03.2013 16:34	43,2	46,23	10	3,9	55,40952	56,30466	2,62E-09	1,16E-07
24.02.2013 17:04	42,84	46,32	75	3,6	42,53434	86,22163	2,59E-10	6,26E-08
12.02.2013 2:46	43,06	45,89	10	3,7	76,61844	77,26827	5,08E-10	7,49E-08
04.02.2013 11:05	42,85	47,92	10	3,6	90,30139	90,8534	2,21E-10	5,99E-08
03.02.2013 19:49	42,41	47,68	10	3,7	92,46699	93,00615	2,91E-10	6,39E-08
24.01.2013 11:00	42,8	46,1	50	4,1	61,00551	78,87757	1,9E-09	1,03E-07
21.12.2012 12:46	42,67	46,76	10	3,5	31,52188	33,07006	3,25E-09	1,3E-07
18.12.2012 0:30	43,23	46,55	15	3,8	38,08566	40,93309	4,83E-09	1,4E-07
30.11.2012 6:28	42,81	46,29	10	3,8	45,91244	46,98885	3,19E-09	1,24E-07
21.11.2012 2:15	42,64	46,06	20	3,8	70,95854	73,72323	8,26E-10	8,48E-08
17.10.2012 8:25	42,39	46,53	40	3,4	66,64071	77,72377	1,77E-10	5,77E-08
22.09.2012 2:51	42,87	47,48	10	3,8	54,49113	55,40111	1,95E-09	1,08E-07
07.09.2012 1:11	42,89	46,84	10	3,8	6,868666	12,13172	1,85E-07	3,93E-07
31.07.2012 3:19	42,97	46,43	10	3,7	31,81933	33,3537	6,32E-09	1,53E-07
21.07.2012 23:41	42,23	46,49	15	3,6	84,50841	85,82932	2,62E-10	6,29E-08
19.07.2012 3:34	43,08	45,87	10	3,8	78,59073	79,22438	6,66E-10	7,98E-08
30.06.2012 3:27	42,99	46,48	10	3,8	28,02292	29,75372	1,26E-08	1,83E-07
16.06.2012 6:33	43,33	46,39	15	3,8	54,80488	56,82055	1,81E-09	1,06E-07
03.06.2012 9:07	42,82	46,01	5	3,7	67,56954	67,75428	7,54E-10	8,37E-08
02.06.2012	43,35	46,44	60	4,6	54,1249	80,80535	9,95E-09	1,55E-07

30.07.2011 20:20	42,79	46,78	10	4	18,0902	20,67015	7,48E-08	2,96E-07
28.07.2011 22:27	43,18	46,26	10	3,8	52,19659	53,14587	2,21E-09	1,12E-07
22.06.2011 11:36	43,2	46,54	10	3,7	35,92208	37,28801	4,52E-09	1,39E-07
05.05.2011 10:11	43,01	47,23	10	3,5	34,01924	35,45855	2,64E-09	1,22E-07
14.03.2011 6:26	42,93	46,33	10	4	39,95524	41,18763	9,46E-09	1,65E-07
03.03.2011 16:52	43,09	45,97	15	3,6	70,84446	72,41504	4,37E-10	7,26E-08
03.03.2011 15:11	43,26	45,86	15	3,9	85,23172	86,54159	7,22E-10	8,06E-08
03.03.2011 3:44	42,8	46,35	10	3,8	41,78016	42,96023	4,18E-09	1,34E-07
15.02.2011 11:00	42,9	46,32	10	3,6	41,09528	42,29447	2,19E-09	1,15E-07
10.02.2011 18:00	43,15	46,41	33	3,8	40,06212	51,9035	2,37E-09	1,14E-07
30.01.2011 20:10	43,43	45,93	10	3,8	89,76177	90,31708	4,49E-10	7,14E-08
26.01.2011 14:04	43,24	46,11	15	3,7	66,06563	67,74709	7,54E-10	8,37E-08
22.01.2011 10:54	42,72	46,24	10	4	53,77411	54,69602	4,04E-09	1,3E-07
14.01.2011 4:27	43,37	46,38	10	4	58,78614	59,63062	3,12E-09	1,2E-07
13.01.2011 3:22	43,18	46,24	10	3,9	53,61898	54,54352	2,88E-09	1,19E-07
13.01.2011 2:50	43,38	46,33	10	4,5	62,18272	62,98167	1,49E-08	1,76E-07
12.01.2011 22:34	43,15	46,29	10	3,7	48,47657	49,49725	1,93E-09	1,09E-07
12.01.2011 22:32	43,15	46,24	10	3,7	52,12039	53,07104	1,57E-09	1,03E-07
12.01.2011 22:05	43,16	46,27	10	4	50,42838	51,41032	4,86E-09	1,37E-07
12.01.2011 16:11	43,22	46,28	10	3,7	53,15409	54,08657	1,48E-09	1,01E-07
15.12.2010 14:21	43,11	45,84	10	3,8	81,63234	82,24256	5,95E-10	7,73E-08
04.12.2010 23:59	43,1	47,02	20	3	23,29565	30,70322	7,22E-10	9,03E-08
24.11.2010 22:11	42,35	46,54	80	4	70,54851	106,6635	5,44E-10	7,35E-08
15.11.2010 12:04	43,16	47,18	15	4,4	37,43345	40,32696	4,01E-08	2,36E-07
08.11.2010 8:51	43,32	46,14	10	3,8	68,83824	69,56078	9,84E-10	8,91E-08
06.11.2010 11:59	43,27	46,35	20	4,2	52,17865	55,88033	7,55E-09	1,51E-07
06.11.2010 8:38	43,44	46,25	20	4,5	71,45117	74,19751	9,1E-09	1,53E-07
03.11.2010 17:37	43,24	46,42	10	3,7	45,77508	46,85465	2,28E-09	1,15E-07
03.11.2010 13:37	43,18	46,94	10	3	27,37404	29,14341	8,44E-10	9,44E-08
03.11.2010 3:10	42,87	47,02	15	3,7	18,56207	23,86525	1,72E-08	2,03E-07
24.09.2010 10:07	43,23	46	15	3,6	73,51743	75,03208	3,93E-10	7,05E-08
23.09.2010	43,21	46,24	10	3,8	55,27855	56,17578	1,87E-09	1,07E-07

15:24									
19.09.2010	42,8	46,97	33	3,7	20,68182	38,94532	3,97E-09	1,34E-07	
4:54									
18.09.2010	42,8	47,06	10	3,7	25,70768	27,58414	1,12E-08	1,8E-07	
22:34									
03.08.2010	43,37	46,28	10	3,9	64,03699	64,81308	1,72E-09	1,03E-07	
15:06									
24.07.2010	43,24	47,16	10	3,9	42,45636	43,61814	5,64E-09	1,44E-07	
6:09									
18.07.2010	42,8	46,09	10	3,6	61,78985	62,59381	6,77E-10	8,22E-08	
6:33									
23.06.2010	43,18	46,1	10	3,6	63,84706	64,62543	6,15E-10	8E-08	
21:03									
20.06.2010	43,16	47,67	10	3,8	72,91435	73,59689	8,31E-10	8,5E-08	
11:21									
15.06.2010	43,19	46,39	10	3,6	43,96377	45,08673	1,81E-09	1,09E-07	
21:13									
03.06.2010	43,09	45,87	10	3,9	78,79672	79,42873	9,33E-10	8,67E-08	
1:31									
28.02.2010	43,03	47,26	15	3,7	36,8826	39,81615	3,71E-09	1,32E-07	
11:26									
23.02.2010	43,02	46,22	105	3,4	49,43003	116,0531	5,32E-11	4,1E-08	
16:36									
18.02.2010	43	46,22	105	3,4	49,13675	115,9285	5,34E-11	4,11E-08	
22:59									
11.02.2010	42,84	47,03	20	3,7	21,03317	29,02403	9,59E-09	1,72E-07	
8:17									
05.02.2010	42,71	45,98	15	4	73,52585	75,04033	1,56E-09	9,91E-08	
14:04									

Приложение 3.

Данные кажущегося сопротивления пород (Rk), уровня воды в верхнем бьефе плотины (Нвдхр), разовые измерения уровня воды в скважине рулеткой (Нскв) и удельного электрического сопротивления воды в Чиркейском водохранилище.

Даты	Rk	Нвдхр	Нскв	R воды вдхр.
12.01.2015	98,27999	<u>337,56</u>		21,6
13.01.2015	98,27195	<u>337,32</u>		
14.01.2015	98,32125	<u>337,08</u>		
15.01.2015	98,31684	<u>336,83</u>		
16.01.2015	98,21841	<u>336,63</u>		
17.01.2015	98,37255	<u>336,37</u>		
18.01.2015	98,38741	<u>336,09</u>		
19.01.2015	98,40784	<u>335,85</u>		21,3
20.01.2015	98,36416	<u>335,65</u>		
21.01.2015	98,40978	<u>335,46</u>		
22.01.2015	98,51855	<u>335,21</u>		
23.01.2015	98,25538	<u>335,19</u>		
24.01.2015	98,71155	<u>334,87</u>		
25.01.2015	98,56589	<u>334,74</u>		
26.01.2015	98,42732	<u>334,51</u>		21
27.01.2015	98,98876	<u>334,22</u>		
28.01.2015	98,95367	<u>333,97</u>		
29.01.2015	99,05543	<u>333,74</u>		
30.01.2015	98,93468	<u>333,46</u>		

31.01.2015	99,18175	<u>333,22</u>		
01.02.2015	99,31861	<u>332,98</u>		
02.02.2015	99,25193	<u>332,75</u>		21,5
03.02.2015	99,11859	<u>332,53</u>		
04.02.2015	99,17825	<u>332,27</u>		
05.02.2015	99,32562	<u>332,12</u>		
06.02.2015	99,37124	<u>331,93</u>		
07.02.2015	99,30895	<u>331,74</u>		
08.02.2015	99,44142	<u>331,53</u>		
09.02.2015	98,77471	<u>331,32</u>		21
10.02.2015	99,53265	<u>331,06</u>	316,6	
11.02.2015	99,57476	<u>330,91</u>		
12.02.2015	99,49406	<u>330,75</u>		
13.02.2015	99,48704	<u>330,62</u>		
14.02.2015	99,66249	<u>330,32</u>		
15.02.2015	99,69758	<u>330,11</u>		
16.02.2015	99,69407	<u>329,78</u>		21,1
17.02.2015	99,71863	<u>329,63</u>		
18.02.2015	99,7853	<u>329,27</u>		
19.02.2015	99,84846	<u>328,92</u>		
20.02.2015	99,84753	<u>328,54</u>		
21.02.2015	99,89759	<u>328,26</u>		
22.02.2015	99,88355	<u>328,02</u>		
23.02.2015	99,89759	<u>327,78</u>		20,3
24.02.2015	99,9783	<u>327,55</u>		
25.02.2015	99,88355	<u>327,37</u>		
26.02.2015	99,85197	<u>327,23</u>		
27.02.2015	99,7081	<u>327,06</u>		
28.02.2015	100,0118	<u>326,93</u>		
01.03.2015	100,1123	<u>326,8</u>		
02.03.2015	100,2035	<u>326,56</u>		20,4
03.03.2015	100,3277	<u>326,31</u>		
04.03.2015	100,335	<u>326,06</u>		
05.03.2015	100,335	<u>325,8</u>		
06.03.2015	100,4025	<u>325,51</u>		
07.03.2015	100,2236	<u>325,26</u>		
08.03.2015	100,2766	<u>325,03</u>		
09.03.2015	100,3113	<u>324,81</u>		20,8
10.03.2015	100,3113	<u>324,53</u>	311,3	
11.03.2015	100,2492	<u>324,23</u>		
12.03.2015	100,2492	<u>323,96</u>		
13.03.2015	100,2419	<u>323,63</u>		
14.03.2015	100,2182	<u>323,34</u>		
15.03.2015	100,2693	<u>323,11</u>		
16.03.2015	100,4208	<u>322,72</u>		20,3
17.03.2015	100,178	<u>322,33</u>		
18.03.2015	100,5011	<u>321,92</u>		
19.03.2015	100,523	<u>321,52</u>		
20.03.2015	100,5705	<u>321,18</u>		
21.03.2015	100,5596	<u>320,96</u>		

22.03.2015	100,4792	<u>320,69</u>	
23.03.2015	100,7713	<u>320,38</u>	20,1
24.03.2015	100,6417	<u>320,01</u>	
25.03.2015	100,7567	<u>319,67</u>	
26.03.2015	100,7293	<u>319,35</u>	
27.03.2015	100,5851	<u>319,06</u>	
28.03.2015	100,5669	<u>318,76</u>	
29.03.2015	100,4938	<u>318,44</u>	
30.03.2015	100,7348	<u>318,36</u>	19,5
31.03.2015	100,6198	<u>318,05</u>	
01.04.2015	100,7531	<u>317,64</u>	
02.04.2015	100,66	<u>317,21</u>	
03.04.2015	100,2145	<u>316,95</u>	
04.04.2015	100,3569	<u>316,71</u>	
05.04.2015	100,6417	<u>316,63</u>	
06.04.2015	100,576	<u>316,57</u>	18,4
07.04.2015	100,4829	<u>316,46</u>	
08.04.2015	100,4719	<u>316,36</u>	
09.04.2015	100,4391	<u>316,28</u>	
10.04.2015	100,3606	<u>316,32</u>	303
11.04.2015	100,2839	<u>316,46</u>	
12.04.2015	100,2309	<u>316,49</u>	
13.04.2015		<u>316,53</u>	18,3
14.04.2015	99,98081	<u>316,46</u>	
15.04.2015		<u>316,41</u>	
16.04.2015	100,2145	<u>316,36</u>	
17.04.2015	100,1433	<u>316,3</u>	
18.04.2015	100,209	<u>316,23</u>	
19.04.2015	100,052	<u>316,21</u>	
20.04.2015		<u>316,16</u>	18,8
21.04.2015	99,95342	<u>316,27</u>	
22.04.2015	99,91143	<u>316,3</u>	
23.04.2015	99,86944	<u>316,31</u>	
24.04.2015	100,0064	<u>316,45</u>	
25.04.2015	99,97168	<u>316,59</u>	
26.04.2015	99,90048	<u>316,77</u>	
27.04.2015	99,90048	<u>316,98</u>	19,1
28.04.2015	100,1362	<u>317,2</u>	
29.04.2015	100,2871	<u>317,42</u>	
30.04.2015		<u>317,76</u>	
01.05.2015		<u>318</u>	
02.05.2015	100,3295	<u>318,24</u>	
03.05.2015	100,3624	<u>318,4</u>	
04.05.2015	100,45	<u>318,56</u>	18,8
05.05.2015	100,2967	<u>318,67</u>	
06.05.2015	100,4099	<u>319,11</u>	
07.05.2015	100,1141	<u>319,52</u>	
08.05.2015	100,293	<u>319,89</u>	
09.05.2015	100,4696	<u>320,37</u>	
10.05.2015	99,94321	<u>320,86</u>	306,6

11.05.2015	99,92566	<u>321,43</u>		20,1
12.05.2015	100,1257	<u>322,1</u>		
13.05.2015		<u>322,93</u>		
14.05.2015	98,17154	<u>323,94</u>		
15.05.2015	98,52025	<u>325,01</u>		
16.05.2015	98,5951	<u>325,91</u>		
17.05.2015	100,5468	<u>326,72</u>		
18.05.2015	100,3503	<u>327,42</u>		20,8
19.05.2015	100,266	<u>328,05</u>		
20.05.2015	100,6871	<u>328,57</u>		
21.05.2015	100,8134	<u>328,97</u>		
22.05.2015		<u>329,24</u>		
23.05.2015	101,1347	<u>329,46</u>		
24.05.2015	100,9028	<u>329,83</u>		
25.05.2015	100,6052	<u>330,19</u>		22,2
26.05.2015	101,1365	<u>330,7</u>		
27.05.2015	101,759	<u>331,17</u>		
28.05.2015	101,6732	<u>331,64</u>		
29.05.2015	101,2442	<u>332,08</u>		
30.05.2015	102,0475	<u>332,55</u>		
31.05.2015	102,0822	<u>333,01</u>		
01.06.2015	101,9161	<u>333,51</u>		28
02.06.2015	101,5911	<u>334,1</u>		
03.06.2015	102,1351	<u>334,64</u>		
04.06.2015	101,9012	<u>335,27</u>		
05.06.2015	101,9361	<u>335,69</u>		31,2
06.06.2015	101,8907	<u>336,15</u>		
07.06.2015	101,7644	<u>336,38</u>		
08.06.2015	101,817	<u>336,44</u>		28,9
09.06.2015	101,9293	<u>336,55</u>		
10.06.2015	101,7117	<u>337</u>	322,7	
11.06.2015	101,7398	<u>337,51</u>		
12.06.2015	101,617	<u>338,29</u>		
13.06.2015	101,5089	<u>338,9</u>		
14.06.2015	101,4414	<u>339,34</u>		
15.06.2015	100,6545	<u>339,68</u>		
16.06.2015	101,2205	<u>339,87</u>		
17.06.2015	101,0871	<u>340,07</u>		
18.06.2015	100,9854	<u>340,32</u>		
19.06.2015	100,6801	<u>340,71</u>		
20.06.2015	100,3959	<u>341,21</u>		
21.06.2015	100,3152	<u>341,83</u>		
22.06.2015	99,90461	<u>342,31</u>		36,3
23.06.2015	99,47651	<u>342,78</u>		
24.06.2015	99,13965	<u>343,23</u>		
25.06.2015	98,74664	<u>343,67</u>		
26.06.2015	98,59575	<u>344,06</u>		
27.06.2015	98,94314	<u>344,46</u>		
28.06.2015	98,88349	<u>344,82</u>		
29.06.2015		<u>345,21</u>		38,7

30.06.2015	96,68177	<u>345,51</u>		
01.07.2015	98,0273	<u>345,9</u>		
02.07.2015	97,80623	<u>346,21</u>		
03.07.2015	97,79219	<u>346,58</u>		
04.07.2015		<u>346,9</u>		
05.07.2015	97,16394	<u>347,19</u>		
06.07.2015	97,46937	<u>347,5</u>		39,3
07.07.2015	97,75359	<u>347,75</u>		
08.07.2015	97,28339	<u>348,08</u>		
09.07.2015	97,28339	<u>348,41</u>		
10.07.2015	97,77465	<u>348,61</u>	335,2	
11.07.2015	96,56404	<u>348,86</u>		
12.07.2015	96,55703	<u>349,11</u>		
13.07.2015	95,26221	<u>349,44</u>		39,5
14.07.2015	95,76399	<u>349,74</u>		
15.07.2015	95,59556	<u>349,99</u>		
16.07.2015	95,6868	<u>350,24</u>		
17.07.2015	95,38502	<u>350,45</u>		
18.07.2015		<u>350,68</u>		
19.07.2015	95,64469	<u>350,95</u>		
20.07.2015	94,63761	<u>351,15</u>		38,7
21.07.2015	94,35689	<u>351,39</u>		
22.07.2015	94,12178	<u>351,49</u>		
23.07.2015	94,26916	<u>351,49</u>		
24.07.2015	94,11827	<u>351,63</u>		
25.07.2015	94,79551	<u>351,75</u>		
26.07.2015	94,51479	<u>351,88</u>		38,5
27.07.2015	94,49023	<u>351,96</u>		
28.07.2015	94,20612	<u>351,9</u>		
29.07.2015	93,90072	<u>351,99</u>		
30.07.2015		<u>352,06</u>		
31.07.2015	93,83185	<u>352,14</u>		
01.08.2015	93,76738	<u>352,15</u>		
02.08.2015	93,6586	<u>352,25</u>		
03.08.2015	94,04809	<u>352,3</u>	339,3	38,1
04.08.2015	94,21653			
05.08.2015	94,12178			
06.08.2015				